



Gölsel Seviye Değişimleri ve Volkanizmanın, Eşzamanlı Oluşan Traverten ve Tufalar Üzerine etkileri; Heybeli Traverten ve Tufaları (Adilcevaz, Bitlis)
Effects of lacustrine level changes and volcanism on synchronously-formed travertines and tufas; Heybeli travertines and tufas (Adilcevaz, Bitlis)

Çetin Yeşilova^{1,*} , Bilal Aranlı² 

¹ Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 65080 Tuşba/Van

² Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 65080 Tuşba/Van

• Geliş/Received: 31.07.2024 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 10.09.2024 • Kabul/Accepted: 10.09.2024
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 27.11.2024 • Baskı/Printed: 31.05.2025

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Heybeli Traverten ve Tufaları, Van Gölünün kuzeyinde, Heybeli Köyü ile Van Gölü arasında kalan bölgede yüzeylemektedir. Tabanda 55 m traverten istifi bulunurken, bu travertenlerin üzerine 21 m kalınlığında tufa istifi gelmektedir. Yapılan arazi ve laboratuvar çalışmaları sonucunda Heybeli traverten ve tufaları, breşik-litoklastik fasiyes, kristalin kabuk fasiyesi, çalı tipi fasiyes, sal tipi fasiyes, gaz boşluklu fasiyes, fitoherm çatıtaşı fasiyesi, fitoherm bağlamtaşı fasiyesi ve mikritik tufa fasiyesi olmak üzere 8 fasiyese ayrılmıştır. Bu çalışmada elde edilen veriler, traverten ve tufaların oluşumları ve gelişimleri sürecinde, tektonizma, volkanizma ve göl seviye değişimlerinin etkin rol oynadığını göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Adilcevaz, Heybeli, traverten, tufa, Van Gölü seviye değişimleri.

Abstract: Heybeli travertines and tufas crop out in the north of Lake Van, in the region between Heybeli village and Lake Van. While there is a 55 m travertine sequence at the base, a 21 m thick tufa sequence lies above these travertines. As a result of field and laboratory studies, Heybeli travertines and tufas were divided into 8 facies: brecciated-lithoclastic facies, crystalline crust facies, scrub type facies, raft type facies, gas cavity facies, phytoherm roofstone facies, phytoherm boundstone facies and micritic tufa facies. The data obtained in the study indicate that tectonism, volcanism and lake level changes played an active role in the formation and development of these travertines and tufas.

Keywords: Adilcevaz, Heybeli, Lake Van level changes, travertine, tufa.

GİRİŞ

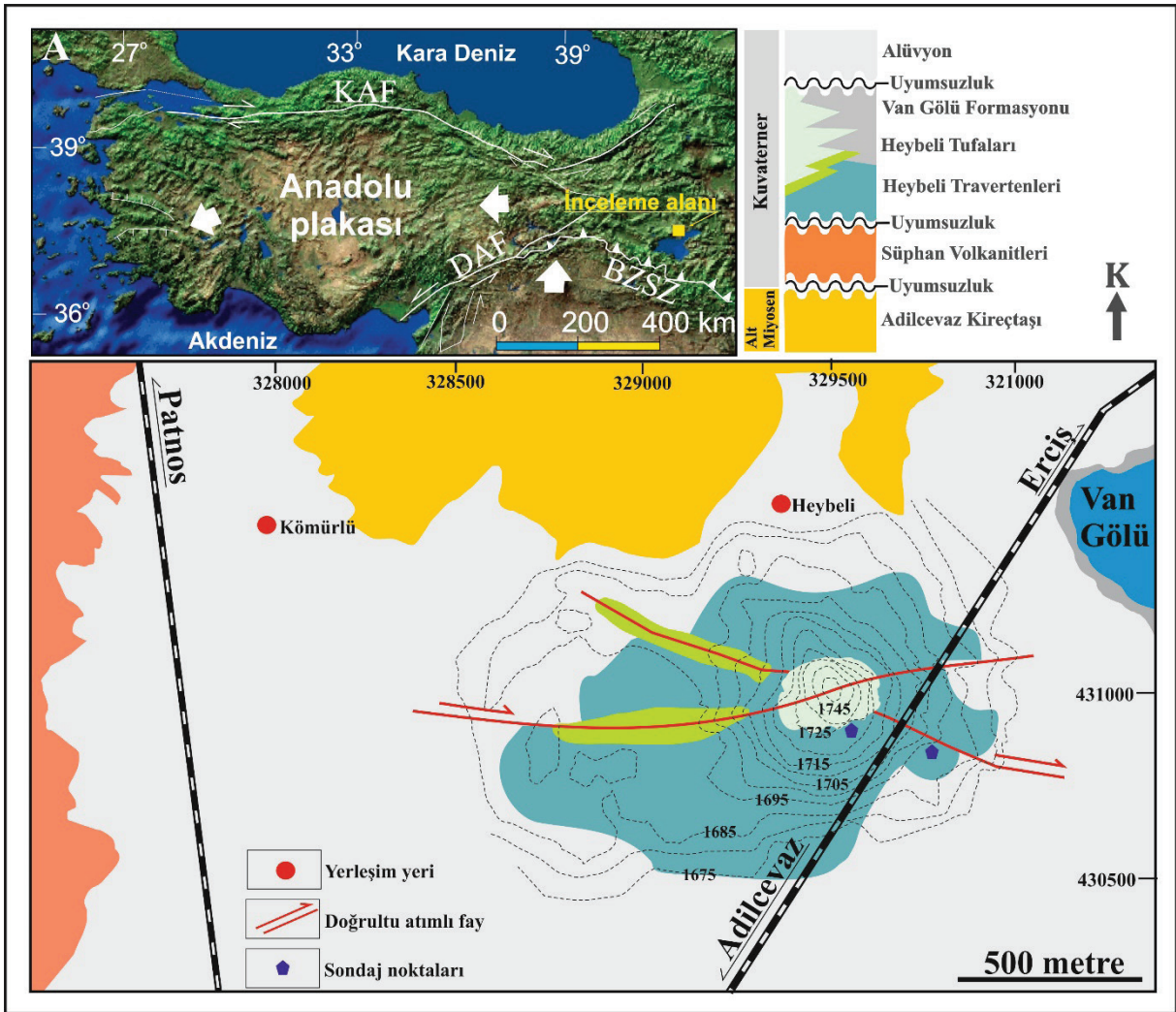
Tufa ve traverten, çoğunlukla, aynı tatlı sudan oluşan karbonatlı kayaçlar için alternatif isimler olarak gelişigüzel kullanılmaktadır (Julia, 1983; Capezzuoli vd., 2014). Bununla birlikte, traverten, kalsiyum ve bikarbonatça zengin sıcak suların bir çatlak, yarık veya aktif fay hattı boyunca, yüzeye çıktıkları alanlarda biriktirdikleri kalsiyum

karbonatlı kayaçlara verilen addır (Guo ve Riding, 1998; Pentecost, 2005). Tufa da travertenle aynı şekilde, kalsiyum ve bikarbonatça zengin suların bir çatlak, yarık, aktif fay hattı veya akarsu boyunca karbonatı çökeltmesi sonucu oluşmaktadır (Pedley, 1990; Capezzuoli vd., 2014). Teorikte her iki kayaç aynı gibi gözükse de pratikte bu kayaçları ayıran birçok özellik vardır (Capezzuoli vd., 2014). Bunlardan en önemlisi gibi görünen

* Yazışma / Correspondence: cetinyesilova@yyu.edu.tr

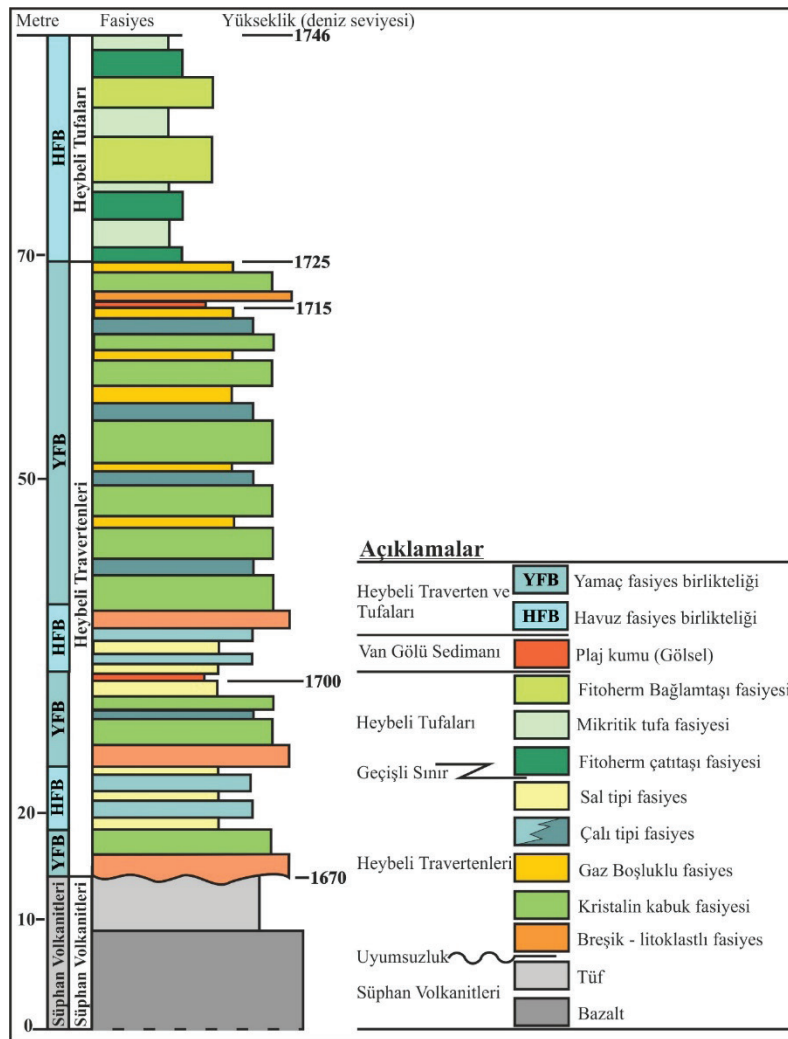
kaynağın sıcaklığıdır (Pedley, 1990; Pentecost ve Viles, 1994; Jones ve Renaut, 2010; Capezzuoli vd., 2014). Sıcaklık tanımlaması, su sıcaklıkları doğrudan aktif biriktirme alanlarında ölçülmüş ve/veya dolaylı olarak ilişkili organizmalar ve fosillerden tahmin edilmiştir (Pedley, 1990; Koban ve Schweigert.,1993; Capezzuoli vd., 2014). Bununla birlikte tufalarda canlı aktivitesinin olması kaçınılmazdır (Capezzuoli vd., 2014). Tüm

bunlar göz önüne alındığında, traverten ve tufalar, farklı morfolojik sınıflamaları ve farklı litofasiyes sınıflamalarına sahip olmaları nedeniyle, gerek bölgesel gerekse daha detay alanların evrimsel yorumlamalarında sıkça kullanılmaktadırlar. Bu nedenle traverten ve tufalarla ilgili olarak yapılan çalışmalar oldukça fazladır (Guo ve Riding, 1998; Pentecost, 2005; Capezzuoli vd., 2014).



