



Maden Tetkik ve Arama Dergisi

<http://dergi.mta.gov.tr>



İZMİR -DIŞ- KÖRFEZİ'NDEKİ ADALARIN NEOJEN STRATİGRAFİSİ NEOGENE STRATIGRAPHY OF THE İZMİR -OUTER- BAY ISLANDS

Fikret GÖKTAŞ^{a*}

^a119/8 Sok., 6/5, K.3, D.9, Evka-3, Bornova, İZMİR

Araştırma Makalesi

Anahtar Kelimeler:
İzmir Körfezi,
Neojen Stratigrafisi,
Orta Miyosen
Çökelişi, Alkali
Bazik Volkanizma,
K/Ar Jeokronolojisi

ÖZ

İzmir -Dış- Körfezi'ndeki Uzun ada, Hekim adası, Çiçek adaları ve Karantina adasında, bölgenin geç Erken Miyosen kalkalkali asidik-ortaç volkanizmasından türeyen volkanoklastikler ile Orta Miyosen gösel çökelleri ve alkali volkanitler yüzeyler. En yaşlı kaya birimi, geç Erken Miyosen döneminde esas olarak kalkalkali andezitik-dasitik ürünler veren Kocadağ volkanizmasından türemiş Kocadağ volkanoklastikleri ile simgelenir. Uzun ada kuzeyinde yayılım gösteren volkanoklastik istif, ignimbirit ve bloklu kül akışı fasiyeslerindeki piroklastikler ile volkanik kütle akması (lahar) fasiyesindeki epiklastiklerden oluşur. Foça Yarımadası'nın bulunduğu çevreden türeyerek Uzun adanın bulunduğu bölgeye ulaşan riyolitik ignimbiritlerin temsil ettiği Foça tüfü, Kocadağ volkanoklastikleri üzerine başlıca iki patlama evresinde yerleşmiştir. Patlama evreleri arasındaki durgun dönemde, Değirmen-tepe üyesi adıyla ayrıntılanan, volkanik kaba kırıntılı alüviyal çökeller depolanmıştır. Foça Yarımadası'ndaki korelan ignimbiritlerle yanal ilişkili bir riyolit domundan 16,0 My K/Ar yaşı alınmış ve Foça tuffünün Erken Miyosen sonlarında bölgeye yerleştiği değerlendirilmiştir. Foça tuffü üzerinde uyumsuzlukla yer alan egemen gösel Orta Miyosen istifi Urla grubu kapsamında tanımlanmıştır. Urla grubu, alttan üste, alüviyal Beşik-tepe formasyonu, gösel ortamda çökelmiş volkanik yoğunluk akması çökelleri ile felsik ignimbirit tabanındaki kıyı oluşan Pırnallı ada volkanoklastikleri, alkali bazik volkanitlerin simgelediği Hekim adası bazaltı ve gösel Urla kireçtaşı'nı kapsar. Foça tuffü üzerindeki uyumsuz konumuyla Orta Miyosen havza kenarı çökelişini yansıtan Beşik-tepe formasyonu, yalnızca Uzun adada yüzeyler. Hekim adası ve Çiçek adalarındaki yayılım alanı içinde tabanı gözlenemeyen Pırnallı ada volkanoklastik istifi, esas olarak sualtı çekim akması dinamikleriyle çökelmiş epiklastiklerden oluşur ve farklı kaynaklanma derecelerinde trakitik ignimbirit ara düzeyleri kapsar. Pırnallı ada volkanoklastiklerini oluşturan başlıca kaya türü bileşenleri, Menteş Yarımadası'nda Orta Miyosen boyunca etkinliğini sürdüren alkali trakitik volkanizmadan türemiştir. Urla kireçtaşı istifinin tabanına sil şeklinde sokulan Hekim adası bazaltının çıkış merkezi, adını aldığı Hekim adasındadır. Urla kireçtaşının tabanındaki kıyı gerisi çökellerine alttan sokulan bazaltın üst dokanağında, lav-sulu sediman ilişkisini yansıtan peperitler oluşmuştur. Ana element bileşimine göre trakibazalt ve bazaltik trakiandezit olarak adlanabilen bazik lavlardan 14,8±0,8 My K/Ar yaşı alınmıştır. Foça Çöküntüsü'nün ortasında yüzeyleyen Hekim adası bazaltı, Foça Yarımadası'ndaki Ilıpınar bazaltı ile Urla havzasındaki Ovacık bazaltının zaman-kayastratigrafik korelanıdır. Hekim adası bazaltını transgresif olarak üstleyen Urla kireçtaşı istifi, kıyı gerisi çamurtaşlarıyla başlar, stromatolitik onkoidler ve algal biyoklastlardan yapılmış kıyı önü çökellerini izleyen çörtlü kireçtaşları ile Orta Miyosen sonlarına kadar devam eder.

Geliş Tarihi: 28.08.2015

Kabul Tarihi: 19.11.2015

ABSTRACT

The volcanoclastics, derived from calcalkaline acidic-intermediate volcanism in the region during late Early Miocene, and lacustrine deposits of Middle Miocene and alkaline volcanics are exposed on Uzun Island, Hekim Island, Çiçek Islands and Karantina Island in the Outer Gulf of Izmir. Kocadağ volcanoclastics derived from Kocadağ volcanism, by extruding mainly calcalkaline andesitic-dacitic products during late Early Miocene, represents the exposed oldest rock unit. The volcanoclastic succession extending in the north of Uzun Island is composed of pyroclastics in ignimbrite and blocky ash flow facies, and epiclastics in volcanic mass flow (lahar) facies. Foça tuff, represented by rhyolitic ignimbrites, originated from an area around Foça Peninsula and moving to an area around Uzun Island, emplaced onto the Kocadağ volcanoclastics in two main explosive stages. The Değirmen-tepe member alluvial deposits composed of coarse volcanic detritus were deposited during a inactive period between the explosion stages. A K/Ar age of 16.0 Ma was obtained from a rhyolite dome, which shows lateral relationship with the correlant ignimbrites in Foça Peninsula, and so it is considered that Foça tuff emplaced onto the region at the end of late Early Miocene. Lacustrine-dominated Middle Miocene succession, which overlies the Foça tuff unconformably, differentiated as the Urla group. Urla group consists of alluvial Beşik-tepe formation, the Pırnallı Island volcanoclastics, which is composed of sublacustrine volcanic density-flow deposits and felsic ignimbrites, Hekim Island basalt comprising basic volcanics and lacustrine Urla limestone, respectively from bottom to top. Beşik-tepe formation only exposed on Uzun Island, overlies the Foça tuff with an unconformity indicating a basin margin deposition during the Middle Miocene. Pırnallı Island volcanoclastic succession, which its lower boundary does not exposed within the area on Hekim Island and Çiçek Islands, is mainly composed of epiclastics deposited by the dynamics of sublacustrine gravity flow and includes trachytic ignimbrite layers in various welding degrees. The main lithologic components of Pırnallı Island volcanoclastics derived from alkaline trachytic volcanism, which was active during the Middle Miocene in Menteş Peninsula.

Keywords:

Gulf of Izmir, Neogene Stratigraphy, Middle Miocene Deposition, Alkaline Basic Volcanism, K/Ar Geochronology

*Başvurulacak yazar: Fikret Göktaş, fikretgoktas50@gmail.com
<http://dx.doi.org/10.19076/mta.68260>

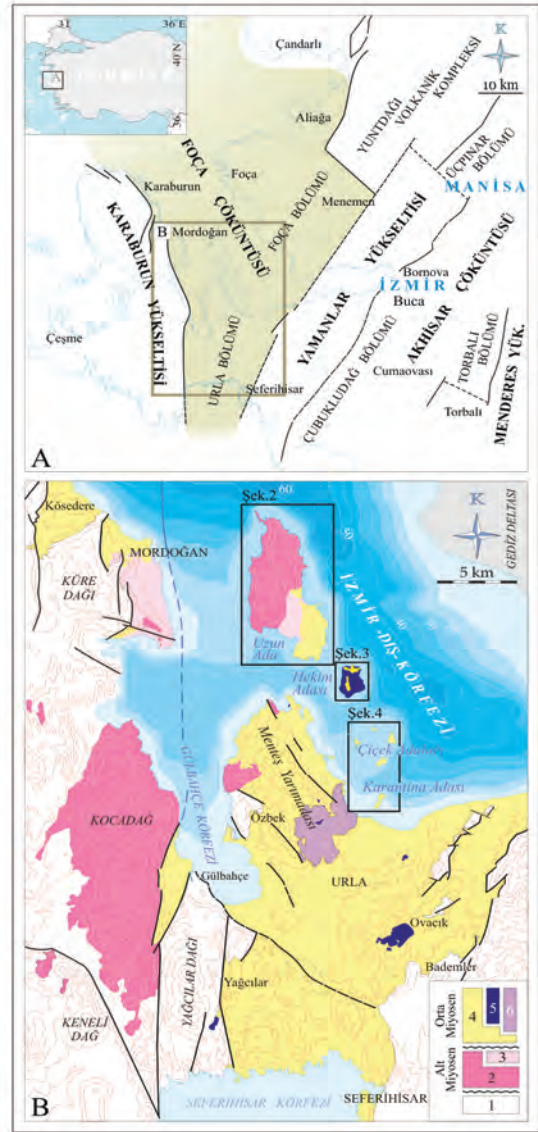
The eruption center of Hekim Island basalt intruding as a sill to the bottom of Urla limestone succession is on Hekim Island. Along the upper contact of the basalt intruding backshore deposits at the bottom of Urla limestone, the peperites occurred reflecting the interaction between molten lava and unconsolidated sediment. A K/Ar age of $14,8 \pm 0,8$ Ma is obtained from the basic lavas called as trachybasalt and basaltic trachyandesite according to the major element composition. Hekim Island basalt, which exposed at the center of Foça Depression, can be correlated with both the Ilıpınar basalt in Foça Peninsula and the Ovacık basalt in Urla basin with respect to chrono- and lithostratigraphy. Urla limestone succession, which transgressively overlies Hekim Island basalt, begins with backshore mudstones, continues with foreshore deposits comprising stromatolitic oncoids and algal bioclasts and lasts with cherty limestones.