Şekil 1. A) İnceleme alanının konumunu gösterir harita ve **(B)** inceleme alanının Aranlı ve Yeşilova (2021)'dan değiştirilen jeoloji haritası

Figure 1. A) Map showing the location of the study area and **(B)** geological map of the study area modified from Aranlı and Yeşilova (2021).



Şekil 2. Heybeli traverten ve tufa fasiyesleri ve fasiyes birlikteliklerini gösteren, genelleştirilmiş kolon kesit. (Aranlı ve Yeşilova, (2021)' dan değiştirilmiştir.)

Figure 2. Generalized columnar section showing Heybeli travertine and tufa facies and facies associations (Modified from Aranlı and Yeşilova (2021))

Doğu Anadolu Yığılma Karmaşığı'nın içerisinde yer alan çalışma alanı, Doğu Anadolu Fayı'nın kuzeyinde, Kuzey Anadolu Fayı'nın doğusunda, Muş sutureunun kuzeyinde yer almaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör vd., 2008). Van Gölü Havzası; 19 milyon yıl öncesinden başlayan sıkışma (kıta kıta çarpışması) rejiminin (Gülyüz vd., 2019) bir ürünü olarak gelişse de bu sıkışma rejiminin sonuçlarından biri olan Nemrut stratavolkanının patlamasından sonra

son şeklini almıştır. Günümüzde de etkili olan bu rejim, havzada birçok paleo ve aktif fayların gelişmesinde etkin rol oynamıştır (Şaroğlu ve Yılmaz, 1986; Özkaymak vd., 2012; Koçyiğit, 2013; Utkucu vd., 2017). Bu faylar neticesinde havzada birçok traverten oluşumu gerçekleşmiştir. Heybeli traverten ve tufalarının oluşumunda ve şekillenmesinde; Heybeli fayları aktif olarak rol oynamışlardır.

İnceleme alanının temelini, Burdigaliyen yaşlı Adilcevaz Kireçtaşları oluşturmaktadır (Demirtaşlı ve Pisoni, 1965; Yeşilova ve Yakupoğlu, 2007). Günümüzden 760.000 yıl önce faaliyetine başlamış Süphan Volkanına ait bazaltlar bu kireçtaşlarını uyumsuz olarak örtmektedir (Özdemir ve Güleç, 2014). İnceleme alanındaki diğer birimler sırasıyla Kuvaterner yaşlı, Heybeli Travertenleri, Heybeli Tufaları, Van Gölü Formasyonu ve Alüvyonlardır (Acarlar vd., 1991) (Şekil 1 ve 2).

Bu çalışmanın amacı, Van Gölünün kuzeyinde, göle 200 metre, Süphan Volkanına ait bazaltlara ise 700 metreden daha az uzaklıkta bulunan Heybeli traverten ve tufalarının oluşumunda, göl seviye dalgalanmalarının ve volkanik faaliyetlerin etkilerini araştırmaktır. Bu bağlamda çoğunluğu örtülü ve ekili olan travertenler üzerinde iki farklı noktada, toplamda 54 m karotlu sondaj yapılmıştır (Şekil 3A ve 3B).

METODOLOJİ

Çalışma, Van Gölü kuzeyinde yer alan Heybeli köyü (Adilcevaz, Bitlis) ile Van Gölü arasında kalan bölgede yer alan Heybeli traverten ve tufaları üzerinde gerçekleştirilmiştir. Arazi çalışmalarında, tamamı gözlemlenebilen tufalardan ve üst kesimleri gözlemlenebilen travertenlerden 2

ölçülü stratigrafik kesit ölçülmüştür. Üzeri örtülü ve ekili olan travertenlerin geri kalanında ise arazi gözlemleri yapılmış, en uygun yerlerden karotlu sondaj çalışması yapılmıştır. Sondaj çalışması, karotiyer uzunluğunun yetersiz olmasından ötürü 2 aşamada gerçekleştirilmiş ve toplamda 54 m sondaj yapılmıştır. Arazi çalışmaları sırasında traverten ve tufaların litolojik özellikleri ayrıntılı olarak belirlenmiştir. Travertenler, belirlenen litolojik özelliklerine dayanarak, Guo ve Riding (1998) de belirtilen fasiyes sınıflamasına uygun şekilde fasiyeslere ayrılmıştır. Tufalar ise Pedley (1990)'a göre sınıflandırılmıştır. Yapılan tüm çalışmalar sonucunda, 107 adet örnek incekesit için, 20 adet örnek de SEM analizleri için derlenmiştir. İnce kesit çalışmaları Dokuz Eylül Üniversitesi, Torbalı Meslek Yüksek Okulu, ince kesit laboratuvarında gerçekleştirilmiştir. SEM çalışmaları, Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Bilim Uygulama ve Araştırma Merkezinde (BUAM) yapılmıştır. Bu çalışmada iletken yüzey sağlanması için numuneler öncelikle 75 saniye boyunca Q150R cihazı ile Au/Pd ile kaplanmıştır. Daha sonra numunelerin morfolojik analizleri için Zeiss Sigma 300 marka alan emisyonlu taramalı elektron mikroskobu (FE-SEM) ile görüntüler alınmıştır. Görüntüleme işlemi ikincil elektronlar (SE) ile 10 kV hızlandırma voltajında yapılmaktadır.



Şekil 3. A) Travertenlerde yapılan karotlu sondaj çalışması ve **(B)** karot sandıklarından birinin görünümü.

Figure 3. A) Core drilling in travertines and **(B)** view of one of the core boxes.

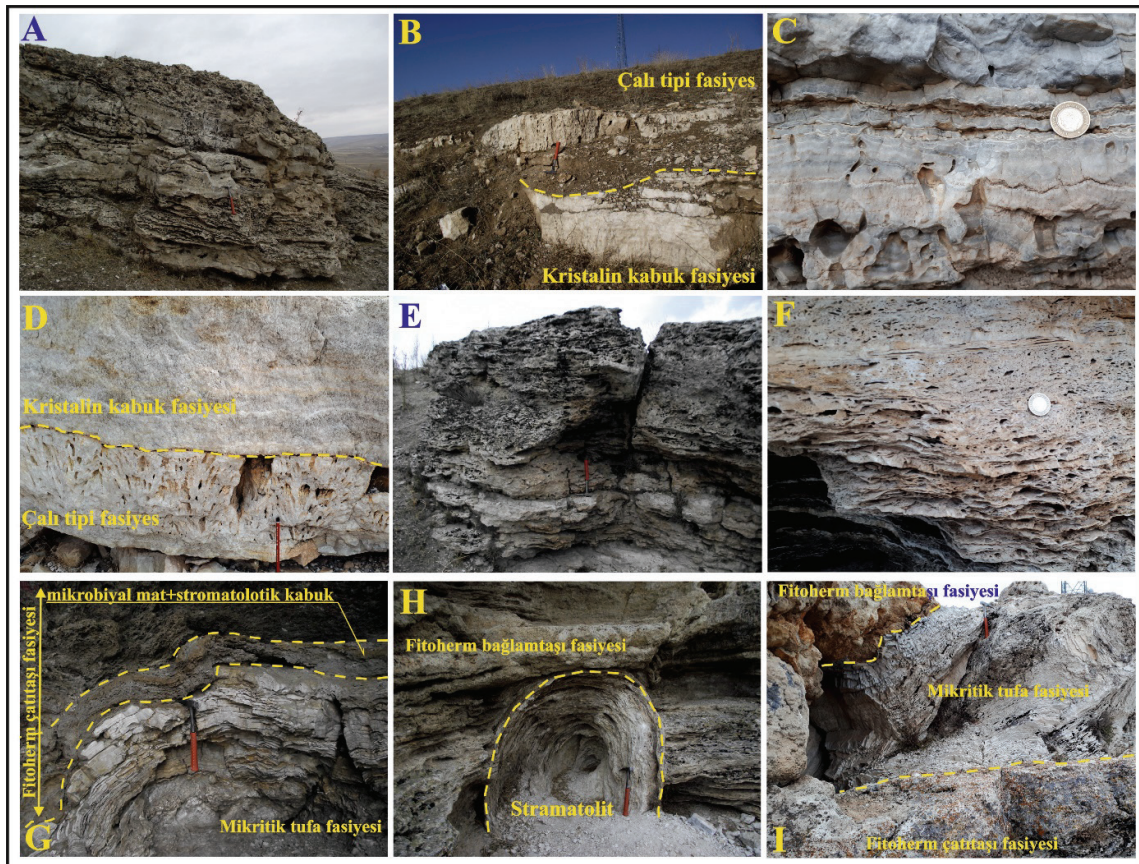
BULGULAR

Bu bölüm sedimentoloji ve mineraloji – petrografi başlıkları adı altında incelenecektir.

Sedimentoloji

Yapılan tüm incelemeler sonucunda, Heybeli Travertenleri, Breşik-litoklastlı fasiyes, Kristalin

kabuk fasiyesi, Çalı tipi fasiyes, Sal tipi fasiyes, Gaz boşluklu fasiyes olmak üzere 5 fasiyese, Heybeli Tufaları ise fitoherm çatıtaşı fasiyesi, fitoherm bağlamtaşı fasiyesi ve mikritik tufa fasiyesi olmak 3 fasiyese ayrılmıştır (Şekil 4) (Aranlı, 2021).



Şekil 4. Traverten ve tufa fasiyeslerini ve ilişkilerini gösteren resimler. Breşik – litoklastlı fasiyes ve içerisinde kristalin kabuğa ait çakıllar (A), kristalin kabuk fasiyesi ve çalı tipi fasiyes ilişkisini gösteren fotoğraf (B), gri – füme renkli, gözenekli kristalin kabuk fasiyesi (C), çalı tipi fasiyes ve kristalin kabuk fasiyesi ilişkisi (D), Sal tipi fasiyes (E), gaz boşluklu fasiyes (F), fitoherm çatıtaşı fasiyesindeki mikrobiyal mat ve stromatolitik kabuğun mikritik tufa fasiyesi ile ilişkisi (G), fitoherm bağlamtaşı fasiyesi ve bu fasiyesin görsel ortam ürünü olduğu gösteren kafa stromatolit (H) ve (I) mikritik tufa fasiyesi.

Figure 4. Pictures showing travertine and tufa facies and relationships. Lithoclast-breccia facies and pebble of crystalline crust facies (A), relation between crystalline crust facies and shrub type facies (B), gray and dark gray colored and porous crystalline crust facies (C), relation between shrub type facies and crystalline crust facies (D), paper thin raft type facies (E), gas bubble facies (F). Microbial mat and stromatolitic crust in the phytaherm framework facies and relationship between micritic tufa facies (G), phytaherm boundstone facies and head stromatolite showing that the facies is a product of a lacustrine environment (H), micritic tufa facies (I).

Traverten Fasiyesleri

Breşik – litoklastlı fasiyes

Arazide 2 farklı şekilde gözlemlenen bu fasiyes, traverten ve tufaların temelini oluşturmaktadır. (i) Kesitin tabanında, volkanik çakıl katkılı olarak gözlemlenmektedir. Fasiyes bu ilişkisi bakımından çakıllı fasiyes olarak tanımlanmalıdır, ancak arazide başka hiçbir düzeyde gözlemlenmemesi ve sadece karotta tanımlanmasından dolayı breşik-litoklastlı fasiyeye dâhil edilmiştir. Diğer gözlenme şekli ise (ii) diğer fasiyeslerden, özellikle de kristalin kabuk fasiyesine ait çakıllar ihtiva eder şekildedir (Şekil 4A). Arazide 4 kez tekrar eden bu fasiyes, gri-sarımtırak renklidir ve katman kalınlıkları 10-45 cm arasında değişmektedir. Kimi yerlerde breşik-litoklastlar, arası gaz boşluklu veya sal tipi travertenlerle doldurulmuştur. Ancak içerdiği breşik-litoklastlardan ötürü fasiyeye breşik-litoklastlı traverten fasiyesi adı verilmiştir (Şekil 4A).

Kristalin kabuk fasiyesi

Arazide ve karotta (10 tekrarla), en çok gözlemlenen fasiyestir. Arazide iki farklı tipte bulunmaktadır. (i) Krem – bej – beyaz renkli, gözeneksiz, katman kalınlığı 7 – 150 cm arası değişen kalınlıkta ve içeriğindeki silisyumdan ötürü oniks özelliğindedir (Şekil 4B). (ii) Füme – açık gri renkli, ince tabakalı bol gözenekli ve oniks yapısındadır (Şekil 4C).

Çalı tipi fasiyes

Çalı tipi fasiyesi, kristalin kabuk fasiyesinden sonra arazide en çok gözlemlenen fasiyeslerden biridir. Krem-beyaz renkli, aragonitik yapıdadır. Fasiyes, arazide, tabakalı, beyaz renkli, orta-kalın katmanlı ve bir noktadan büyüyen çalılardan oluşmaktadır (Şekil 4D). Çalılar, sparikalsit stromatoliti içeren, içerisinde sutaşıma kanalları ihtiva eden, aynı merkezden çıkıp dallanan yapraklar içeren küçük

bodur bitkiler şeklinde gözlemlenmektedir. Bodur bitkilerin genişliği 10-40 cm çapında, yüksekliği ise 10-20 cm civarındadır.

Sal tipi fasiyes

İnceleme alanında, 5 kez tekrar eden fasiyesin, katman kalınlığı, 0,8-1,6 cm arasında değişmektedir. Krem-gri renkli fasiyes, genellikle kamyı tipi ve çalı tipi fasiyesle birlikte bulunmaktadır (Şekil 4E).

Gaz boşluklu fasiyes

Gaz boşluklu traverten fasiyesi arazide sarı-bej renkli, ince-kalın katmanlı olarak gözlemlenmektedir (Şekil 4F). Fasiyes, yer yer 2-5 cm kalınlığında kristalin kabuk fasiyesine ait seviyeler de içermektedir. Gaz boşluklu traverten fasiyesi, tüm kesit boyunca 5 kez tekrar edilmektedir.

Tufa Fasiyesleri

Fitoherm çatıtaşı fasiyesi

Fasiyesin toplam kalınlığı 4,5-5 m kadardır. Fasiyes arazide koyu gri-füme renkli, çok gözeneklidir. Fasiyes tabanda, gri renkli mikrobiyal matlar ve üzerindeki kahverengi stromatolitik kabuk ile başlamaktadır. Bu bölümün toplam kalınlığı 15 cm civarındadır (Şekil 4G).

Fitoherm bağlamtaşı fasiyesi

Fasiyes arazide krem-sarı renkli, ince katmanlı tabakalar ile bunların arasına yerleşmiş çapları 74 cm ile 1,6 m arası değişen stromatolit kubbeleri ile karakteristiktir (Şekil 4H). Stromatolitler, sarı – bej renklidir. Katman kalınlıkları 1 – 6 cm arasında değişmektedir.

Mikritik tufa fasiyesi

Bu fasiyes arazide krem-beyaz renkli, sert ve sağlam bir yapıda gözlemlenmektedir. Genellikle stromatolitli düzeyleri sarar vaziyettedir (Şekil 4.G). Fasiyes, tufa istifinin alt kesiminde, yer yer bitkisel katılım gösterse de kesitin orta kesimlerinde masif, kesitin en üstünde ise, kalışler ve tufa breşlerinden oluşmaktadır.

Mineraloji – Petrografi

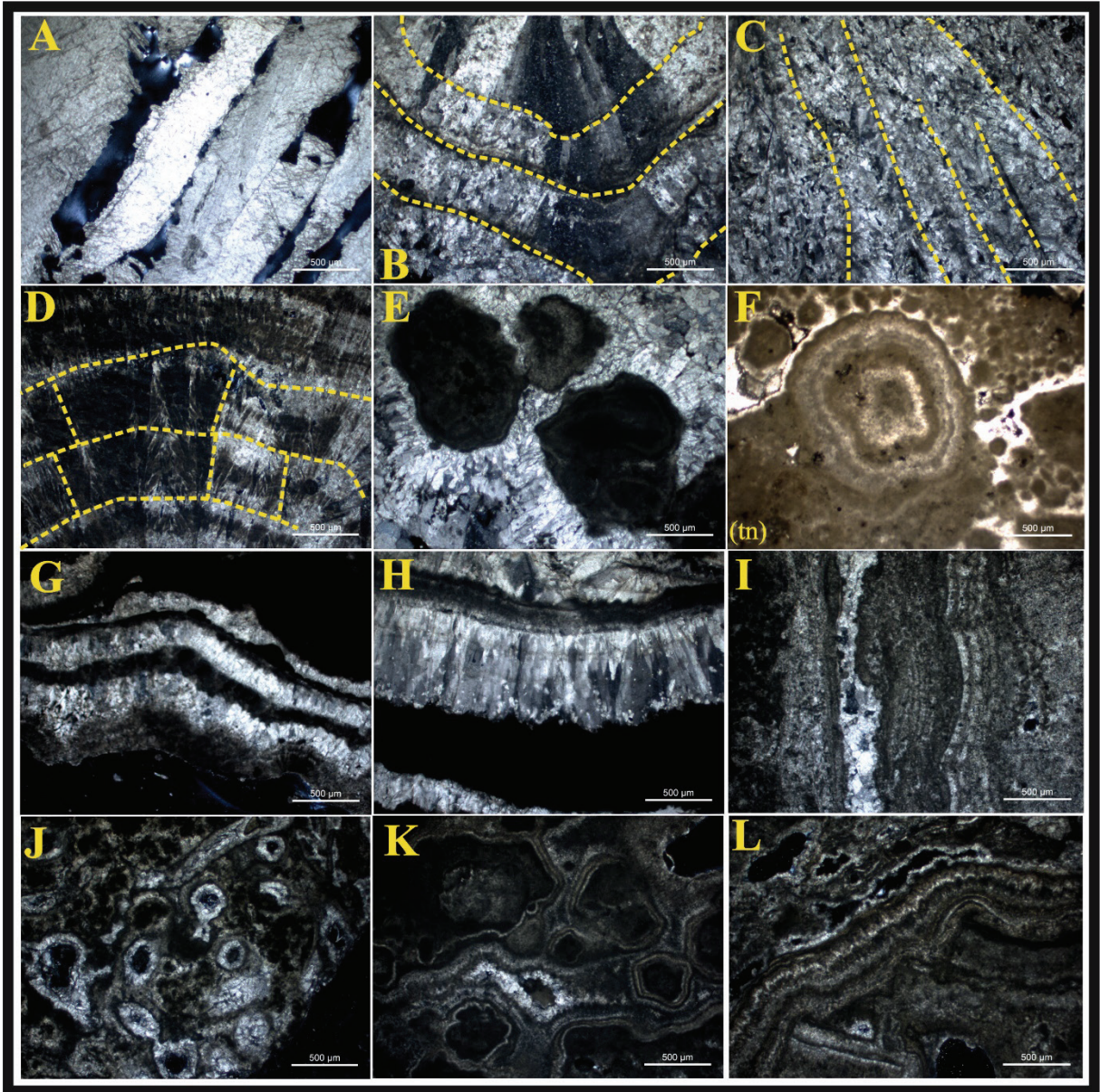
İnce kesitler mikroskop altında incelendiğinde kristalin kabuk fasiyesine ait öz şekilli kalsit minerallerinin büyük ve birbirlerine paralel olacak şekilde dizildikleri görülmektedir. Büyüme eksenine dik olacak şekilde gelişen bu kristaller arasındaki boşluklarda ikincil kalsit kristalleri gözlemlenmektedir (Şekil 5A). Kristalin kabuğu oluşturan kalsit kristalleri, büyüme eksenine dik olacak şekilde gelişmekte, bu büyümeler küçük ölçekli yerel fanlar oluşturmaktadır (Şekil 5B). Gelişen bu fanların kalınlıkları ve boyları birbirlerine eşittir. Gerek kristaller arasında gerekse fanlar arasında düzenli bir dağılım söz konusudur.

Çalı fasiyesini oluşturan çalılar temelde iki farklı şekilde gözlemlenmiştir. Bunlardan birincisi merkezden çıkan çalı demetleri şeklindedir ve buradaki çalıların her biri yaprakları yukarı doğru genişleyen ve açılan çalı demetleri şeklinde gözlemlenmektedir (Şekil 5C). İkincisi, tabaka düzeyine dik olarak ve yukarı doğru büyüyen çalılar şeklinde gelişen oluşumlar olarak gözlemlenmektedir (Şekil 5D).