1. Giriş

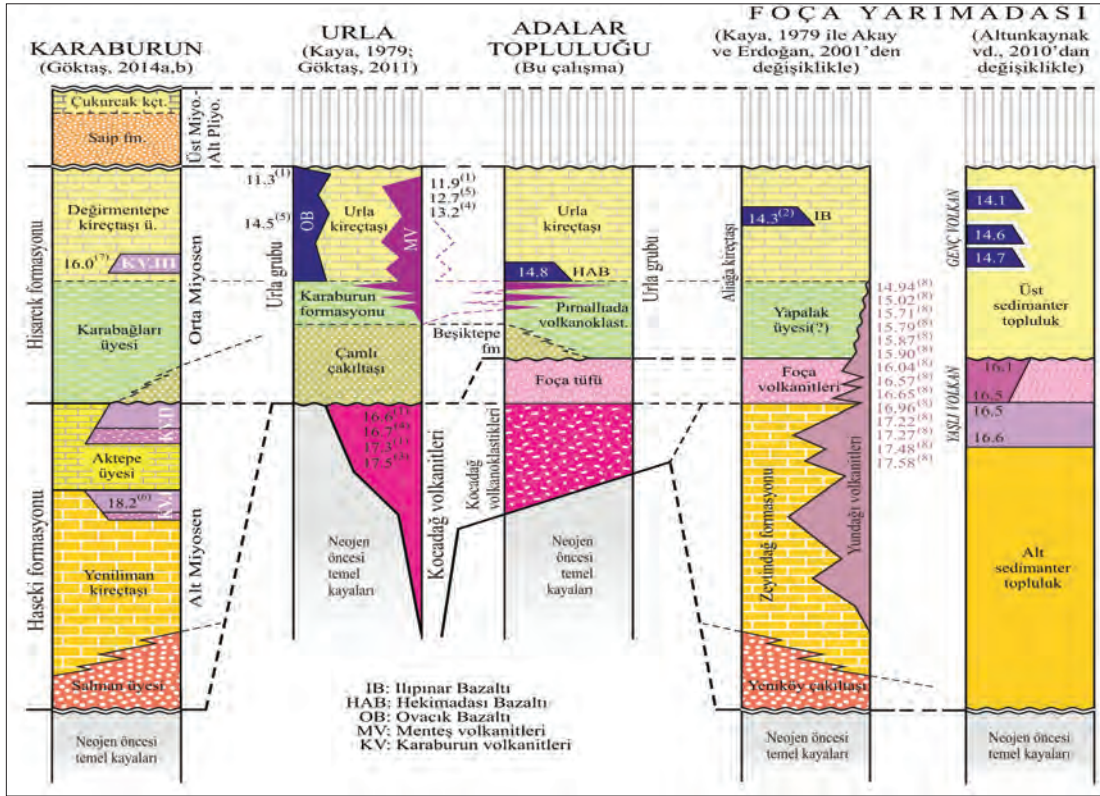
Bu çalışma, İzmir -Dış- Körfezi'ndeki Uzun ada, Hekim adası, Çiçek adaları ve Karantina adasında yüzeyleyen Neojen kaya birimlerinin stratigrafisine ve Foça Çöküntüsü (Kaya, 1979; 1981) içinde korelasyonuna yöneliktir. Miyosen-Erken Pliyosen boyunca baskın olarak gölsel çökelim sürekliliğini yansıtan Foça çöküntü havzasının, İzmir Körfezi'nin oluşumuyla bütünselliğini yitirdiği bilinmektedir (Şekil 1A). Daha önce çalışılmamış olan adalar topluluğu, Foça havzasının günümüzde deniz düzeyi üzerinde gözlenen kesimleri (Foça ve Urla bölümleri ile Karaburun Yarımadası'nın doğu kıyıları) arasında stratigrafik korelasyona olanak sağlayabileceği düşünülerek seçilmiştir (Şekil 1B). Havzanın farklı bölümleri için önerilen Neojen stratigrafileri şekil 2'de özetlenmiştir. İnceleme alanının bireşimsel stratigrafisi, görece büyüklükleri ve deniz seviyesinden yükseklikleri nedeniyle gözlem olanaklarının fazla olduğu Uzun ada ve Hekim adasında kurulmuştur. Metin içinde tanımlanan volkanoklastik fasiyesler Cas ve Wright (1987)'a göre sınıflandırılmıştır.

2. Stratigrafi

Adalar topluluğunda yüzeyleyen başlıca kaya birimleri, karasal Miyosen çökelleri ve volkanitlerinden oluşur. Stratigrafi istifi, geç Erken Miyosen felsik-ortaç volkanoklastikleri ile egemen gölsel Orta Miyosen çökelleri ve yanal ilişkili felsik-mafik volkanitlerden kuruludur. Kocadağ volkanitleriyle (Türkecan vd., 1998) ilişkilendirilen andezitik-dasitik Kocadağ volkanoklastikleri ve Foça volkanik merkezinden türeyen riyolitik Foça tufü (Kaya, 1979, 1981), geç Erken Miyosen kalkalkali volkanizmasının çalışma alanında yüzeyleyen ürünleridir. Urla grubu kapsamında incelenen Orta Miyosen tortullaşması, Foça tufü üzerinde uyumsuzlukla yer alan alüvyon yelpazesi çökelleriyle başlar ve esas olarak gölsel çökellerden oluşur. Urla havzası ile Hekim adasında Orta Miyosen boyunca etkinliğini sürdüren bimodal alkali volkanizma (Helvacı vd., 2009; Göktaş, 2011), gölsel tortullaşmaya katılan felsik volkanoklastikler ve mafik volkanitler ile simgelenir (Şekil 3).



Şekil 1- A) İnceleme alanının Foça Çöküntüsü içindeki konumu (Kaya, 1979'dan değişiklikle) ve B) İzmir -dış- Körfezi'ndeki yeri. 1. Neojen öncesi temel, 2. Kocadağ volkanitleri, 3. Foça tufü, 4. Orta Miyosen çökelleri, 5. Alkali bazik volkanitler, 6. Alkali asidik volkanitler (Menteş trakiti: Kaya, 1979). Dış körfezin batimetrisi Sayın (2003)'dan aktarılmıştır.



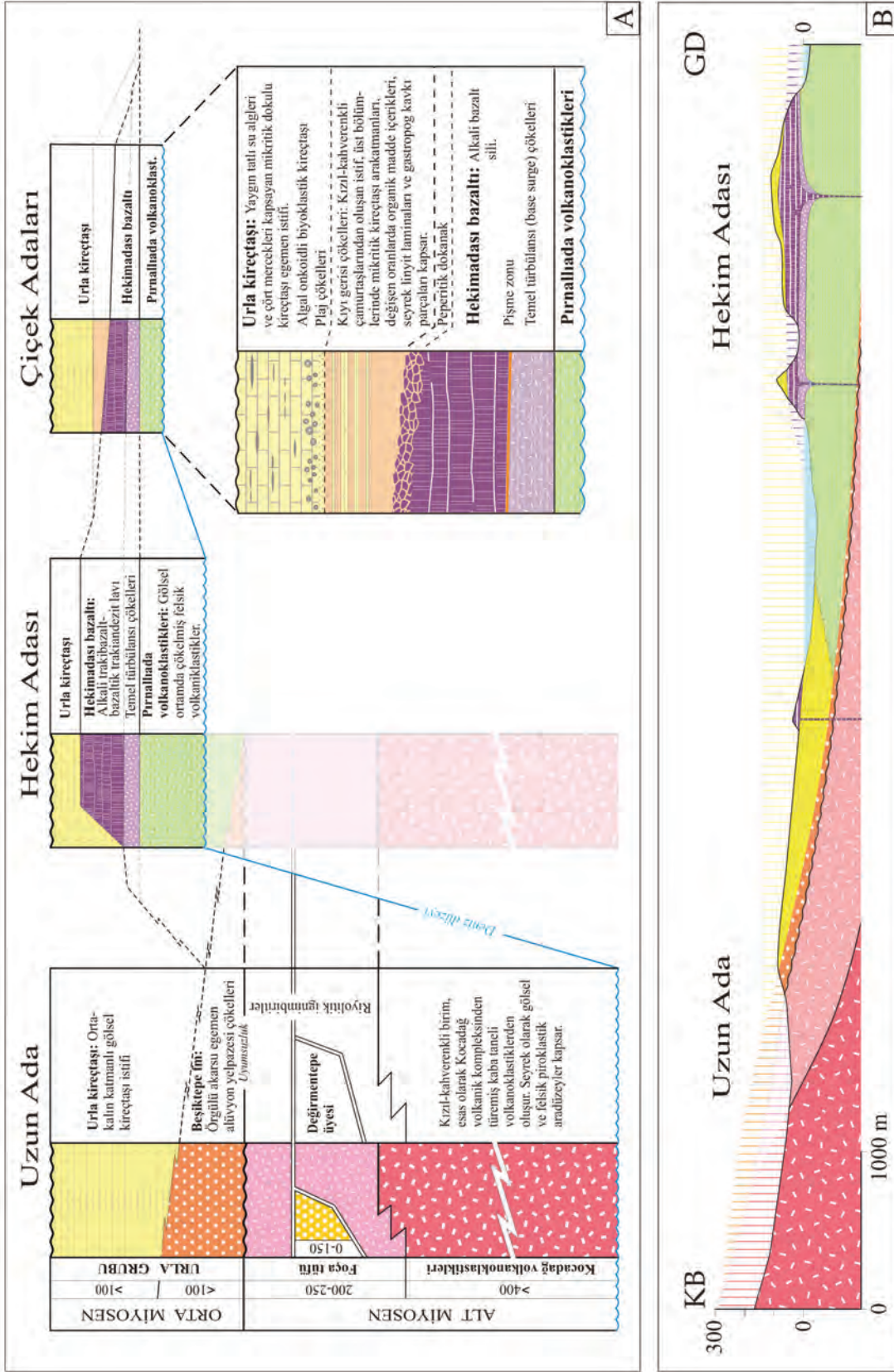
Şekil 2- Foça çöküntü havzasının farklı bölümleri için önerilen stratigrafi istiflerinin korelasyonu. ⁽¹⁾Borsi vd. (1972), ⁽²⁾Ercan vd. (1996), ⁽³⁾Helvacı vd. (2009), ⁽⁴⁾Karacık vd. (2013), ⁽⁵⁾Göktaş (2011), ⁽⁶⁾Göktaş (2014a), ⁽⁷⁾Göktaş (2014b), ⁽⁸⁾Seghedi vd. (2015).