Bağlamtaşı fasiyesini oluşturan kalsit tanelerinin (travertene ait kırıntılar) etrafı duru kalsitle çevrelenmiştir (Şekil 5E). Breşik-litoklastlı fasiyes kimi zaman merkezde, çapları 2 mm'den

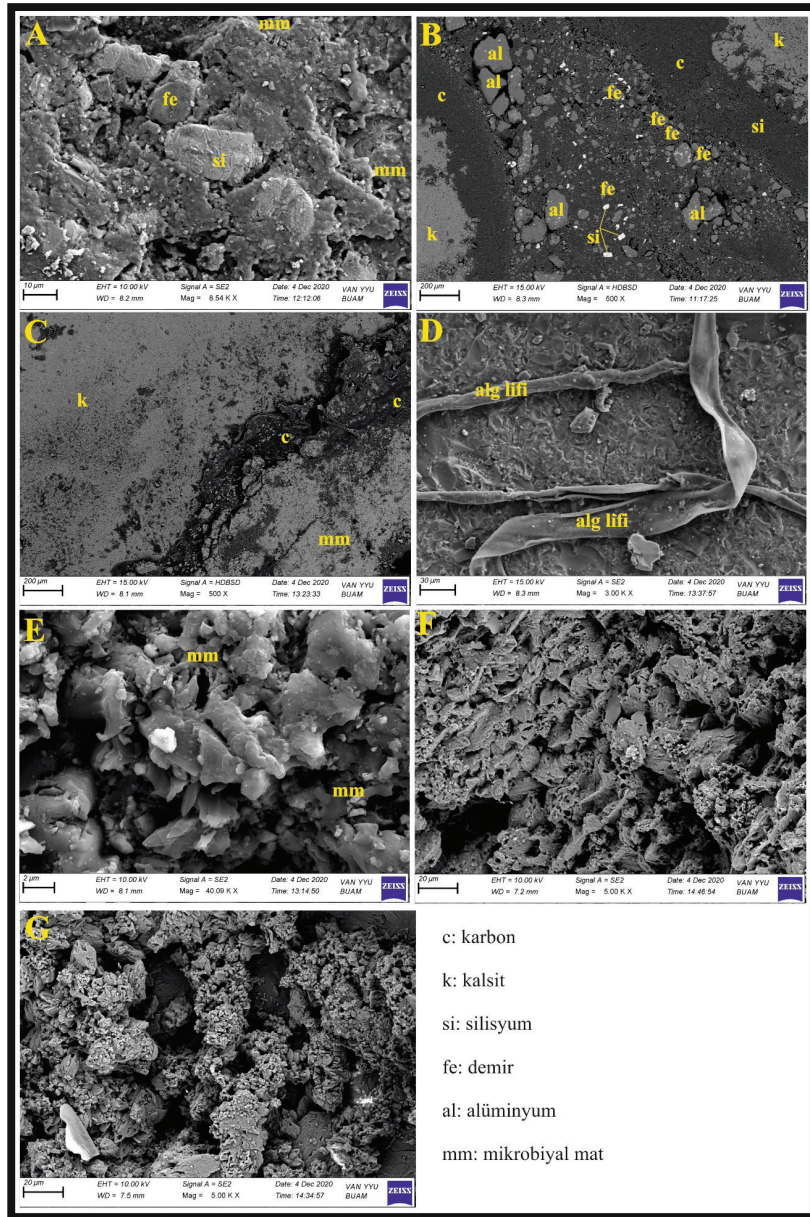
küçük karbonat taneleri içeren ooid taneleri de ihtiva etmektedir. Bu tanelerin etrafı konsantrik bir şekilde kalsit halkalarıyla çevrilidir (Şekil 5F). Fitoherm bağlamtaşına ait stromatolitlerde üç tip kabuğa da (sparit, ince taneli ve hibrit) rastlamak mümkündür (Riding, 2008).

Hibrit kabuklarda ince taneli kabuk oluşumu, spary kabuk oluşumuna göre nispeten incedir (Şekil 5G ve 5H). Hibrit kabuğun ince taneli kabuk kısmında mikrobiyal matlar arasında demir ve silisçe zengin tanelere rastlamak mümkündür (Şekil 6A) Spary kabuklar iyi gelişmiş, öz şekilli kalsit kristallerinden oluşmaktadır (Şekil 5H). Bu kabuklar arasındaki ince taneli kabuk bantları çoğu zaman, alüminyum, silis ve demirden oluşan taneler ihtiva etmektedir (Şekil 6B). Yine bu spary kabukların arasında, ince organik malzeme bulunmaktadır (Şekil 6C). İnce taneli kabuk nadiren de olsa kabuk katmanları arasında sparit taneleri ihtiva etmektedir (Şekil 5I). Fitoherm bağlamtaşına ait düzlemsel tabakalar arasında algere ait liflere rastlamak mümkündür (Şekil 6D). Bu alg ihtiva eden tabakaların üst yüzeyleri mikrobiyal matlarla çevrelenmiş durumdadır (Şekil 6E). Fitoherm çatıtaşı fasiyesinde, yoğun miktarda, keçeleşmiş mikrofilm sarılı sparit ve bitki parçalarından oluşmaktadır (Şekil 5J ve 5K). Bu parçaların üzerini sarar vaziyette stromatolitler gözlemlenmektedir (Şekil 5L). Fasiyes, Şekil 6F'ye bakıldığında, fitoherm çatıtaşı fasiyesindeki yüksek poroziteye bağlı olarak bozunmaya başlayan karbonat mineralleri açık bir şekilde gözlemlenmektedir. Bozunma ile birlikte karbonatlar üzerinde fitoklastik, mikritik ve detritik mikrobiyal matlar gelişmeye başlar (Şekil 6F). Bozunma devam ettikçe, fasiyesteki, mikrobiyal matların fasiyes üzerindeki çoğunluğu artmaya başlamakta, karbonat mineralleri de gittikçe azalmaktadır (Şekil 6G).



Şekil 5. Traverten ve tufa fasiyelerine ilişkin ince kesit görüntüleri. (A) Kristalin kabuğa ait iri kalsit kristalleri ve aralarında gelişen ikincil kalsitler, (B) fan yapıları ve bu fanlara dik gelişen kalsit kristalleri, (C) yelpaze şeklinde gelişen çalılar ve (D) büyüme eksenine dik gelişen çalılar, (E) breşik – litoklastlı fasiyesindeki taneler ve etrafını saran duru kalsitler ile ooid taneleri (F). sırasıyla, hibrit, spary ve ince taneli kabuk görüntüleri (G, H, I). Fitoherm çatıtısına ait keçeleşmiş mikrofilmler (J, K) bunları saran hibrit kabuğa ait bir görüntü (L).

Figure 5. Thin section images of travertine and tufa facies. (A) Large calcite crystals belonging to crystalline crust and secondary calcite developing between them, (B) fan structures and calcite crystals developing perpendicular to these fans, (C) shrubs developing in the form of a fan, (D) shrubs developing perpendicular to the growth axis, (E) grains in brecciated - lithoclast facies and clear calcites and ooid grains surrounding them, (F) Hybrid, sparry and fine-grained crust images (G, H, I), respectively. Felted microfilms of phytotherm boundstone (J, K) and an image of the hybrid crust surrounding them (L).



Şekil 6. Değişik fasiyelere ait SEM görüntüleri. **A)** Demir (fe) ve silisyum (si) içeren mikrobiyal mat (mm). **B)** ince taneli kabuk katmanları arasındaki alüminyum (al), demir (fe) ve silisyum (si) taneleri. Spary kabuklar arasındaki organik bant **(C)**. Bağlamtaşı tabakaları arasındaki alg lifleri **(D)** ve tabakaların üzerini saran mikrobiyal mat **(E)**. **F)** Fitoherm çatıtaşı fasiyesinde yer alan ve bozunmaya başlamış karbonat mineralleri ile bunların etrafında gelişmeye başlayan mikrobiyal matlar ile **(G)** Karbonat minerallerinin bozunmasıyla artan porozite ve karbonat minerallerinin yerini alan mikrobiyal matlar.

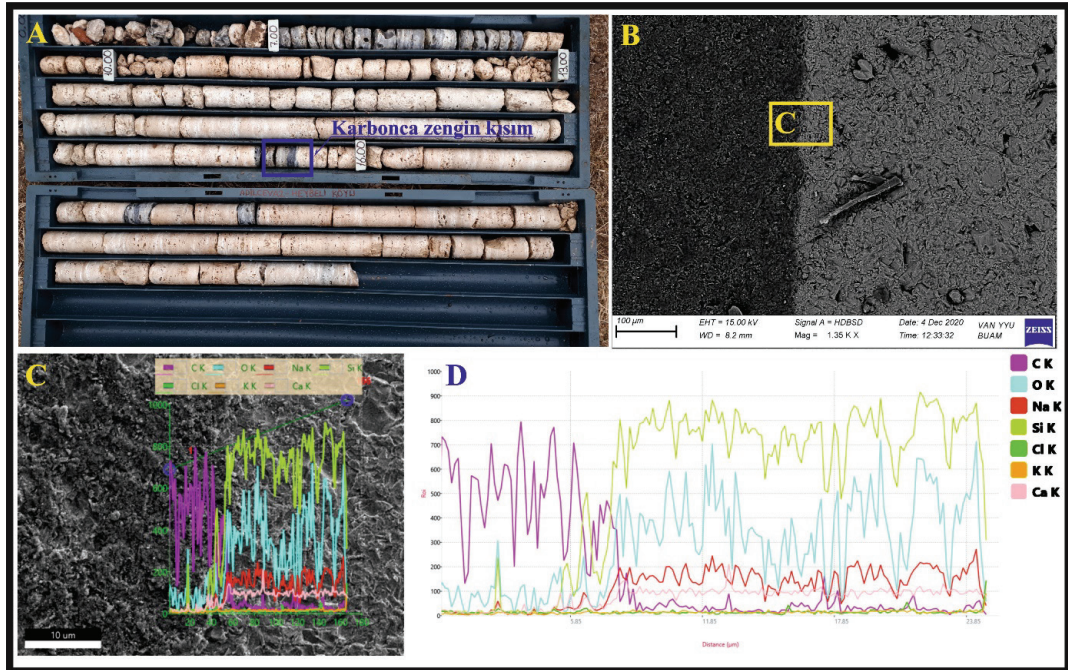
Figure 6. SEM images of different facies. **(A)** Microbial mat (mm) containing iron (fe) and silicon (si). **(B)** Aluminum (al), iron (fe) and silicon (si) grains between fine-grained crust layers. Organic band between sparry crusts **(C)**. Algal fibers between boundstone layers **(D)** and microbial mat covering the layers **(E)**. **F)** Carbonate minerals starting to decompose in the phytoherm boundstone facies and microbial mats starting to develop around them. **(G)** Increased porosity due to decomposition of carbonate minerals and microbial mats replacing carbonate minerals.

Sondajla alınan karotlar incelendiğinde, tüm karot boyunca, 4 kez grimsi-siyahımsı oluşumlar dikkat çekmektedir (Şekil 7A). Bu oluşumlar açık griden siyaha kadar değişen renk tonunda gelişmektedir (Şekil 7B). Bu oluşumlar, tabanda açık renkli, ortasında koyu ve yukarı doğru gittikçe açılan bir renk tonunda gelişmektedir. Yapılan analizler ve incelemeler (incekesit, SEM ve EDX) sonucunda bu kısımların, renk değişimiyle paralel olacak şekilde karbon (C) içerdiği gözlemlenmiştir. Karbon içeriği siyah renkli bölümlerde maksimumken dışlara doğru azalmaktadır (Şekil 7C ve 7D). Karbonca zengin seviyeler bataklık ortamını göstermektedir (Guo ve Riding, 1998; Rainey ve Jones, 2009; Capezzuoli vd., 2014).

TARTIŞMA

Fasiyes Analizi ve Birliktelikleri

Traverten fasiyesleri, birçok parametreyi (çökeltme ortamı, kaynağa uzaklık, çökeltmedeki kesiklikler ve fayın aktivitesi gibi) değerlendirmek için kullanılmaktadır (Chafetz ve Folk, 1984; Folk vd., 1985; Chafetz vd., 1991; Ford ve Pedley, 1996; Guo ve Riding, 1998; Özkul vd., 2002). Bu bağlamda fasiyesler, su sıcaklığı, fay etkinliği, ortam dinamikleri ve çökeltme ortamı yorumlamasında kullanılmaktadır (Chafetz ve Folk, 1984; Folk vd., 1985; Chafetz vd., 1991; Ford ve Pedley, 1996; Guo ve Riding, 1998; Özkul vd., 2002). Heybeli traverten ve tufalarının, ortalama oluşum sıcaklıkları, eğimleri, bitki içeriği, su rejimi, mineralojik ve petrografik özellikleri göz önüne alınarak iki farklı çökeltme ortamı ve dolayısıyla iki farklı fasiyes birlikteliği belirlenmiştir (Guo ve Riding, 1998; Özkul vd., 2014). Bu fasiyes toplulukları:



Şekil 7. Traverten oluşumu sırasında tekrarlayan karbonlu seviyelerin karot (A), SEM (B), EDX görüntü (C) ve EDX dağılım diyagramı (D).

Figure 7. Core (A), SEM (B), EDX image (C) and EDX distribution diagram (D) of recurring carbonaceous levels during travertine formation.

1. Yamaç fasiyes birlikteliği,
2. Havuz (göl) fasiyes birlikteliğidir.

Yamaç fasiyes birlikteliği belirlenirken, canlı aktivitesi, tabakaların konumu, su sıcaklığı gibi parametreler; havuz fasiyes birlikteliği belirlenirken ise, biyolojik aktivite, tabaka konumu, mikrit/sparit oranı, gölsel etkileşim gibi parametreler dikkate alınmıştır (Guo ve Riding, 1998; Özkul vd., 2014; Capezzuoli vd., 2014).

Yamaç fasiyes birlikteliği

Yamaç fasiyes birlikteliği, genellikle eğimleri 7°-35° arasında değişen eğimlerdeki yamaçlar üzerinde oluşmaktadır (Guo ve Riding, 1998; Özkul vd., 2014; Capezzuoli vd., 2014). Fasiyes bileşenleri, kristalin kabuk, breşik-litoklastlı ve gaz boşluklu fasiyestir. Bununla birlikte canlı aktivitesine rastlanmaması, sparitik özellikte olması ve kristalin kabuklarla geçişli olması nedeniyle tabakalı çalı tipi fasiyeslerde bu birliktelik altında incelenmiştir. Kristalin kabuk fasiyesinin gerek ince kesitlerde gerekse SEM çalışmalarında gözlemlenen, iri kalsit kristallerinin varlığı, tabaka düzlemine dik olmaları ve uzun eksenlerinin tabaka düzlemlerini kesen kalsit demetleri şeklinde gelişmesi nedeniyle, su akışının ve biyolojik aktivitenin çok sınırlı olduğu bir ortamda oluştuğunu göstermektedir (Barilaro vd., 2011). Kristalin kabuk fasiyesindeki kristal yelpaze demetlerinin uzunluk ve büyüme hızlarının eşit olması, ortam koşullarının ve büyüme hızlarının stabil olduğunu göstermektedir (Özkul vd., 2001; Barilaro vd., 2011). Guo ve Riding (1998)'e göre, bu fasiyes genellikle kaynak ağzında veya kaynağa çok yakın alanda sıcak suyun çökelttiği karbonat ile oluşmaktadır.

Yine breşik-litoklastlı fasiyeste gözlemlenen ooid tanelerinin etrafını saran sparit çimento ortamın durgun olmadığına, bir akışın varlığına işaret etmektedir (Özkul vd., 2001; Barilaro vd., 2011). Yine bunlarla birlikte gözlemlenen gaz

boşluklu fasiyesin varlığı ve yoğun miktarda gözlemlenmesi, diğer fasiyeslerde de gaz boşluklarının gözlemlenmesi, hidrotermal suların uçucu bileşenlerce son derece zengin olduğunu göstermektedir (Guo ve Riding, 1998). Neredeyse tüm fasiyeslerde gaz boşluklarına rastlanması ve istifte yoğun şekilde gaz boşluklu fasiyesin gözlemlenmesinin temel nedeninin Süphan volkanının faaliyetleri olduğu düşünülmektedir (Aranlı, 2021).

Havuz fasiyes birlikteliği

Havuz (göl/bataklik) fasiyes birlikteliği, yamaçların artık düzleştiği yatay veya yataya yakın bölgeleri ifade etmektedir (Guo ve Riding, 1998). Sal tipi fasiyes ve bodur çalı tipindeki çalı tipi fasiyesler bu durumu doğrularken tufa fasiyesleri (fitoherm çatıtaşı fasiyesi, fitoherm bağlamtaşı fasiyesi, mikritik tufa fasiyesi) Van Gölü etkisini işaret etmektedir. Yine travertenler boyunca belirlenen 4 adet organik materyalce zengin gri-siyah-gri renkli bantlar da havuz (göl/bataklik) fasiyes birlikteliği altında incelenmiştir. Bu bantlar da aynı zamanda bataklık ve göl ortamını göstermektedir. SEM görüntüleri ve ince kesitlerde gözlemlenen mikrobiyal etkinlikler, stromatolitler, keçeleşmiş mikrofilm sarılı sparit ve bitki parçaları, fitoklastik, mikritik ve detritik mikrobiyal matların varlığı gölsel/bataklik faaliyetlere işaret etmektedir (Chafetz ve Folk, 1984; Guo ve Riding, 1998; Özkul vd., 2002; Faccenna vd., 2008).

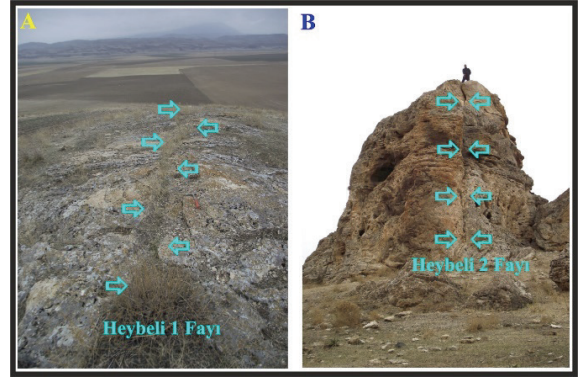
Heybeli Traverten ve Tufa Oluşumunu Denetleyen Faktörler

Traverten ve tufa oluşumu, başta tektonizma ve iklim olmak üzere, kaynağın şekli, suyun miktarı, kalsiyum içeriği, morfoloji, canlı etkinliği gibi birçok etmen tarafından denetlenmektedir (Julia, 1983; Guo ve Riding, 1998; Pentecost, 2005). Bölgedeki diğer traverten oluşumları

incelendiğinde oluşum zamanlarının 600.000 – güncel olduğu gözlemlenmektedir (Yeşilova vd., 2015a; 2015b; 2019; 2021; Yeşilova, 2019; 2022). Yine travertenlerin temelinde Süphan Volkanına ait çökeller gözlemlenmektedir. Bu çökellerin, 760.000 – 64.000 yıl arasında oluştukları bilinmektedir (Özdemir ve Güleç, 2014). Bu durumda, Heybeli travertenlerinin de Van Gölü ile eş zamanlı veya oluşumundan sonraki süreçte oluştuğu düşünülmektedir. Bu bağlamda Van Gölünde yapılan iklimsel, seviye değişimleri ve kalsiyum karbonat çalışmaları gibi birçok çalışma söz konusu travertenlerin evriminin açıklanmasında anahtar rol oynayacaktır

Tektonizma

Travertenlerin oluşumu, fayların hidrotermal akışkanın yüzeye taşınmasında önemli rol oynamasından dolayı aktif faylarla doğrudan ilişkilidir (Barnes vd., 1978). Travertenlerin büyük bir çoğunluğu Pleyistosen'den günümüze kadar geçen sürede oluşmuş ya da oluşmaya devam etmektedir (Chafetz ve Folk, 1984; Guo ve Riding, 1998; Altunel ve Hancock, 1996; Özkul vd., 2002; 2010; 2013; 2014). Bu sebeple neotektonik rejimin, günümüz tektonizmasının açıklanmasında önemli bir rol üstlenmektedirler (Altunel, 1996). İnceleme alanında, traverten tufaların evriminde doğrudan rol oynayacak iki önemli fay bulunmaktadır. Heybeli travertenleri, K65°B doğrultulu, sağ yönlü doğrultu atımlı fayın (Heybeli 1 fayı) hareketi sonucunda yüzeye çıkan hidrotermal sular tarafından oluşturulmuştur (Şekil 8A). Heybeli tufaları ise, K70°D doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı fayın (Heybeli 2 fayı) hareketi sonucu oluşmuştur (Şekil 8B). Bu bağlamda Heybeli 2 fayı Heybeli 1 fayından daha genç olmaktadır. Heybeli tufalarında yalnızca Heybeli 2 fayının etkilerinin görülmesi bu durumu doğrulamaktadır. Aynı zamanda, Heybeli travertenlerinde her iki fayın etkilerini de gözlemek mümkündür, bu da yaşlı olan travertenlerin genç fayın (Heybeli 2) hareketlerinden etkilendiğini göstermektedir.



Şekil 8. Travertenleri oluşturan Heybeli 1 fayı (A) ve tufaların oluşumunda rol oynayan Heybeli 2 fayı (B).

Figure 8. Heybeli 1 fault (A) that forms the travertines and Heybeli 2 fault (B) that plays a role in the formation of tufas.

İklim

Paleosol seviyeleri, içerdikleri yüksek polen verisine dayalı iklim değerlendirmelerinde ve ayırt edici özellikleri nedeniyle yerel ve bölgesel ölçekte Kuaterner tortullarının korelasyonunda sıklıkla kullanılır (Richmond, 1962; Morrison, 1967; Pecs, 1995; Pazonyi vd., 2014; Toker Tagliasacchi, 2018). Traverten ve tufa oluşumlarının bir kısmı sürekli bir birikim gösterirken, diğerlerinin herhangi bir sürekliliği yoktur. Birikim süreçleri sırasında bir veya daha fazla duraklama olabilir. Sedimentasyon süreçlerinin durduğu ve aşınma süreçlerinin etkili olduğu bu dönemlerde paleosoller oluşur. Bu paleosoller, traverten oluşumundaki duraklamaya, canlı aktivitenin artmasına ve aşınma süreçlerinin başlangıcına işaret eder (Chafetz ve Folk, 1984; Guo ve Riding, 1998; Özkul vd., 2002; Faccenna vd., 2008; Van Noten vd., 2018). Bu bağlamda, Heybeli traverten ve tufalarında bir duraklama veya paleosol oluşumunun oluşması, paleoiklim koşulları hakkında yorum yapmayı kolaylaştıracaktır. Ancak büyük bir çoğunluğu örtülü ve ekili olan travertenlerde yapılan karotlu sondaj neticesinde paleosol seviyelerine

rastlanılmamıştır. Bu durum sondaj sıvısının paleosolleri yıkamasından kaynaklanmış olabilir. Sonuç olarak iklim kayıtlarının anlaşılabilmesi için traverten ve tufa örneklerinden izotop çalışmalarının yapılması gerekmektedir. Ancak havzada yapılan diğer traverten çalışmalarına bakıldığında (Yeşilova vd., 2015a; 2015b; 2019; 2021; Yeşilova, 2022), traverten oluşumlarının iklimle bir paralellik gösterdiği görülmektedir. Bu çalışmanın da paralellik gösterebileceği düşünülmektedir.