2.1. Kocadağ Volkanoklastikleri

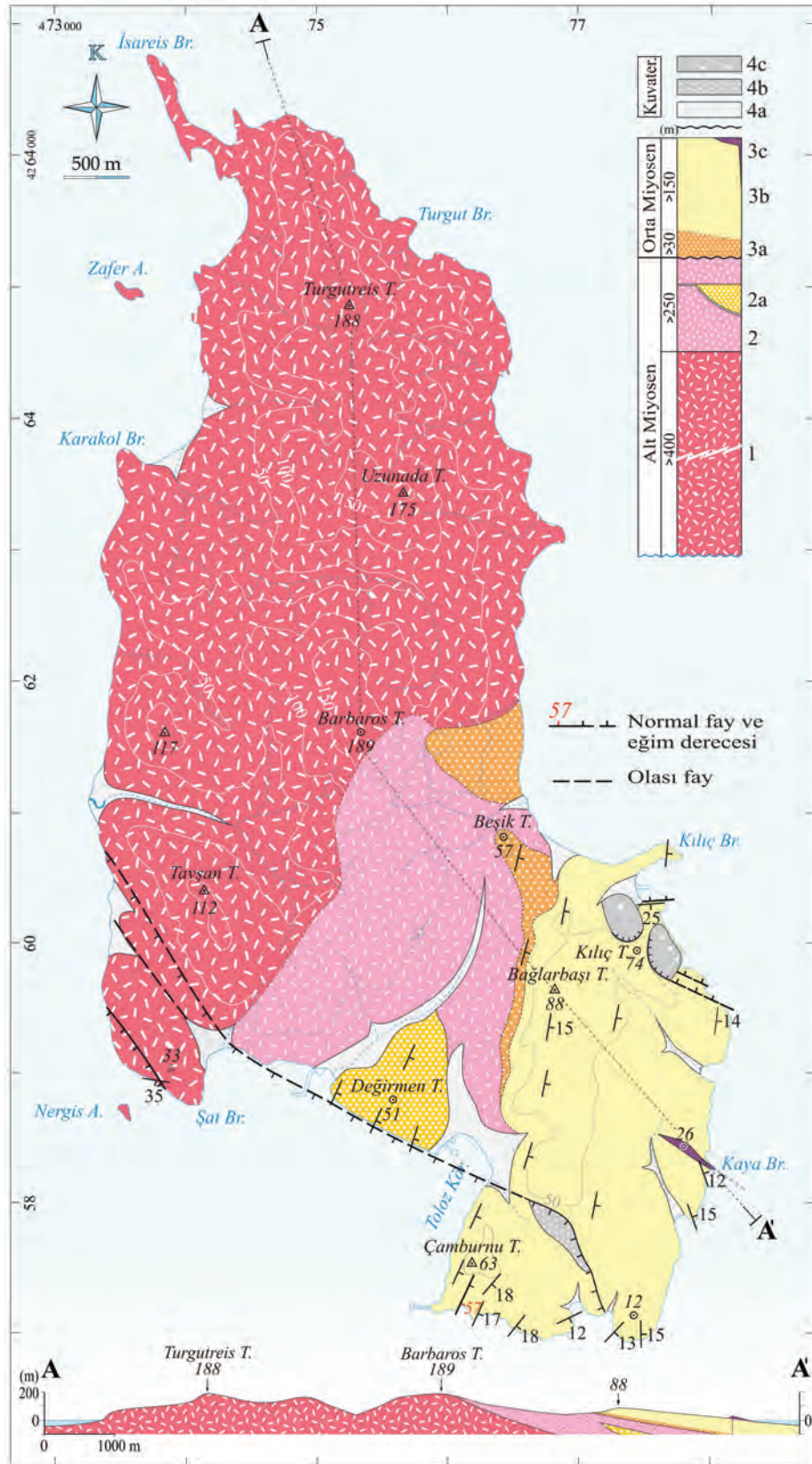
Ağırlıklı olarak andezitik ve daha az oranda dasitik volkanizma kökenli volkanoklastik çökel topluluğundan oluşan istif, Kocadağ volkanitlerinin türü olarak değerlendirilmiştir. Kocadağ volkanitlerinin gözlenebilen en doğu uzantısını temsil eden birim, yalnızca Uzun adada yüzeyler (Şekil 4). Kocadağ volkanik kompleksinden türeyen volkanoklastiklerin Uzun adadaki varlığına, Göktaş (2011) tarafından değinilmiştir.

Piroklastik ve epiklastik çökellerden oluşan istifin ayrışma yüzeyi, tipik olarak kıvılcak-kahve renklidir. Piroklastik akma çökelleri, baskın olarak andezitik-dasitik volkanizma kökenli ignimbirit ve bloklu kül akışı (block and ash flow) fasiyeslerindedir. Çoğunlukla türdeş lav parçaları kapsayan ignimbirit üniteleri, tane boyu farklılaşması ile bloklu kül akışı düzeylerinden ayrılır. Volkanik kütle akması (lahar) fasiyesindeki epiklastik çökeller, andezitik ve dasitik kaba bileşenlerden oluşur (Şekil 5A). Genellikle

ara gereç destekli örgütlenmemiş çakıltaşı ve çakıllı kumtaşı ile simgelenen düzeyler bütünüyle masiftir. Çoğu yarı yuvarlak şekilli çakıl ve blokların (en çok 90 cm) matrikse oranı yanal ve düşey yönde değişim gösterir. Ara gereç, kötü boylanmış kaba-çok kaba taneli volkanik kumdan oluşur ve olağan olarak çakıllık (granule) boyutlarında volkanik bileşenler kapsar. İstif içinde yer alan temel türbülansı (base surge) ve/veya kül döküntüsü (ash fall) fasiyeslerindeki felsik tuf aradüzeylerinin kalınlıkları en çok 12 metreye ulaşır. Santimetrik-desimetrik kalınlıklarda düzlemsel paralel tuf katmanlarından oluşan düzeyler, seyrek olarak büyümlü (accretionary) lapilliler kapsar. İstif içinde, yanal süresiz görsel aradüzeyler bulunur (Şekil 5B). Volkanik bileşenlerden oluşan geçici göl çökelleri, karbonatlı kıltaşı-silttaşı ve ince-orta taneli kumtaşı ile temsil edilir. Masif ya da normal derecelenmiş olan kumtaşı aradüzeyleri, yersel biyoturbasyonu yansıtan iz fosiller kapsar. Tipik olarak düzlemsel paralel ince katmanlı/laminalı olan kıltaşı-silttaşı düzeylerinden bazıları yumuşak çökel deformasyonuna uğramıştır (Şekil 5C).



Şekil 3- Uzun ada ve Hekim adasında yüzey leyen stratigrafi birimlerinin, A) düşey ve B) yan boyutlardaki stratigrafik düzeni.



Şekil 4- Uzun adanın jeoloji haritası. 1. Kocadağ volkanoklastikleri, 2. Foça tüfü (a: Değirmentepe üyesi), 3. Urla grubu (a: Beşiktepe fm., b: Urla kireçtaşı, c: Hekim adası bazaltı), 4. Kuvaterner çökelleri (a: Alüvyon, b: Yamaç molozu, c: Heyelan molozu).



Şekil 5- A) Volkanik kütle akması (lahar) düzeyleri. B) Düzlemsel paralel ince katmanlı-laminallı gölsel çökeller. C) Gölsel istif içinde yer alan yeşil renkli bir laminallı kiltışı düzeyi, olası bir volkanik patlamanın yarattığı sismik şokla akışkanlaşmış ve fleksürel akmayla sünek deformasyona uğramıştır.

2.2. Foça Tüfü

Riyolitik ignimbiritlerle simgelenen piroklastik istif, Foça Yarımadası'nda ilk kez Kaya (1979) tarafından tanımlanmıştır. Foça Yarımadası'nda Kaya (1979)'dan itibaren incelenen riyolitik piroklastiklerin (Kaya, 1981; Kaya ve Savaşçın, 1981; Akay, 2000; Altunkaynak ve Yılmaz, 2000; Akay ve Erdoğan, 2001, 2004; Altunkaynak vd., 2006, 2010; Agostini vd., 2010) çalışma alanındaki uzantıları ignimbiritlerle temsil edilir. İstif içinde yanal süreksiz bir aradüzey olarak yer alan alüvyon yelpazesi çökelleri Değirmen-tepe üyesi adıyla ayırtlanmıştır. Yalnızca Uzun adada yüzeyleyen istifin yaklaşık kalınlığı, Değirmen-tepe üyesi ile birlikte en çok 250 metredir.

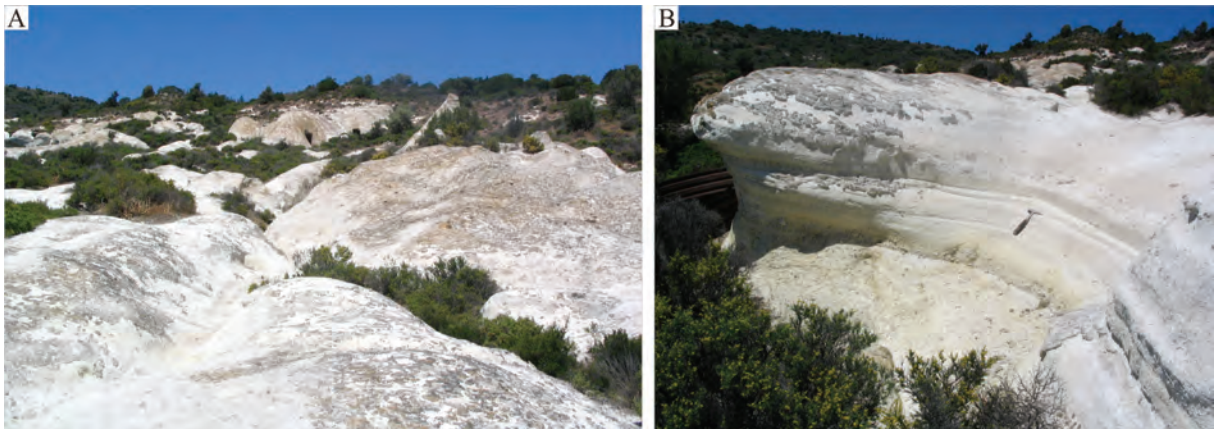
Beyazımsı açık gri renkli olan kaynaklanmamış ignimbiritler küresel ayrışmalıdır (Şekil 6A). Metrik kalınlıklardaki ignimbirit ünitelerinin masif ana gövdeleri arasında yer alan santimetrik- desimetrik

kalınlıklarda düzlemsel paralel katmanlı kül döküntüsü tuf ve/veya piroklastik türbülans (surge) düzeyleri, üste yerleşen akıntılarla çoğunlukla eksiltilmiş olduğundan yanal süreksizdir ve istif genelinde az oranda korunmuştur (Şekil 6B). İgnimbirit ana gövdeleri içinde yer alan santimetrik büyüklüklerdeki juvenil klastlar, küt köşeli-yarı yuvarlak pomza ve türdeş lav parçaları ile simgelenir. Türdeş litik kapsamını oluşturan riyolitler, çoğunlukla mavimsi koyu gri ve bordo renkli olup, afirik ya da porfirik dokuludur.

2.2.1. Değirmen-tepe üyesi

Foça tüfü içinde yanal süreksiz bir aradüzey olarak yer alan volkanik çakıltaşı-çakıllı kumtaşı istifi Değirmen-tepe üyesi adıyla ayırtlanmıştır (Şekil 3 ve 4). Kalınlık en çok 150 metredir.

Tortul istif, egemen olarak bloklu iri çakıltaşlarından oluşur. Desimetrik-metrik kalınlıklardaki



Şekil 6- Foça tüfü. A) Genel görünüm. B) Olası temel türbülanslı düzeyleri ile ayrılan ignimbirit üniteleri.

katmanların taban dokanakları, çoğu yerde düzensiz/aşındırılmalıdır. Çakıllar, kaba-çok kaba taneli volkanik kum ve çakılçıkta oluşan ara geç desteklidir. Çakıl kapsamının arttığı tane destekli bölümlerde bile çakılların arası dolgulanmıştır. Kayatürü bileşenleri, ağırlıklı olarak Kocadağ volkanoklastiklerinden türemiştir. Foça tufünden aktarılan dayanımsız felsik piroklastların çoğu ufalanmıştır ve daha çok matrikste gözlenir. Çoğunlukla kızıl-bordo renkli ve porfirik dokulu andezitik-dasitik lav çakıl ve blokları genellikle yarı yuvarlak ya da yuvarlak şeklindedir. Yuvarlanma dereceleri, köken kayalarından kalıtsaldır. Volkanik kumtaşları, soluk sarı renkli, kötü boylanmalı ve küçük çakıl içeriklidir; desimetrik kalınlıklarda masif düzeyler olarak çok katlı çakıltaşlarını birbirinden ayırır ya da çakıltaşları içinde yanal süresiz aradüzeyler olarak bulunur.

Tortul istif, kütle akması egemen alüvyon yelpazesi çökeliğini yansıtmaktadır. Özellikle çakıl-blok yoğunluğu yüksek düzeylerde gözlenen örgütlenmemiş doku, moloz akması fasiyesine özgüdür. Masif kumtaşları da kütle akması dinamikleriyle çökeltmiştir.

2.3. Urla Grubu

Urla havzasında ilk kez Göktaş (2011) tarafından tanımlanan Urla grubu, Foça Çöküntüsü'nde Orta Miyosen süresince dolgılanan egemen göl sel çökelleri ve yanal ilişkili alkali volkanitleri kapsar. Çalışma alanındaki Urla grubu, alüvyal Beşiktepe formasyonu, göl sel Pırnallı ada volkanoklastikleri, Hekim adası bazaltı ve göl sel Urla kireçtaşı ile temsil edilir (Şekil 3).

2.3.1. Beşiktepe Formasyonu

Volkanik çakıltaşı-kumtaşı topluluğundan oluşan istif, ilk kez bu çalışmada ayırtılarak formasyon aşamasında tanımlanmıştır. Uzun adada yüzeyleyen istifin görünür kalınlığı 50-150 metre arasındadır (Şekil 3 ve 4).

Pembemsi açık turuncu renkli istif, yanal süresiz çakıltaşı ve genellikle çakıllı kumtaşından yapıldır. Başlıca kayatürü bileşenleri, Kocadağ volkanoklastikleri ile Foça tufünden türemiştir. Küçük çakıl büyüklük sınırları içindeki yuvarlak-yarı yuvarlak çakıllardan oluşan çakıltaşları, kaba

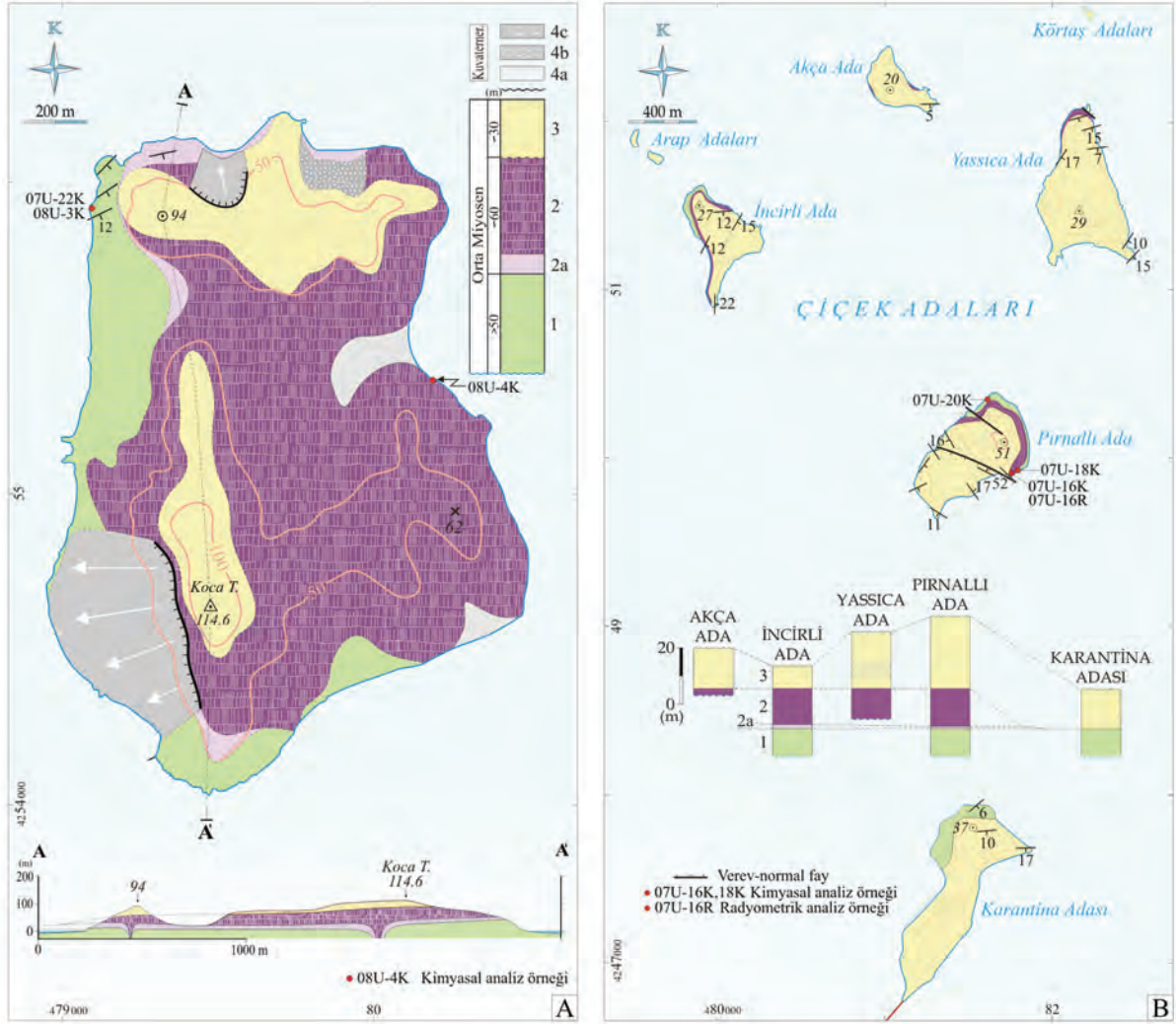
taneli volkanik kumdan oluşan ara geç desteklidir. Küçük çakıl ve çakılçık içeren kaba kumtaşlarında seyrek olarak çapraz katmanlanma gözlenir. Kumlu çamurtaşı düzeyleri kötü boylanmıştır ve istif içinde az oranda bulunur.

Baskın olarak örgülü akarsu dinamiklerinin egemen olduğu alüvyon yelpazesi çökeliğini yansıtan birim, Urla grubunun çökeldiği Orta Miyosen havzasının Uzun ada kenarındaki depolanmayı simgeler.

2.3.2. Pırnallı ada volkanoklastikleri

Su altında (sublacustrine) erüpsiyon beslenmeli yoğunluk akıntılarıyla çökeltilmiş epiklastiklerden oluşan ve felsik piroklastik aradüzeyler kapsayan volkanoklastik istif, ilk kez bu çalışmada ayırtlanmış ve formasyon aşamasında tanımlanmıştır. Hekim adası ile Çiçek adalarının bazılarında (İncirli ada ve Pırnallı ada), istifin -deniz düzeyi üzerinde gözlenen-üst bölümleri yüzeyler (Şekil 7A,B). En kalın (~50 m) ve yaygın yüzlekler Hekim adasındadır.

İstifin büyük bölümünü oluşturan epiklastik çökel fasiyesleri, düzlemsel paralel katmanlı, masif ya da derecelenmiş felsik volkanik bileşenlerden yapıldır kumtaşı ve az oranda bulunan çakıltaşı düzeyleri ile simgelenir. Pırnallı adanın KD sahilinde yüzeyleyen ve yanal yönde onlarca metre izlenebilen metrik kalınlıklardaki kaba taneli düzeyler normal derecelenmiştir (Şekil 8A). Matriks destekli kaba çakıllarla başlayan katmanlar, küçük çakıllar üzerinden kaba kuma derecelenir. Katman tabanları düzlemsel ya da aşındırılmalıdır. Egemen kaya türü bileşenleri, trakitik lav klastları ile simgelenir. Pırnallı adanın KB sahilinde tekil olarak gözlenen yaklaşık 2 m kalınlığındaki bloklu çakıltaşı düzeyinin kaya türü bileşenleri de aynı türdendir (Şekil 8B-b ve 8C-b). Taban, keskin ve düzlemseldir. İri feldispat fenokristalleri kapsayan porfirik dokulu trakit lavlarından türemiş kaba klast kapsamı altta ters, üstte normal derecelenmelidir. Kaba kum-çakılçık sınırlarından başlayan ters derecelenmiş alt bölüm, 60 cm büyüklüğe ulaşan bloklarla sonlanır. Matriks destekli kaba klastlar genellikle yarı yuvarlak, az oranda küt köşelidir. Matriks, kaba-çok kaba taneli kumdan oluşur ve çakılçık boyutlarında geç kapsar. Çakıltaşı düzeyinin altında, iki metrelik bölümü gözlenebilen süspansiyon çökelleri yer alır (Şekil 8B-a ve 8C-a).

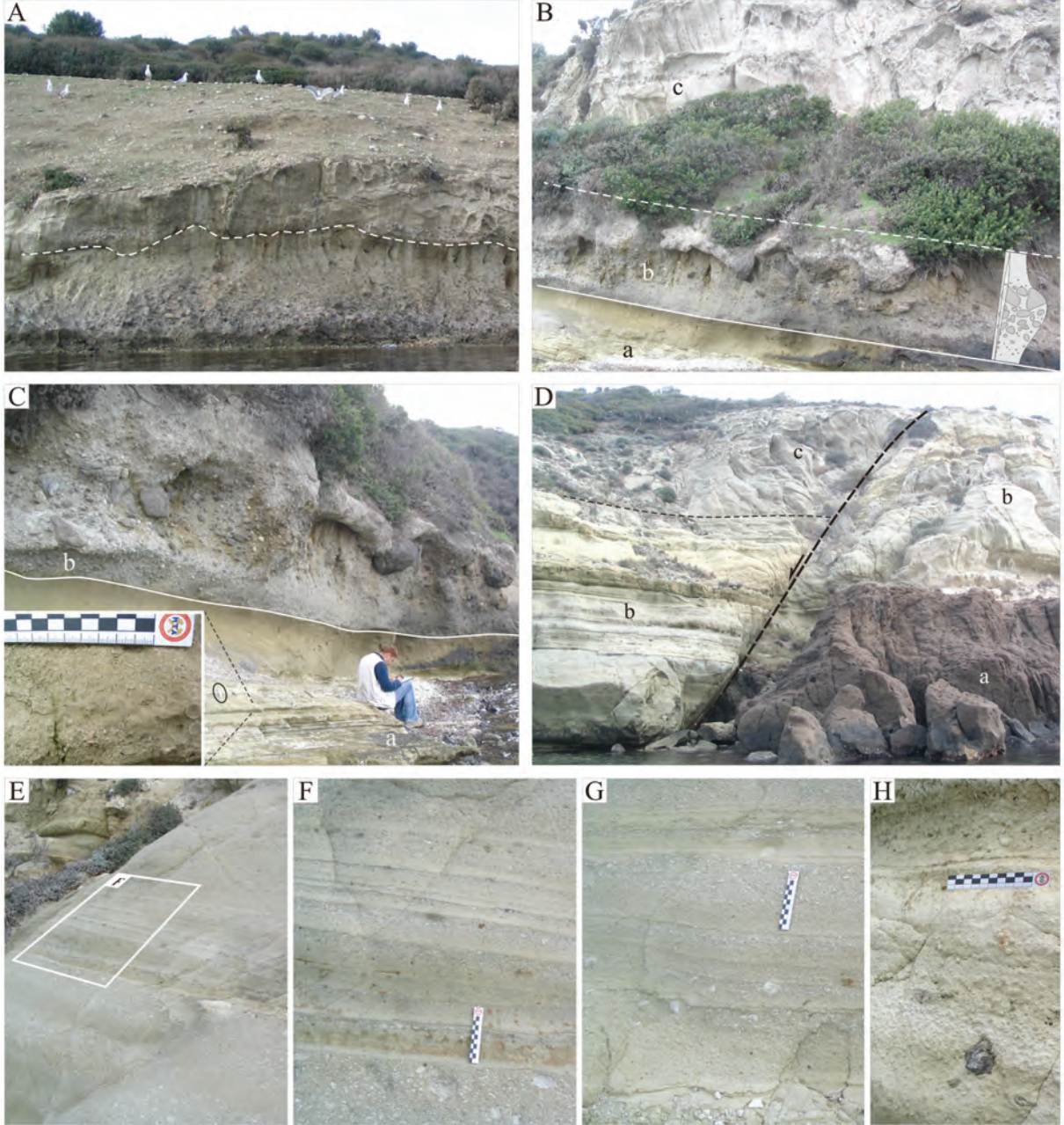


Şekil 7- A) Hekim adasının jeoloji haritası. 1. Pırnallı ada volkanoklastikleri, 2. Hekim adası bazaltı (a: Temel türbülanslı çökelleri), 3. Urla kireçtaşı, 4. Kuvaterner çökelleri (a: Alüvyon, b: Yamaç molozu, c: Heyelan molozu). B) Çiçek adaları ve Karantina adasının jeoloji haritası. 1. Pırnallı ada volkanoklastikleri, 2. Hekim adası bazaltı (a: Temel türbülanslı çökelleri), 3. Urla kireçtaşı.