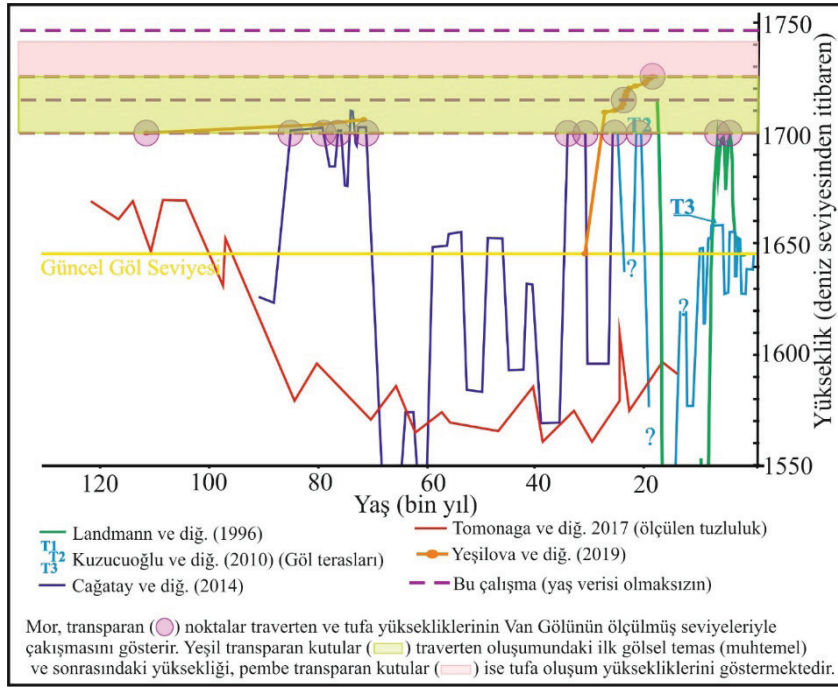
Van Gölü seviye değişimleri

Stockhecke vd. (2014) yapmış oldukları, Van Gölünün 600.000 yıllık sedimanter oluşumu ve evrimi hakkındaki çalışmalarında göl seviye dalgalanmalarından ve göldeki CaCO_3 seviyesindeki değişimlerden bahsetmişlerdir. Göl seviyesindeki değişimler yeraltı seviyesi için son derece önemlidir. Yine göldeki CaCO_3 seviyesindeki değişimler gölü besleyen kaynaklardaki CaCO_3 seviyesi ile doğrudan ilişkilidir. Yapılan arazi çalışmalarında, traverten ve tufaların üzerinde Van Gölünden farklı bir gölsel alanın oluşamayacağı tespit edilmiştir. Arazi şartları ve topoğrafya bu traverten ve tufalar üzerinde farklı yerel gölsel alanların oluşmasına imkân vermemektedir. Bu durum, göl seviyesindeki (Van Gölü) oynamaların, traverten ve tufaların gelişimine yön verdiğini göstermektedir. Travertenlerden alınan plaj kumları, karbonlu seviyeler ve stromatolitler traverten ve tufaların göl seviye değişimlerinden etkilendiğini doğrulamaktadır. Yeşilova vd. (2019) Adilcevaz ilçesi, Cevizli mahallesi, Tosbağa deresi içerisinde yüzeyleyen tufalarla ilgili yaptıkları çalışmada göl seviyesindeki oynamalardan ve bu oynamaların iklimle ilişkisinden bahsetmektedirler. Çalışmalarında, 112.700 yıl önce göl seviyesinin 1701 metrede olduğunu ve 72.500 yıl önce 1.706 metreye yükseldiğini belirtmişlerdir. Yine aynı çalışmada, 30.100 yıl önce göl seviyesinin

günümüz seviyesinde olduğunu (1646 m), sonrasında hızlıca yükseldiğini, 19.310 yıl önce ise yaklaşık 1.725,2 metrede olduğunu ifade etmektedirler. Bu çalışmada ortalama yüksekliği 1720 ve yukarısında olan tufaların, Yeşilova vd. (2019)'un belirttiği 24.100 yıl önceki (1.717,2 m) zamandan sonra oluştuğu fikrini doğrulamaktadır (Şekil 9). Bununla birlikte, Kuzucuoğlu vd. (2010), Van Gölü terasları üzerinde yaptıkları çalışmada, Engil Çayı'ndaki gölsel tortullara dayanarak Van Gölü'nün su seviyesinin 1.725 m.'ye kadar yükseldiğini belirtmişlerdir. Aynı çalışmada, Van Gölü'nün su seviyesinin 115.000 yılda 1.755 metrede olduğu belirtilmektedir. Bu yükseklik de ölçülen en yüksek değerlerden biridir. Bu durum tufaların yüksekliğiyle uyuşsa da 115.000 yıl önce buzul dönemi olduğu göz önüne alındığında (North Greenland Ice Core Project members, 2004; Steffensen vd., 2008; Svensson vd., 2008; Wolff vd., 2010; Barker vd., 2011), sıcak sular ve ılıman iklimlerde oluşan tufaların bu zaman aralığında oluşması pek muhtemel gözükmemektedir. Toplam kalınlığı 21 metreyi bulan tufaların kalınlığı düşünüldüğünde, göl seviyesinin 1.740 metrenin de üzerine çıktığı görülmektedir. Yine bu kalınlıktaki bir istif oluşturmak için göl seviyesinin uzun zamanlar bu yüksekliklerde kalması gerekmektedir.

Volkanizma

Doğu Anadolu Yüksek Platosu'nda yer alan Van Gölü havzasındaki volkanik faaliyet, Miyosen'deki çarpışmadan sonra başlamıştır. Van Gölü'nün hemen kuzeyinde 15 milyon yıl önce (Lebedev vd., 2010) başlamış ve 1441'e kadar devam etmiştir (Özdemir vd., 2006). Bölgede yapılan jeofizik çalışmalar, litosferik mantonun çok ince olduğunu ve kabuğun 38-45 km arasında değiştiğini göstermektedir (Angus vd., 2006; Özacar vd., 2008).



Şekil 9. Heybeli traverten ve tufalarının oluşum yüksekliklerine göre Van Gölü seviye değişimlerinin çakışmaları. Söz konusu çakışmalar önceki çalışmalardan derlenmiş ve Yeşilova vd. (2019)'daki çalışmasından değiştirilerek alınmıştır. Travertenlerde gözlemlenen ilk plaj kumlu seviyenin Van Gölüne ait olduğu kabul edildiğinde bu seviyenin 120.000 – 100.000 yıl arasında oluşmuş olması muhtemeldir.

Figure 9. Overlaps of Lake Van level changes according to the formation heights of Heybeli travertine and tufas. The overlaps in question were compiled from previous studies and modified from the study by Yeşilova et al. (2019). If it is accepted that the first sandy beach level observed in the travertines belongs to Lake Van, it is likely that this level was formed between 120,000 and 100,000 years ago.

Bu veriler, astenosferin sığ yerleşmesine ve hem astenosferik manto hem de litosferik mantoda eriyiklerle yoğun magmatik aktivitenin gelişmesine neden olmuştur (Keskin 2003; Özdemir ve Güleç, 2014; Oyan vd., 2016; 2017; Oyan, 2018). Litosferin çok ince olması ve astenosferik mantonun sığ yerleşmesi, zonun altında sıcak mantonun yükseldiğini ve erimenin Kuvaterner boyunca devam ettiğini ve zonun altında sıcak bir eğimin olduğunu göstermektedir (Oyan vd., 2016; 2017; Oyan, 2018). Bu olaylar, yeraltı sularının ısınmasının ve bölgedeki termal aktivitenin ana nedeni olarak yorumlanmaktadır. Bu termal sular, Pleyistosen ile birlikte bölgede yoğun olarak gözlenen travertenlerin oluşumunda rol oynamaktadır (Yeşilova vd., 2021, Yeşilova,

2022). Aynı zamanda volkanizma ile atmosfere salınan yüksek CO_2 , iklimi etkileyerek buzul dönemlerinin sona ermesini sağlar (Huybers ve Langmuir, 2009). Ayrıca atmosfere salınan yüksek CO_2 'li hidrotermal akışkanlarda çözünerek yoğun bir şekilde karbonatların oluşumuna katkıda bulunur (D'Alessandro vd., 2007; Guido vd., 2010; Cappezuoli vd., 2104). Bölgede Kuvaterner döneminde gerçekleşen yoğun volkanizma ve yoğun traverten sedimantasyonunun birleşimi bu durumu desteklemektedir.

Heybeli traverten ve tufalarında yapılan, SEM ve EDX çalışmaları travertenlerde yoğun olarak tespit edilen silisyum (Si), demir (Fe), alüminyum (Al) ve sodyumun (Na) kaynağının volkanik çökeller olduğuna işaret etmektedir.

İncelenen traverten ve tufa oluşumlarının, Süphan volkanizmasının hemen eteklerinde bulunmasından dolayı bu volkanizma ile doğrudan ilişkili olduğunu düşündürmektedir. Süphan Volkanizması ile ilgili olarak Özdemir ve Güleç (2014), volkanizmanın günümüzden 760.000 – 64.000 yıl öncesi arası faaliyette bulunduğunu belirtmişlerdir. Yine Van Gölü tortullarında yapmış oldukları çalışmada, Schmincke vd. (2014), günümüzden önce 13.078 – 12.740 yılları arasında oluşmuş tefra çökelleri bulmuş ve Süphan Volkanına ait olduğunu belirttikleri bu çökellere dayanarak volkanizmanın yaşını bu zamanlara kadar çekmişlerdir. Bu çökellerin, Süphan Volkanizmasının en önemli yapılarından olan Aygır Maarı ve onunla ilişkili olduğu belirtilmektedir (Özdemir vd., 2016). Yukarıda anlatılanlar ışığında Heybeli travertenlerinin oluşumuna kaynaklık eden hidrotermal aktivitenin temel nedeninin Süphan volkanı olduğu düşünülmektedir. Ancak nispeten soğuk sularla oluşması gereken tufalarda ise volkanik faaliyetin sınırlandığı dönemlere denk geldiğini göstermektedir. Özdemir ve Güleç (2014) ve Yeşilova vd. (2019), çalışmaları birlikte değerlendirildiğinde tufaların oluşum zamanının günümüzden önce 24.100 yıl ve sonrasında olması gerekmektedir (Şekil 9).