Santimetrik kalınlıklarda düzlemsel paralel katmanlı silttaşı-kiltaşı ardalanmasından oluşan istif, en çok 1 cm büyüklüğünde astarlı (rim-type) büyümeli lapilliler içeren ince-orta taneli volkanik kumtaşı ve 1-3 cm arası değişen kalınlıklarda mikritik kireçtaşı arakatmanları kapsar. Hekim adasında yüzeyleyen epiklastik istif, alttan üste volkanik bileşenli kumtaşı katmanlarından oluşur ve seyrek olarak kilttaşı-silttaşı aradüzeyleri kapsar (Şekil 8D-b). Santimetrik-desimetrik kalınlıklardaki düzlemsel paralel katmanlanma tipiktir. Katmanlar yanal süreklidir ve yanal kalınlık değişimi azdır. Kaba-çok kaba taneli kumtaşı katmanları desimetrik kalınlıklarda, masif ya da normal derecelenmiştir. Genellikle kaba kül, ender olarak lapilli boyutlarında beyaz pomza ve trakitik lav bileşenlerinden oluşan ters derecelenmiş kumtaşları

tane desteklidir. İnce kumdan kaba kuma doğru gelişmiş ters derecelenme, santimetrik-desimetrik kalınlıklarda paralel-dalgalı katman takımları oluşturmuştur (Şekil 8E,F,G). Büyümeli lapilliler ve kömürleşmiş odun parçaları kapsayan kumtaşı arakatmanlarına seyrek olarak rastlanır (Şekil 8H).

Epiklastik istif içinde yer alan piroklastik aradüzeyler, her biri tek patlamanın ürünü olan trakitik ignimbirit üniteleri ile simgenir (Şekil 9). Kaynaklanmış ignimbirit fasiyesi, Hekim adasının batı kıyısında izlenen ve kalınlıkları 2-4 m arasında değişen dört ayrı düzeyle temsil edilir (Şekil 8D-a; 9A,B,C). Özellikle alttan iki düzeyin, etkin termal oksidasyonu yansıtan koyu kıvılcık-kahverengi tipiktir (Şekil 8D-a). Üçüncü düzey sarımsı açık kahverengidir (Şekil 9B).



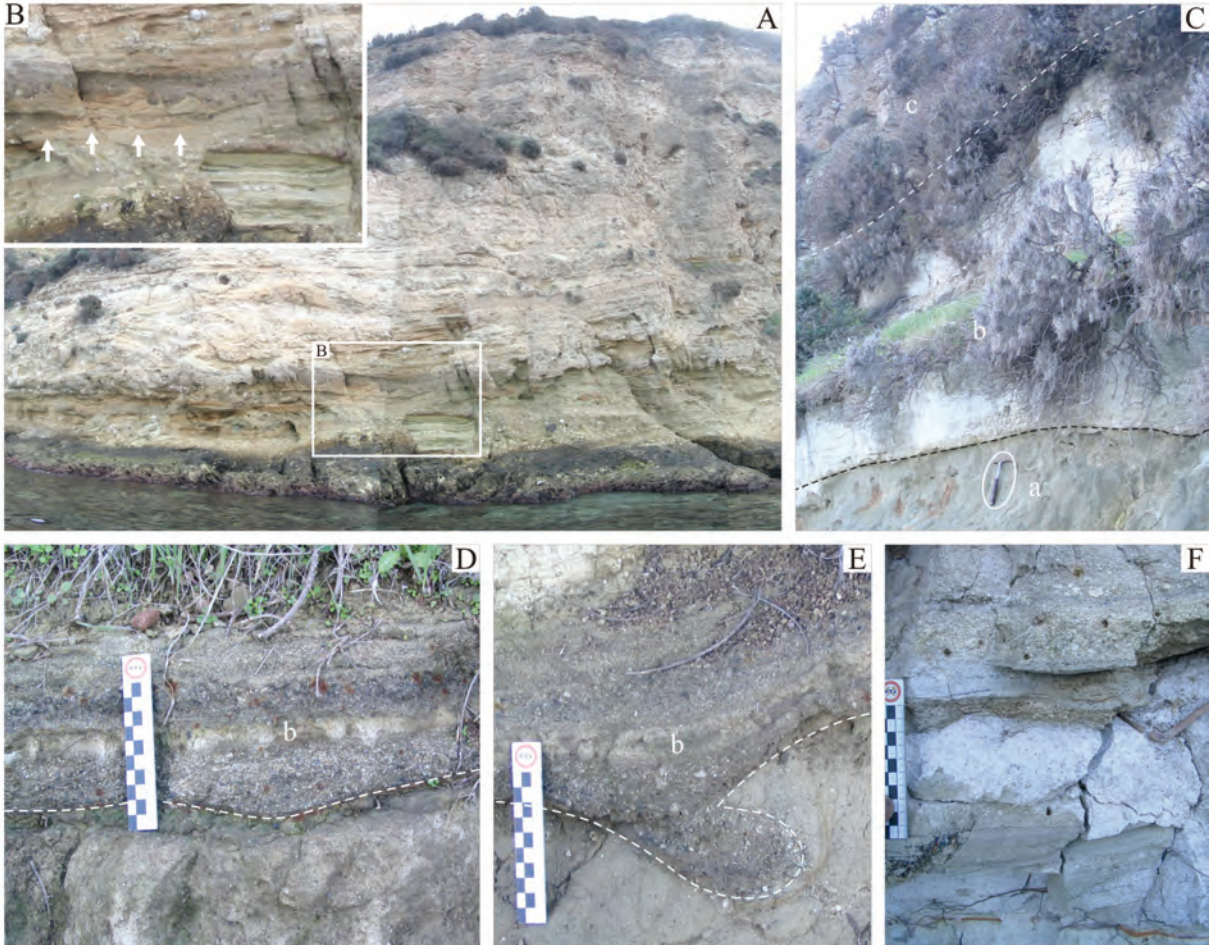
Şekil 8- Pınallıada volkanoklastikleri içinde gözlenen epiklastik çökel fasiyeslerinden bazıları. A) Kaba bileşenlerin normal derecelendiği, yüksek sediman konsantrasyonlu proksimal(?) türbiditler. Üstteki düzeyin taban kesiminde oygu-dolgu yapıları gözlenir (Pınallıada). B) a: Düzlemsel paralel ince katmanlı-laminallı süspansiyon çökelleri, b: Yüksek yoğunluklu türbidit düzeyi, c: Trakitik volkanizma türümlü kaynaklanmamış ignimbirit düzeyinin ayrışma yüzeyi tafonilemiştir (Pınallıada), C) a: Düzlemsel paralel katmanlı-laminallı kıltaşı, siltaşı ve mikritik kireçtaşı araldanmasından oluşan ve türbiditik kumtaşı arakatmanları kapsayan süspansiyon istifli. İnce-orta taneli volkanik kumtaşı düzeyleri, en çok 1 cm büyüklüğünde 'astarlı' büyümeli lapilliler kapsar (Büyük fotoğraftaki ölçek 10 cm'dir), b: B-b'deki düzeyin yakın görünümü (Pınallıada). D) a: Pınallıada volkanoklastik istifinin gözlenebilen en alt düzeyindeki, kaynaklanmış ve termal oksidasyona uğramış -birinci- ignimbirit ünitesinin yanall devamı (Hekim adasının KB kıyıları), b: Pınallıada volkanoklastiklerinin epiklastik distal türbiditler ile temsil edilen kesimi, c: B-c'de görülen trakitik ignimbirit ünitesinin yanall devamı (Hekim adasının KB kıyıları). E,F,G) Özellikle beyaz renkli pomza parçalarının belirginleştiği ters derecelenmiş volkanik kumtaşı katmanları (Hekim adasının KB kıyıları), H) Büyümeli lapilliler içeren türbiditik katmanlardan birinde, piroklastik akmanın sıcak kökenine işaret eden kömürleşmiş odun kalıntıları gözlenir (Hekim adasının KB kıyıları).



Şekil 9- Hekim adasında, Pırnallı ada epiklastik istifi içinde yer alan ignimbirit üniteleri. A) Hekim adasında yüzeyleyen kaynaklanmış dört ignimbirit düzeyinden alttan ikincisinin görünümü. Pomzular kısmen uzamış ve yönlendirilmiştir. B) Siyah renkli amorf pomzular kapsayan üçüncü ignimbirit ünitesi (Çekiç boyu 33 cm). C) Alt bölümünde beyaz renkli pomzuların yer aldığı dördüncü ignimbirit ünitesi. a: Epiklastik türbidit düzeyi, b: Kısmen yönlendirilmiş pomzuların yoğunlaştığı bölüm (Tabanda ters derecelenme gelişmiştir). D) Aynı düzey içinde bulunan büyük memeli etraf kemiği kalıntısı. E) Dördüncü ignimbirit düzeyi (a) üzerinde yer alan kumsal yüzü çökelleri (b). F) Kaynaklanmamış trakitik ignimbirit düzeyinin genel görünümü (Pırnallı ada). a: Şekil 8B-b'de görülen yüksek yoğunluklu türbidit düzeyinin üst bölümü, b1: Akma ünitesinin tabanı, b2: Lapilli pomza düzeyi, b3: İgnimbirit ana gövdesi. G) Trakitik ignimbirit düzeyinin alt bölümü. a: Yüksek yoğunluklu türbidit düzeyinin üst bölümü, b1: Düzlemsel/dalgalı paralel ince katmanlı alt bölüm, b2: Ters derecelenmiş lapilli pomza düzeyi, b3: Alt bölümünde türdeş litiklerin ters derecelendiği ignimbirit ana gövdesi.

Sanidin fenokristalleri içeren kaba pomzalar, çoğunlukla santimetrik yersel desimetrik boyutlardadır. İlk iki düzeyin kaba pomzaları siyah renklidir. Alttan ikinci düzey (Şekil 10A) dışında, kaba pomza tanelerinde yassılaşıma ve yönlendirme belirgin değildir. Ancak matrikse yönelik ince kesit incelemelerinde, pomzaların uzayarak yönlendiği ve az belirgin fiyap yapısının geliştiği gözlenmiştir. Litik bileşenler, trakitik lav klastlarından oluşmaktadır. Büyük memeli kalıntıları içeren dördüncü düzeyin taban kesitinde, az belirgin yönlendirme gösteren beyaz renkli pomzaların yoğunlaştığı bir zon bulunur (Şekil 9C,D). İgnimbirit akıntısının yerleşimini izleyerek çökelen düzlemsel paralel katmanlı türbidit istifinin tabanında, düşük açıyla çapraz katmanlanmış volkanik kumtaşı fasiyesi yer alır. Küçük çakıl ve çakılçık içerikleri kapsayan kaba taneli kumtaşı istifi, birkaç metre kalınlığında

ve yanal süreksizdir (Şekil 10E). Hekim adası, İncirli ada ve Pırnallı adada, istifin en üst bölümünde yer alan kaynaklanmamış trakitik ignimbirit fasiyesi, en çok 8 metre kalınlığında ve yanal sürekli bir akma ünitesi ile temsil edilir. Beyazımsı açık gri renkli günlenme yüzeyinde gelişen tafoni oluşumu tipiktir (Şekil 9F). Küt köşeli trakitik parçaları ile simgelenen santimetrik boyutlardaki türdeş litikler, genellikle düzensiz dağılmış ya da İncirli ada'da gözlemlendiği gibi çakıl dizileri oluşturmuştur. Pırnallı adada yüzeyleyen aynı ignimbirit ünitesinin taban kesiminde, alttan ikisinin yanal süreksiz olduğu başlıca üç düzey ayırtlanmıştır: i) Ortalama 35 cm kalınlığındaki alt bölüm, düşey tane boyu farklılaşmasıyla belirginleşen düzlemsel/dalgalı paralel milimetrik-santimetrik katmanlıdır. Genellikle kaba kum boyutlarındaki volkanik bileşenler tane destekli ve iyi boylanmış.



Şekil 10- A) Hekim adası bazik volkanizmasının başlangıcında su altına yerleşen temel türbidit istifi. B) Altta, yanal yer değiştirme sırasında kırılma deformasyonuna uğrayarak moloz akmasına dönüşen temel türbidit düzeyi. Üstte, temel türbiditinin sualtındaki ilerleyişini yansıtan alev yapıları (Hekim adası KB yahyaları). C) Pırnallı ada volkanoklastik istifinin kumlu türbiditleri üzerine yerleşmiş olan bazik piroklastikler (İncirli ada). a: Kumlu türbidit düzeyi, b: Bazik piroklastikler, c: Bazalt lavı (Çekiç boyu 33 cm). D) Bazik piroklastik istif, cüruf döküntüsü çökelleriyle başlar (İncirli ada). E) Konsolide olmamış türbidit düzeyi üzerinde depolanan cüruf döküntüsü çökelinin tabanında oluşan yük kalıbı (İncirli ada). F) Cüruf döküntüsü katmanlarıyla birlikte gözlenen, düzlemsel paralel laminalı temel türbidit çökelleri (İncirli ada).

Çakılcık boyutlarında türdeş lav parçaları az oranda bulunur (Şekil 9G-b1). ii) 40-60 cm arası yanal kalınlık değişimli ikinci düzeyi oluşturan beyaz renkli pomza lapilliler ters derecelenmiştir (Şekil 9G-b2). iii) Akmanın ana gövdesi olan üçüncü bölüm masif tür ve yaklaşık 1 metrelik taban kesitinde yer alan türdeş lav klastları ters derecelenmiştir (Şekil 9G-b3). Yersel olarak, küçük çakıl boyutlarında küt köşeli trakit çakıllarının oluşturduğu dizilimlere ve pomza lapilli kümelenmelerine rastlanır.

Pırnalı ada volkanoklastik istifinin ignimbiritler dışında kalan bölümlerine, gösel kıyıyüzünde (shoreface) dolgulanmış epiklastik yoğunluk akıntısı çökelleri egemendir. Pırnalı adadan Hekim adasına doğru, çökellerin ortalama tane boyutları ve katman kalınlıkları azalmakta ve aynı yönde, kaba trakit klastları içeren yüksek yoğunluklu proksimal türbiditlerden düşük yoğunluklu distal türbiditlere değişim gözlenmektedir. Yanal yöndeki bu değişim, Menteş Yarımadası'ndaki trakitik volkanizmadan (Menteş trakiti: Kaya, 1979; Menteş volkanitleri: Göktaş, 2011) beslenerek kuzeye doğru gelişen türbiditik süreçleri yansıtmaktadır. Volkanik çıkış merkezine en yakın konumdaki Pırnalı adanın KD kıyısında gözlenen ve başlıca kaba bileşenleri trakitik lav klastlarından oluşan normal derecelenmiş kaba taneli düzeyler, yüksek yoğunluklu proksimal türbiditler olarak yorumlanmıştır. Adanın KB kıyısında gözlenen, alta ters, üstte normal derecelenmiş ve aşınmasız (non-erosive) tabanlı çakıltaşı düzeyi de, aynı türden bir türbidittir. Ters derecelenmiş alt bölüm, laminar akışla çökelmiş moloz akması fasiyesindedir. Normal derecelenmiş üst bölüm ise türbülanslı akışla asıntıdan (süspansiyondan) durulmuştur (Postma vd., 1988). Kaba bileşenleri trakitik lav parçalarından oluşan her iki çakıltaşı litofasiyesi yakın kaynak alan konumundaki Menteş volkanik merkezi yamaçlarından türeyen kütle akıntılarının ürünüdür.

Hekim adasında ise, düşük yoğunluklu türbiditlerin distal fasiyesleri baskındır. Ters derecelenmiş volkanik bileşenli kumtaşı katmanları, su altına giren temel türbülanslı çökellerinin tane akmasına (grain flow) dönüşmüş distal uzantıları olabilir (Şekil 8E,F,G). Taşınmış büyümeli lapilliler içeren katmanlardaki kömürleşmiş odun kalıntıları (Şekil 8H), akmanın karasal (subaerial) ve sıcak kökenine işaret eder. Kaynaklanmış ignimbirit düzeylerinden birinde gözlenen büyük memeli etraf kemiği kalıntısı da, Menteş volkanitlerinin oluşturduğu kaynak alanın göl düzeyi üzerinde bulunduğunu gösterir.

İgnimbiritlerin türdeş litik kapsamı tek kökenlidir ve porfirik dokulu trakitler ile simgelenir. Dördüncü kaynaklı ignimbirit düzeyi üzerinde çökelmiş kaba kumtaşı düzeyinin yanal uzanımı, ignimbirit akıntısının yayılım alanıyla sınırlıdır. Çakıllı kumtaşı istifi, büyük ölçekli-düşük açılı düzlemsel çapraz katman takımlarından oluşması, tane destekli dokusal olgunluğu ve litostratigrafik konumuna dayanılarak, kumsal yüzü (beach face) çökeli olarak yorumlanmıştır. İgnimbirit ünitesinin yerleşimiyle gelişen yersel sığlaşmayı izleyerek türbiditik çökelim devam etmiştir.

2.3.3. Hekim Adası Bazaltı

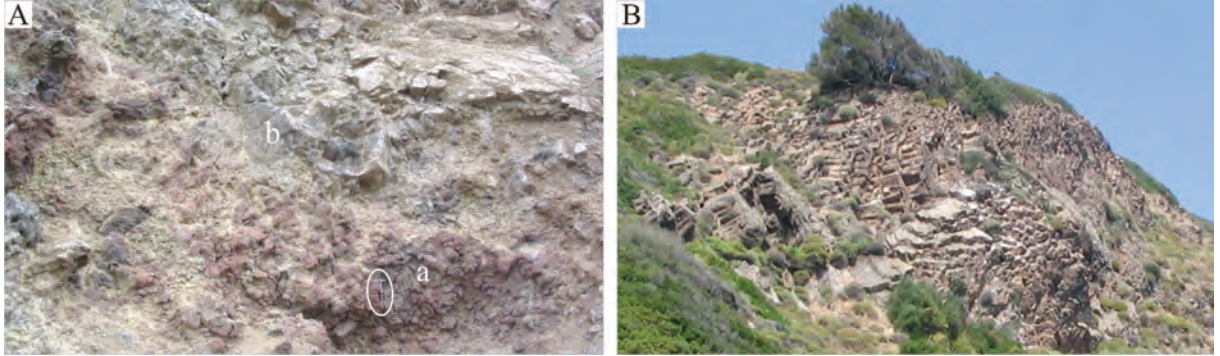
Alta bazik piroklastikler ve üstte zayıf alkali bazik lavlardan oluşan birim, ilk kez bu çalışmada tanımlanmıştır. Çıkış merkezi Hekim adasında bulunan volkanitlerin Çiçek adalarındaki yüzlekleri, 10-20 metre arasında değişen kalınlıklardadır. Uzun adanın GD kıyısındaki Kaya Burnu'nda Urla kireçtaşı kesen bazalt daykı aynı kökenden olmalıdır (Şekil 4).

Su altında (sublacustrine) başlayan volkanizmanın ilk ürünleri olan piroklastikler, baskın olarak temel türbülanslı ve az oranda cüruf döküntüsü (scoria air-fall) fasiyeslerindedir. Deniz altındaki tabanı gözlenemeyen en kalın (>50 m) piroklastik istif, Hekim adasının kuzey kıyısındaki falezlerde yüzeyler (Şekil 10A). Temel türbülanslı istifinin çıkış merkezi yakınlarında çökelmiş katmanları, volkanik sarsıntılarla çoğu kez ilksel konumlarını yitirmiş ve yumuşak çökel deformasyonuna uğramışlardır. Yanal olarak yer değiştiren bazı katmanlar, kayma yönünde kırılma deformasyonu parçalanmıştır (Şekil 10B). Bazı düzeylerin tabanında gözlenen alev yapıları, su altında ilerleyen piroklastik türbülansın ürünüdür (Şekil 10B). İncirli adada yüzeyleyen piroklastikler, Pırnalı ada volkanoklastiklerinin kumlu türbiditleri ile bazalt lavı arasında yer alır (Şekil 10C). En çok 4 m kalınlığındaki istif, cüruf döküntüsü katmanları ile başlar ve esas olarak temel türbülanslı çökellerinden oluşur. Volkanizmanın başlangıcını belgeleyen siyah renkli cüruf döküntüsü düzeyi, iki patlama evresinde çökelmiştir ve toplam 10 cm kalınlık sunar. Tabanda, yük kalıbı gibi yumuşak çökel deformasyonu yapıları gelişmiştir. Masif ve zayıf pekişmiş düzeyi oluşturan milimetrik büyüklüklerdeki (vesiküllü-vesükülsüz) türdeş litikler tane desteklidir (Şekil 10D,E). Üste gelen açık gri renkli temel türbülanslı istifi, santimetrik kalınlıklarda düzlemsel/dalgalı paralel katmanlı-laminalıdır. Az gelişmiş çapraz katmanlı