SONUÇLAR

Heybeli traverten ve tufalarının oluşumunda, tektonizma, gelişiminde ise volkanizma ve Van Gölü su seviye değişimleri etkin olmuştur. Traverten ve tufalar, tektonik faaliyetler sonucunda gelişen K65°B doğrultulu, sağ yönlü doğrultu atımlı fayın (Heybeli 1 fayı) ve K70°D doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı fayın (Heybeli 2 fayı) hareketi sonucunda yüzeye çıkan hidrotermal sular tarafından oluşturulmuştur. Travertenleri Heybeli 1 fayı oluştururken, tufaların oluşumunda Heybeli 2 fayı etkin rol oynamıştır. Fayların konumları göz önüne alındığında, traverten ve tufayı oluşturan hidrotermal kaynak

alanın aynı olduğu görülmektedir. Volkanizma, travertenleri oluşturan suyun sıcaklığını kontrol ederek, başlarda traverten oluşuma kaynaklık edecek sıcak suları sağlamıştır. Sonrasında azalan volkanik faaliyet suyun sıcaklığının düşmesine neden olmuş ve tufa gelişimine olanak sağlamıştır. Van Gölü seviyesi ise, zaman zaman dalgalanarak traverten gelişimini sınırlamış ve sonrasında traverten oluşumunun tufaya evrilmesine olanak sağlamıştır.

EXTENDED SUMMARY

Heybeli travertines and tufas crop out in the north of Lake Van, in an area between Heybeli village and Lake Van. While there is a 55 m travertine sequence at the bottom, a 21 m thick tufa sequence overlies these travertines. Heybeli travertines were formed by hydrothermal waters rising to the surface as a result of the movement of a right-lateral strike-slip fault (Heybeli 1 fault) with N65W strike. Heybeli tufas were formed as a result of the movement of a left-lateral strike-slip fault (Heybeli 2 fault) with N70E strike.

As a result of all studies, Heybeli travertines were determined to include 5 facies of the brecciated-lithoclastic facies, crystalline crust facies, scrub type facies, raft type facies, and gas cavity facies, and Heybeli tufas were determined to include 3 facies of phytoherm roofstone facies, phytoherm boundstone facies and micritic tufa facies.

Two different depositional environments and therefore two different facies associations were determined by considering the average formation temperatures, slopes, plant content, water regime, mineralogical and petrographic properties of Heybeli travertines and tufas. These facies associations are:

- 1. Slope facies association,*
- 2. Pool (lake) facies association.*

The formation of Heybeli travertines and tufas was affected by tectonism, while volcanism and changes in the water level of Lake Van were effective in their development. Travertines and tufas were formed by hydrothermal waters coming to the surface as a result of the movement of a right-lateral strike-slip fault (Heybeli 1 fault) with a direction of N65W and a left-lateral strike-slip fault (Heybeli 2 fault) with a direction of N70E, which developed as a result of tectonic activity. While the Heybeli 1 fault formed the travertines, the Heybeli 2 fault played an active role in the formation of tufas. When the locations of the faults are considered, the hydrothermal source area forming the travertines and tufas is the same. Since the examined travertine and tufa formations are located in the foothills of the Süphan volcano, it is thought that they are directly related to volcanism. In this context, it is thought that the main reason for the hydrothermal activity that caused the formation of the Heybeli travertines is Süphan volcano. However, the tufas may have formed in relatively cold waters, coinciding with the periods when volcanic activity was limited. The level of Lake Van fluctuated from time to time, limiting the development of travertine and later allowing the travertine to evolve into tufa formation.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsünde tamamlanan, “Heybeli-Kömürlü Köyleri (Adilcevaz, Bitlis) Arasında Yüzeyleyen Travertenlerin Sedimentolojik Özelliklerinin İncelenmesi ve Ekonomik Önemi” başlıklı yüksek lisans tezinden üretilmiştir. Tez, Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimince “FYL-2019-8193” nolu proje olarak desteklenmiştir.

Çetin Yeşilova  <https://orcid.org/0000-0002-8884-0842>

Bilal Aranlı  <https://orcid.org/0000-0002-3117-835X>

KAYNAKLAR / REFERENCES

- Acarlar, M., Bilgin, Z. A., Erkal, T., Güner, E., Şen, A. M., Umut, M., Elibol, E., Gedik, İ., Hakyemez, Y. ve Uğuz, M.F. (1991). *Van Gölü Doğu ve Kuzeyinin Jeolojisi* (Rapor No: 9469). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, (yayımlanmamış).
- Altunel, E. (1996). Pamukkale travertenlerinin morfolojik özellikleri, yaşları ve neotektonik önemleri. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration (MTA Dergisi)*, 118, 47-64.
- Altunel, E. & Hancock, P. L. (1996). Structural attributes of travertine filled extensional fissures in the Pamukkale plateau, western Turkey. *International Geology Review*, 38, 768-777. <https://doi.org/10.1080/00206819709465360>
- Angus, D. A., Wilson, D. C., Sandvol, E. & Ni, J. F. (2006). Lithospheric structure of the Arabian and Eurasian collision zone in Eastern Turkey from S-wave receiver functions. *Geophysical Journal of International*, 166, 1335–1346.
- Aranlı, B. ve Yeşilova Ç. (2021). Traverten Oluşumlarında Göl Seviye Değişimlerinin Etkisi: Heybeli Travertenleri (Adilcevaz Bitlis). *Sedimentoloji Çalışma Grubu Çalıştayı 2020* (pp. 53-54), Balıkesir, Türkiye.
- Aranlı, B. (2021). *Heybeli-Kömürlü Köyleri (Adilcevaz, Bitlis) Arasında Yüzeyleyen Travertenlerin Sedimentolojik Özelliklerinin İncelenmesi ve Ekonomik Önemi* [Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Van.
- Barilero, F., Della Porta, G., Ripamonti, M. & Capezzuoli, E. (2011). Petrographic and Facies Analysis of Pleistocene Travertines in Southern Tuscany, Central Italy. *AAPG Search and Discovery Article*. 90124. *2011 AAPG Annual Convention and Exhibition*, April 10-13, 2011, Houston, Texas.
- Barker, S., Knorr, G., Edwards, L., Parrenin, F., Putnam, A. E., Skinner, L. C., Wolff, E. & Ziegler, M. (2011). 800,000 years of abrupt climate variability. *Science*, 334, 347-351. <https://doi.org/10.1126/science.1203580>
- Barnes, I., Irwin, W. P. & White, D. E. (1978). *Global distribution of carbondioxide discharges, and major zones of seismicity*. U.S. Geological Survey,

- Water-Resources Investigations, 78-39, Open-File Report.
- Capezzuoli, E., Gandin, A. & Pedley, M. (2014). Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: The state of the art. *Sedimentology*, 61, 1-21.
- Chafetz, H.S. & Folk, R. L. (1984). Travertines: Depositional Morphology and the Bacterially Constructed Constituents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54(1), 289-316.
- Chafetz, H. S., Rush, P. F., Utech, N. M. (1991). Microenvironmental controls on mineralogy and habit of CaCO₃ precipitates: an example from an active travertine system. *Sedimentology*, 38, 107–126.
- D'Alessandro, W., Giammanco, S., Bellomo, S. & Parello, F. (2007). Geochemistry and mineralogy of travertine deposits of the SW flank of Mt. Etna (Italy): relationships with past volcanic and degassing activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 165, 64-70.
- Demirtaşlı, E. & Pisoni, C. (1965). Ahlat-Adilcevaz Bölgesinin Jeolojisi (Van Gölü Kuzeyi). *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 64, 22-36.
- Faccenna, C., Soligo, M., Billi, A., De Filippis, L., Funicello, R., Rossetti, C. & Tuccimei, P. (2008). Late Pleistocene Depositional Cycles of The Lapis Tiburtinus Travertine (Tivoli, Central Italy): Possible Influence of Climate and Fault Activity. *Global and Planetary Change*, 63(4), 299-308.
- Folk, R. L., Chafetz, H.S. & Tiezzi, P.A. (1985). Bizarre forms of depositional and diagenetic calcite in hot-spring travertines, central Italy. *SEPM Special Publication*, 36, 349-369.
- Ford, T.D. & Pedley, H.M. (1996). A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Science Reviews*, 41, 117– 175.
- Guido, D. M., Channing, A., Campbell, K. A. & Zamuner, A. (2010). Jurassic geothermal landscapes and fossil eco systems at San Agustín, Patagonia, Argentina. *Journal of the Geological Society*, 167, 11–20
- Guo, L. & Riding, R. (1998). Hot spring travertine facies and sequence Late Pleistocene, Rapolano Terme, Italy. *Sedimentology*, 45, 163-180.
- Gülyüz, E., Durak, H., Özkaptan, M. & Krijgsman, W. (2019). Paleomagnetic constraints on the early Miocene closure of the southern Neo-Tethys (Van region; East Anatolia): Inferences for the timing of Eurasia-Arabia collision. *Global and Planetary Change*, 185, Article 103089. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.103089>
- Huybers, P. & Langmuir, C. (2009). Feedback between deglaciation, volcanism, and atmospheric CO₂. *Earth and Planetary Science Letters*, 286, 479–491.
- Jones, B. & Renaut, R. W. (2010). Calcareous spring deposits in continental settings. In A.M. Alonso-Zarza & L.H. Tanner(Eds.). *Developments in Sedimentology: Carbonates in Continental Settings* (pp. 177–224). *Facies, Environments and Processes*. Elsevier, Amsterdam.
- Julia, R. (1983). Travertines. *AAPG Memoir*, 33, 64-72
- Keskin, M. (2003). Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia,Turkey. *Geophysical Research Letters*, 30, 8046–8050.
- Koban, C. G. & Schweigert, G. (1993). Microbial Origin of travertine fabrics – two examples from southern Germany (Pleistocene Stuttgart travertines and Miocene Riedoschingen travertine). *Facies*, 29, 251–264.
- Koçyiğit, A. (2013). New field and seismic data about the intraplate strike-slip deformation in Van region, east Anatolian plateau, E. Turkey. *Journal of Asian Earth Science*, 62, 586-605. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.11.008>
- Kuzucuoğlu, C., Christol, A., Mouralis, D., Doğu, A.-F., Akköprü, E., Fort, M., Brunstein, D., Zorer, H., Fontugne, M., Karabiyikoglu, M., Scaillet, S., Reyss, J.-L. & Guillou, H. (2010). Formation of the Upper Pleistocene terraces of Lake Van (Turkey). *Journal of Quaternary Sciences*, 25, 1124–1137.
- Lebedev, V. A., Sharkov, E. V., Keskin, M. & Oyan, V. (2010). Geochronology of the Late Cenozoic volcanism in the area of Van Lake (Turkey): an example of the developmental dynamics for magmatic processes. *Doklady Earth Sciences* 433, 1031–1037.