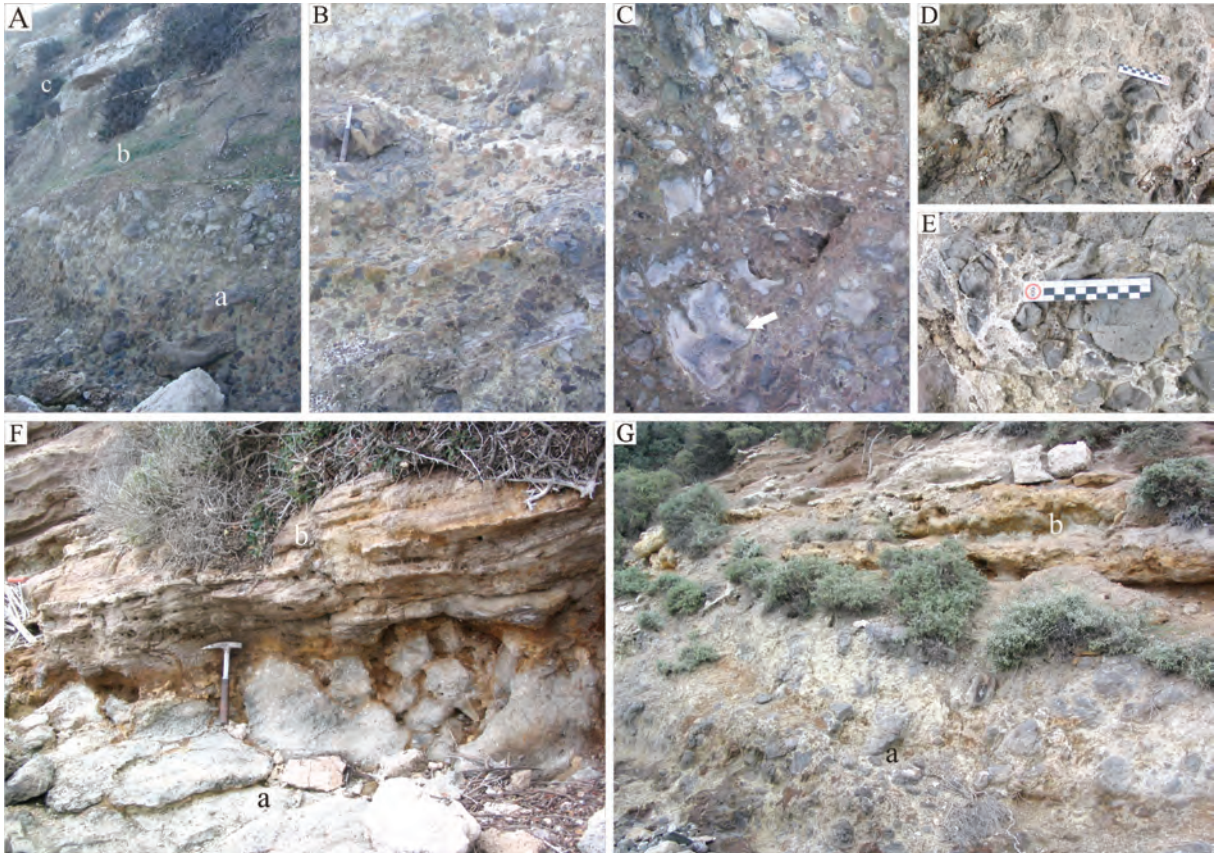
bölgelere nadiren rastlanır (Şekil 10F). Milimetrik büyüklüklerde büyümeli lapilliler kapsayan cüruf döküntüsü arakatmanları, temel türbülansı istifi içinde sıklıkla yer alır.

Siyahımsı koyu gri renkli olan lavlar aşırı çatlaklı ve yersel akma foliyasyonludur. Yassıca ada kuzeyinde, lav kütlesi içinde yanal süreksiz olarak gözlenen sıçramalı lav (spatter) düzeyi, en az iki

evreli lav çıkışını düşündürür (Şekil 11A). Spatter düzeyini üstleyen yaklaşık 10 m kalınlığındaki lav, desimetrik akma foliyasyonlu ve soğan kabuğu ayrışmalıdır. Hekim adası kuzeyindeki yan bacalardan çıkan lavlarda, poligonal eklemli ve 'saçaklanmış' (entablature) soğuma sütunları yaygın olarak gelişmiştir (Şekil 11B). Çiçek adaları'nda yüzeyleyen lav akıntısının sulu çökellerle ilişkideki üst dokanağı aşırı vesikülleşmiş ve peperitleşmiştir (Şekil 12).



Şekil 11- Hekim adası bazaltı. A) Yassıca adada, iki lav akıntısı arasında yanal süreksiz yüzeyleyen sıçratma lavı (spatter) düzeyi. a: Sıçratma lavı, b: Lav. (Çekiç boyu 33 cm). B) Hekim adası kuzeyindeki lav yüzleklerinde gözlenen 'saçaklanmış' soğuma sütunları.



Şekil 12- Hekim adası bazalt silinin üst dokanağında gözlenen peperitler. A,B) İncirli adada, kalınlığı 3 metreye ulaşan peperit zonu. a: Peperit zonu, b: Urla kireçtaşı istifi tabanındaki kıyı gerisi çamurtaşları, c: Urla kireçtaşı. C) İncirli adadaki peperit zonu içinde gözlenen akışkan şekilli bazı lav parçalarının, sulu sedimanla temas ederek hızla soğuyan çeperlerinde hidrotermal alterasyon kuşakları gelişmiştir (beyaz ok). D,E) Pırnallı ada peperitlerinin bazı kesimlerinde gözlenen, zayıf gelişmiş yap-boz (jigsaw-fit) dokusu (Ölçek 10 cm). F,G) Yassıca adada, üstte yer alan kıyı gerisi çamurtaşlarıyla, alta sokulan bazalt sili arasındaki peperitleşme. a: Bazalt, b: Kıyı gerisi çamurtaşları (Çekiç boyu 33 cm).

2.3.4. Urla Kireçtaşı

Urla grubunun son birimi olan gölsel kireçtaşı istifi, ilk kez Urla havzasında Kaya (1979) tarafından adlanmış ve formasyon aşamasında tanımlanmıştır. Adalar topluluğunun tümünde yüzeyleyen birimin izlenebilen en kalın istifi Uzun adadadır (>100 m).

Çiçek adalarında, bazalt lavı üzerindeki Urla kireçtaşının tabanında, kızıl-kahverenkli ve düzlemsel paralel ince katmanlı-laminallı çamurtaşı egemen istifi yer alır (Şekil 14A). En kalın istiflenme (~10 m) Yassıca adada izlenir (Şekil 13B,C,D). Çamurtaşları üste doğru, santimetrik-desimetrik kalınlıklarda mikritik kireçtaşı katmanları/düzeyleri ile ardalanarak kireçtaşlarına geçer ya da Pırnallı adada olduğu gibi keskin



Şekil 13- Çiçek adalarında, Urla kireçtaşının tabanında yüzeyleyen çamurtaşı egemen kıyı gerisi çökelleri. A) Akça adada, bazalt silinin (a) üzerinde yer alan kıyı gerisi çökelleri (b) ve algli kireçtaşları (c). B,C) Yassıca adada gözlenen düzlemsel paralel ince katmanlı-laminallı çamurtaşı istifi. D) Aynı istifte, gastropod kavkı kırıntılı çamurtaşları içinde arakatki olarak bulunan kömür bantlarından detay (Ölçek 10 cm). E) a: Gastropod kavkı kırıntılı ve kömür laminaları içeren çamurtaşları, b: çört mercekli (beyaz ok) kireçtaşları (Pırnallı ada). F) a: Kalış yumruları (sarı oklar) ve laminaları içeren masif çamurtaşı, b: Algli kireçtaşları (Pırnallı ada) (Ölçek 10 cm). G) Görece iyi korunmuş santimetrik boyutlarda gastropodlar kapsayan karbonatlı çamurtaşı (Pırnallı ada).

dokanakla kireçtaşı tarafından üzerlenir (Şekil 13E). Çamurtaşı katmanları-laminaları içeren en kalın kireçtaşı aradüzeyleri (max. 70 cm) Yassıca adada ölçülmüştür. Çamurtaşı istifi içinde, kalınlıkları 1-3 cm arasında değişen yanal süreksiz kömür bantları yer alır. Çamurtaşı ince katmanları-laminaları kapsayan kömürlü düzeylerin kalınlığı, Yassıca adada 30 santimetreye kadar çıkar (Şekil 13D). İstif genelinde ve üstleyen kireçtaşlarına yakın bölümlerde, katmanlanma düzlemine koşut gelişmiş laminer-nodüler CaCO₃ birikimleri (kaliş) gözlenir (Şekil 13F). Alttan üste tüm çamurtaşı istifinde gözlenmekle birlikte, özellikle yüksek organik maddeli kesimlerinde artış gösteren beyaz renkli ince kavkı parçaları gastropotlardan kalıtsaldır. Pırnallı adada izlenen santimetrik boyutlarda ve kalın kavkılı bazı gastropodlar görece iyi korunmuştur (Şekil 13G).

Uzun ada dışındaki adalar topluluğunun hemen hepsinde, çamurtaşı istifi ya da Pırnallı ada volkanoklastiklerinin kumlu türbiditleri üzerinde gelişen transgresif kireçtaşı tortullaşması, düşük açıyla düzlemsel çapraz katmanlanmış algal biyoklastiklerle başlar. i) Yassıca ada ve Pırnallı adada, “biyosparit-biyosparrudit” (Folk, 1962) olarak tanımlanabilen litofasiyesin allokimyasal bileşimi, sütunsal-dallı (columnar-branched) stromatolit parçalarıyla simgelenen biyoklastlardan ve yersel olarak algal onkoidlerden oluşur (Şekil 14A,B). Daha az oranda bulunan kaba kum-çakılcık boyutlarındaki taşınmış volkanoklastlar genellikle küt köşelidir. Algal onkoidlerin çoğu ovoidaldır ve uzun eksenleri nadiren 10 santimetreye ulaşır. “Algal onkoidli biyosparit-biyosparrudit” litofasiyesinin başlıca yapı unsurları olan ve boyutları 0,5-15 mm arasında değişen biyoklastlar çoğunlukla iyi boylanmış, tane destekli paketlenmiş vesparkalsitçimentoıylasıktutturulmuştur (Şekil 14C). Bu düzeyleri izleyen kireçtaşı istifinin özellikle alt bölümleri algal-biyojeniktir. Allokem kapsamı, mavi-yeşil alglerin (Cyanophyta) oluşturduğu stromatolitlerle simgelenir. Katmanlanma, stromatolitlerin büyüme geometrilerine göre farklılık gösterir. Hemisferoidal/ovoidal stromatolitlerin değişen oranlarda kümelendiği, biyoturbasyonlu ve masif, az gelişmiş kalın katmanlı biyoklastik bölümler, çoğu yerde kireçtaşı tortullaşmasının başlangıcını yansıtır (Şekil 14D). Pırnallı adada, düzlemsel paralel laminalı stromatolitlerin oluşturduğu kireçtaşları, doğrudan çamurtaşı istifi üzerine gelir. Orta-kalın paralel katmanlanmanın belirginleştiği bu düzeylerde,

santimetrik kalınlıklarda yanal süreksiz çört bantları ve yumruları ile fenestral boşluklar ortaya çıkar (Şekil 14E,F). ii) Akça adada yüzeyleyen algal kireçtaşı istifinin tabanında ise, düşük açıyla düzlemsel çapraz katmanlanmış kumtaşı-çakıltası topluluğu yer alır. Yaklaşık 2 m kalınlığındaki kırıntılı istif, Pırnallı ada türbiditleri üzerinde çökelmiştir. Kaba taneli kumtaşı ve ince çakıltasından oluşan açık gri renkli istif, altta yer alan kumlu türbiditlerden aktarılmış volkanik bileşenlerden oluşur. En çok 1 cm büyüklüğünde algal onkoidler içeren kumtaşı, tane destekli, iyi boylanmış ve zayıf pekişmiştir (Şekil 14G). Hekim adası bazaltının yayılım alanı dışında kalan Karantina Adası çevresinde benzer bir istiflenme gözlenir. Algal onkoidli biyoklastik kireçtaşı çökeli, Pırnallı ada türbiditleri üzerinde gelişen düzlemsel çapraz katmanlı ve akıntı(?) ripıl çapraz laminalı kumtaşlarıyla başlar. Kaba-çok kaba kum ve çakılcık boyutlarındaki volkanik bileşenlerden oluşan düzlemsel çapraz katman setleri içinde, küçük çakıllar ve algal biyoklastlar bulunur (Şekil 14H).