- Morrison, R. B. (1967). Principles of Quaternary soil stratigraphy. In R. B. Morrison & H.E. Wright (Eds.), *Quaternary Soils. Proc. Int. Assoc. Quaternary Research (INQUA)*, 8, 1-113.
- Oyan, V., Keskin, M., Lebedev, V. A., Chugaev, A. V. & Sharkov, E. V. (2016). Magmatic evolution of the Early Pliocene Etrüsk stratovolcano, Eastern Anatolian Collision Zone, Turkey. *Lithos*, 256-257, 88-108. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.03.017>
- Oyan, V., Keskin, M., Lebedev, V. A., Chugaev, A. V., Sharkov, E. V. & Ünal, E. (2017). Petrology and Geochemistry of the Quaternary Mafic Volcanism in the northeast of Lake Van, Eastern Anatolian Collision Zone, Turkey. *Journal of Petrology*, 58, 1701-1728.
- Oyan, V. (2018). Geochemical and petrologic evolution of Otlakbaşı basaltic volcanism to the east of Lake Van. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 157, 1-21. <https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.427782>
- Özacar, A. A., Gilbert, H. & Zandt, G. (2008). Upper mantle discontinuity structure beneath East Anatolian Plateau (Turkey) from receiver functions. *Earth and Planetary Science Letters*, 269, 426-434.
- Özdemir, Y., Karaoğlu, Ö., Tolluoğlu, A. Ü. & Güleç, N. (2006). Volcanostratigraphy and petrogenesis of the Nemrut stratovolcano (East Anatolian High Plateau): the most recent postcollisional volcanism in Turkey. *Chemical Geology*, 226, 189-211.
- Özdemir, Y. & Güleç, N. (2014). Geological and geochemical evolution of Süphan stratovolcano Eastern Anatolia, Turkey: evidence for the lithosphere-asthenosphere interaction on post collisional volcanism. *Journal of Petrology* 55, 37-62. <https://doi.org/10.1093/petrology/egt060>
- Özdemir, Y., Akkaya, İ., Oyan, V. & Kelfoun, K. (2016). A debris avalanche at Süphan stratovolcano (Turkey) and implications for hazard evaluation. *Bulletin of Volcanology* 78(9), 1 – 13. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1007-6>
- Özkaymak, C., Sözbilir, H., Bozkurt, E., Dirik, K., Topal, T., Alan, H. & Çağlan, D. (2012). Seismic geomorphology of October 23, 2011 Tabanlı-Van Earthquake and its relation to active tectonics of East Anatolia (in Turkish with English Abstract). *Journal of Geological Engineering*, 35, 175-199.
- Özkul, M., Alçiçek, M.C., Heybeli, H., Semiz, B. ve Erten, H. (2001). Denizli Sıcak Su Travertenlerinin Depolanma Özellikleri ve Mermercilik Açısından Değerlendirilmesi. *Türkiye III. Mermer Sempozyumu (Mersem '2001) Bildiriler Kitabı*, (s.: 57-72), Afyon
- Özkul, M., Varol, B. & Alçiçek, M. C. (2002). Depositional environments and petrography of the Denizli travertines. *Bulletin of Mineral Research Exploring*, 125, 13-29.
- Özkul, M., Gökgöz, A. & Horvatinčić, N. (2010). Depositional properties and geochemistry of Holocene perched springline tufa deposits and associated spring waters: a case study from the Denizli province, Western Turkey. In Pedley, H. M. (Ed.), *Tufas and 65 Speleothems: Unravelling the Microbial and Physical Controls: The Geological Society, London. Special Publications*, 336, 245-262.
- Özkul, M., Gökgöz, A., Sandor, K., Baykara, M. O., Shen, C. C., Chang, Y. W., Kaya, A., Hançer, M., Aratman, C., Taylan, A. & Örü, Z. (2014). Sedimentological and geochemical characteristics of a fluvial travertine: a case from the eastern Mediterranean region. *Sedimentology*, 61, 291-318. <https://doi.org/10.1111/sed.12095>
- Özkul, M., Kele, S., Gökgöz, A., Shen, C. C., Jones, B., Baykara, M. O., Fórizs, I., Nemeth, T., Chang, Y.-W. & Alçiçek, M. C. (2013). Comparison of the Quaternary travertine sites in the Denizli Extensional Basin based on their depositional and geochemical data. *Sedimentary Geology*, 294, 179-204. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.05.018>
- Pazonyi, P., Kordos, L., Magyari, E., Marinova, E., Füköh, L. & Venczel, M. (2014). Pleistocene vertebrate faunas of the Sütto travertine complex (Hungary). *Quaternary International*, 319, 50-63. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.02.031>
- Pecsi, M. (1995). Loess stratigraphy and Quaternary climatic change. In Pecsi, M., Schweitzer, F. (Eds.), *Concept of Loess, Loess-paleosol Stratigraphy. Loess in Form*, 3, 23-30.
- Pedley, H. M. (1990). Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedimentary Geology*, 68: 143-154.
- Pentecost, A. & Viles, H. A. (1994). A review and reassessment of travertine classification.

- Géographie physique et Quaternaire*, 48, 305–314.
- Pentecost, A. (2005). *Travertine*. Berlin, Springer-Verlag.
- Rainey, D. K. & Jones, B. (2009). Abiotic Versus Biotic Controls on the Development of the Fairmont Hot Springs Carbonate Deposit, British Columbia, Canada. *Sedimentology*, 56(6), 1832-1857.
- Richmond, G. M. (1962). *Quaternary stratigraphy of the La Sal Mountains, Utah*. U.S. Geological Survey Professional Paper No. 324, 135 pp.
- Riding, R. (2008). Abiogenic, microbial and hybrid authigenic carbonate crusts: components of Precambrian stromatolites. *Geologia Croatica*, 61(2-3): 73-103.
- Schmincke, H.U. Sumita, M. & Paleovan scientific team, 2014. Impact of volcanism on the evolution of Lake Van (eastern Anatolia) III: Periodic (Nemrut) vs. episodic (Süphan) explosive eruptions and climate forcing reflected in a tephra gap between ca. 14 ka and ca. 30 ka. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 285, 195-213. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.08.015>
- Steffensen, J. P., Andersen, K. K., Bigler, M., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M., Johnsen, S. J., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Popp, T., Rasmussen, S. O., Röthlisberger, R., Ruth, U., Stauffer, B., Siggaard-Andersen, M. L., Sveinbjörnsdóttir, A. E., Svensson, A. & White, J. W. C. (2008). High-resolution Greenland ice core data show abrupt climate change happens in few years. *Science*, 321, 680–684.
- Stockhecke M., Sturm M., Brunner İ, Schmincke H.U., Sumita M., Kipper R., Çukur D., Kwiecien O. & Anselmetti F. S. (2014). Sedimentary Evolution and Environmental History of Lake Van (Turkey) Over the Past 600.000 Years. *Sedimentology*, 61, 1830-1861. <https://doi.org/10.1111/sed.12118>
- Svensson, A., Andersen, K.K., Bigler, M., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Davies, S. M., Johnsen, S. J., Muscheler, R., Parrenin, F., Rasmussen, S. O., Röthlisberger, R., Seierstad, I., Steffensen, J. P. & Vinther, B. M. (2008). A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Climate of the Past*, 4, 47–57. <https://doi.org/10.5194/cp-4-47-2008>
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y. (1986). Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modelleri. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration (MTA Dergisi)*, 107, 73-94. https://dergi.mta.gov.tr/dosyalar/images/mtadergi/makaleler/tr/20150624104936_488_227e49c9.pdf
- Şengör, A. M. C. & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. *Tectonophysics*, 75(3-4), 181-190. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90275-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90275-4)
- Şengör, A. M. C., Özeren M. S., Kesin M., Sakıncı M., Özbakır, A. D. & Kayan, İ. (2008). Eastern Turkish High Plateau As a Small Turkic-Type Orogen: Implications for Post-Collisional Crust-Forming Processes İn Turkic-Type Orogens. *Earth-Science Reviews*, 90(1), 1-48.
- Tagliasacchi-Toker, E. (2018). Orta-geç Pleistosen Gürlek-Kocabaş (Denizli) ve Örtülü (Afyon) travertenlerinin paleoçevresel gelişimi, SW. Türkiye (in Turkish with Extended Summary). *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 60(1), 1 – 22. <https://doi.org/10.25288/tjb.358160>
- Utkucu, M., Kızılbüğa, S. & Arman, H. (2017). Constraining fault rupture of the 27 November 2005 Qeshm Island (Iran) earthquake ($M_w=6.0$) in the Arabian gulf from the inversion of the teleseismic broadband waveforms. Extended Abstract, *Fourth International Conference on Engineering Geophysics, Proceedings Book*, October 9–12, 2017 United Arab Emirates University, Al Ain.
- Van Noten, K., Topal, S., Baykara, O., Özkul, M., Claes, H., Aratman, C. & Swennen, R. (2018). Pleistocene-Holocene tectonic reconstruction of the Ballık travertine (Denizli Graben, SW Turkey): (de)formation of large travertine geobodies at intersecting grabens. *Journal of Structural Geology*, 118, 114-134. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.10.009>
- Wolff, E.W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S.O. & Svensson, A. (2010). Millennial-scale variability during the last Glacial: the ice core record. *Quaternary Science Reviews*, 29, 2828-2838.
- Yeşilova, Ç. & Yakupoğlu T. (2007). Adilcevaz Kireçtaşının (Van Gölü Kuzeyi) Mikrofasiyes

- Özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 50(1), 27-38. <https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/289281>
- Yeşilova, Ç., Güngör Yeşilova, P. ve Açlan, M. (2015a). Edremit (Van) Travertenlerinin Fasiyes Analizi (in Turkish). 68. *Türkiye Jeoloji Kurultayı*, (578-579 s.), Ankara, Türkiye
- Yeşilova, Ç., Üner, S., Güngör Yeşilova, P., Açlan, M. ve Alırız, M. G. (2015b). Kuvaterner Yaşlı Edremit Travertenleri'nin Fasiyes Özellikleri ve Oluşum Ortamları (Van Gölü Havzası-Doğu Anadolu) (in Turkish). *Traverten-Tufa Çalıştayı* (54-55 s.), Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Denizli.
- Yeşilova, Ç. (2019). Preliminary approach to paleogeographic properties of Edremit (Van) Travertines, eastern Turkey. *IESCA*, 60p. 7-11 October 2019, İzmir.
- Yeşilova, Ç., Gülyüz, E., Huang, C. R. & Shen., C. C. (2019). Giant Tufas of Lake Van Record Lake-Level Fluctuations and Climatic Changes in Eastern Anatolia, Turkey. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 533, Article 109226. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.05.048>.
- Yeşilova, Ç., Güngör-Yeşilova, P., Açlan, M., Tsai-Luen, Y. & Chuan-Chou, S. (2021). U-Th ages and Facies Properties of Edremit Travertine/Tufas, Van, Eastern Anatolia: Implications of Neo-tectonic for the region. *Geological Quarterly*, 65(2), 1 – 20.
- Yeşilova, Ç. (2022). Climate and Tectonic Effects on the Origin and Evolution of the Dereiçi Travertines: The Başkale Basin (Eastern Turkey) and Neo-tectonic Implications. *Geological Quarterly* 66(3), 1 – 20.