Kireçtaşı istifinin tabanında kıyı/kumsal (shore/beach) çökelleri yer alır. Çiçek adaları çevresindeki kireçtaşı istifinin tabanını oluşturan çamurtaşları, Hekim adası piroklastiklerinin Pırnallı ada volkanoklastikleri üzerine yerleşimiyle sınırlı bir alanda gelişen kıyı gerisi (backshore) çamur düzlüğünde çökelmiştir. Paleo-oksidasyona özgü kıvılcık-kahve renk dağılımı, yanal süreksiz kömür oluşumuyla belgelenen geçici bataklıklar, pedojenik kaliş oluşukları ve küçük memelilerin beslenme artıkları olan gastropod kavkı kırıntıları gibi veriler, çökelinin kıyı gerisinde geliştiğini gösterir. Karantina adası gibi Hekim adası piroklastiklerinin yayılım alanı dışında kalan bölgelerde kıyı gerisi çökeli gelişmemiş; algal kireçtaşları, kıyı önü/kumsal yüzü (foreshore/beach face) çökelleri aracılığıyla Pırnallı ada volkanoklastiklerini doğrudan örtmüştür. Düşük açılı düzlemsel çapraz katman setlerinden oluşan yüksek dokusal olgunluktaki biyosparit- biyosparrudit ve epiklastik kumtaşı litofasiyesleri, yüksek enerjili kıyı önü/kumsal yüzü ortamında depolanmıştır. Hareketli (allokton) mikrobiyal sarılım ürünleri olan onkoidler (sferoidal stromatolitler), daha çok dalga etkinliklerinin belirlediği yüksek enerjili ortamsal koşulları yansıtır. Üste gelen kireçtaşları, düşük enerji koşullarında yerinde (otokton) büyüyen laminitik stromatolitler tarafından yapılandırılmıştır.



Şekil 14- Urla kireçtaşı çökelinin başlangıcında gözlenen kayattürü fasiyeleri. A) Düzlemsel çapraz katmanlı ve algal onkoidli-biyoklastlı biyosparit-biyosparrudit fasiyesi (Yassıca ada). B) Düşük açıyla düzlemsel çapraz katmanlanmış algal biyoklastlardan oluşan biyosparit-biyosparrudit fasiyesi (Pırnallı ada). C) Tane destekli biyosparit-biyosparrudit fasiyesinin yakından görünüşü. D) Algal onkoidli ve biyoturbasyonlu kireçtaşı ve içerdiği hemisferoidal-ovoidal stromatolitlerin yakından görünüşü (Pırnallı ada). E) Kızıl-kahverenkli masif çamurtaşı istifini (a) keskin bir dokanakla üzerleyen, az gelişmiş orta-kalın katmanlı ve çörtlü (beyaz ok) biyojenik kireçtaşı (b) (Pırnallı ada). F) Çört yumruları ve fenestral boşluklar içeren kalın katmanlı mikritik kireçtaşı (Pırnallı ada). G) Pırnallı ada istifinin kumlu türbiditleri (a) üzerine gelen düzlemsel çapraz katmanlı, tane destekli ve iyi boylanmış kaba kumtaşı-ince çakıltaşı istifi (Akça ada). H) Altta akıntı ripil çapraz laminalı ince-orta kumtaşı ve üstte düzlemsel çapraz katmanlı kaba kumtaşı-çakılçakıltaşı (Karantina adası).

3. Petrografi

Uzun adada Foça tufünü oluşturan riyolitik ignimbiritlerin içerdiği türdeş litiklerin genel petrografik özellikleri, Akay ve Erdoğan (2001)'in Foça volkanitleri kapsamında inceledikleri riyolitlerin aynıdır. Afirik ya da porfirik dokulu örneklerin başlıca fenokristalleri, camsız bir hamur içinde yer alan kuvars ve K-feldspattır.

Pırnallı ada volkaniklastik istifinde tanımlanan kaba taneli türbiditlerin içerdiği lav klastları porfirik dokuludur ve fenokristal kapsamları plajiyoklaz, biyotit ve sanidinden oluşur. Çoğunlukla karlsbad ikizlenmeli sanidiner ile polisentetik ikizlenmeli ve zonlu plajiyoklazların el örneklerindeki büyüklükleri 2 cm in üzerine çıkar.

Hekim adası bazaltına ait porfirik dokulu lav örneklerinin başlıca fenokristalleri olivin, piroksen ve plajiyoklaz ile simgelenir. Siyah renkli ve pilotaksitik dokulu hamur, plajiyoklaz mikrolitleri, olivin ve piroksen mikrokristallerinden yapıldır. Magma karışımını yansıtan ksenokuvars fenokristalleri, klinopiroksen mikrolitleri-mikrokristalleri tarafından kuşatılmıştır.

4. Ana Element Oksit Jeokimyası

Fo-3, 08U-03 ve 04 kodlu örneklerin analizi, ACME Analytical Laboratories Ltd. (Vancouver-Kanada) tarafından yapılmıştır. Örneklerin, lityum metaborat/tetraborat ile füzyona tabi tutularak seyreltik nitrik asitte çözüldükten sonra, ICP-emisyon spektrometresi ile analiz edildiği bildirilmiştir. 07U-16, 18, 20, 22 kodlu örneklerin analizi ise, MTA Maden Analizleri ve Teknolojisi Dairesi laboratuvarlarında yapılmıştır. 75 µ altında öğütülen örnekler 105 °C'de kurutulmuştur. Her örnekten 3 gr alınarak 0,9 gr selüloz bağlayıcı ile karıştırılmış ve 15 dakika öğütülerek homojen dağılım sağlanmıştır. Değirmenden çıktıktan sonra 40 ton basınçla preslenen örneklerin Panalytical marka, Axios model XRF cihazı ile analizi yapılmış ve sonuçlar IQ+ programında değerlendirilmiştir.

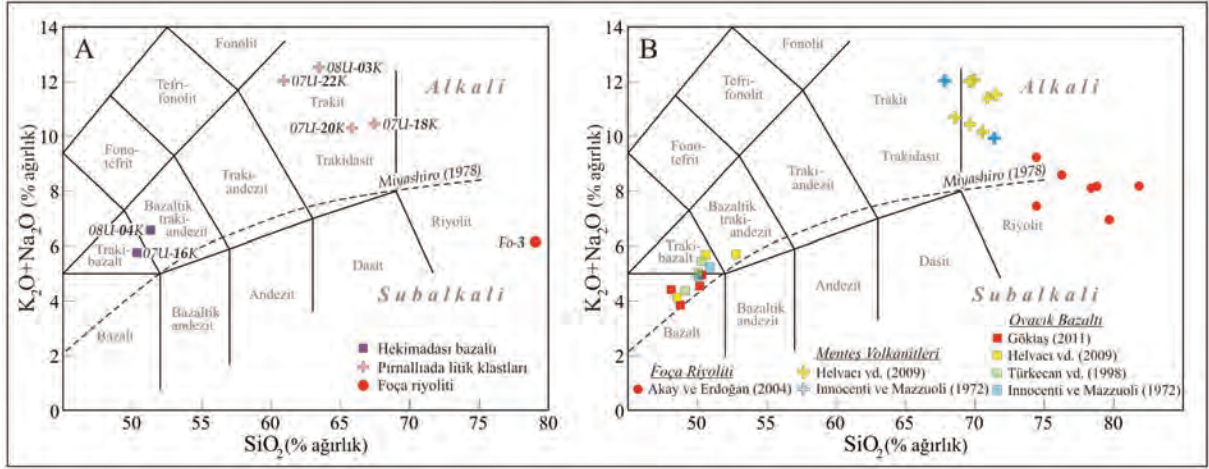
Çizelge 1- Volkanik kaya örneklerinin ana element oksit bileşimleri.

Örnek	Koordinat	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	SrO	BaO	AZ
Fo-3	79.845D-80.340K	79.14	12.15	0.34	0.04	0.22	1.91	4.22	0.08	0.03	<0.01	--	--	1.9
07U-18K	81.790D-49.940K	66.7	17.7	1.6	0.4	1.7	5.9	4.4	0.4	0.2	<0.1	0.03	<0.01	0.55
07U-20K	81.600D-50.350K	63.5	16.7	3.1	0.6	2.2	5.2	4.7	0.4	0.2	0.1	0.03	<0.01	1.95
07U-22K	79.100D-56.225K	53.3	16.2	4.6	1.7	1.1	5.0	5.5	0.2	0.1	0.2	<0.01	<0.01	8.25
08U-03K	79.115D-56.210K	60.13	17.72	2.71	0.36	1.86	5.08	6.76	0.22	0.08	0.07	--	--	4.90
07U-16K	81.775D-49.915K	48.40	17.20	10.10	4.40	9.20	3.80	1.70	1.60	0.50	0.20	<0.01	<0.01	2.70
08U-04K	80.210D-55.673K	48.47	16.84	9.84	3.58	8.30	3.76	2.40	1.59	0.44	0.16	--	--	4.30

Koordinatları ve analiz sonuçları çizelge 1'de verilen tüm örneklerin ana element oksit değerleri, susuz bileşimlerini temsil edecek şekilde %100'e tamamlandıktan sonra Le Bas vd. (1986)'nin toplam alkali (Na₂O+K₂O) ve silis (SiO₂) diyagramına yansıtılmıştır (Şekil 15A,B). Foça tufünü oluşturan ignimbiritlerin Uzun adaya yerleşim zamanını açıklayabilmek için, çıkış merkezi kabul edilen Foça Yarımadası'ndaki ignimbiritlerle yanal ilişkili bir riyolit domu örneklenmiştir. Alınan Fo-3 örneği ile Akay ve Erdoğan (2004)'da değerlendirilen riyolit örneklerinin ana element oksit içerikleri TAS diyagramında değerlendirilmiş ve kalkalkali riyolit alanında yer aldıkları irdelenmiştir (Şekil 15A,B).

Pırnallı ada volkanoklastiklerini oluşturan epiklastik ve piroklastik birimlerin içerdiği volkanik litikler, ana element oksit bileşimlerine göre TAS diyagramında sınıflandırılmıştır. Proksimal türbiditlerin kaba bileşenlerini oluşturan lav parçaları (Şekil 15A: 07U-18K ve 20K) ile kaynaklanmış ignimbirit fasiyesinin içerdiği siyah renkli pomzalar (Şekil 15A: 07U-22K ve 08U-03K) "trakit" alanında yer alır (Şekil 15A). Volkaniklastiklerin kaynağı olduğu düşünülen Mentеш volkanik merkezinden Innocenti ve Mazzuoli (1972) ile Helvacı vd. (2009) tarafından alınan lav örnekleri, şekil 15B'de topluca değerlendirilmiş ve alkali asidik volkanizma ürünleri arasındaki kökensel ilişki irdelenmiştir.

Bu çalışmada Hekim adası bazaltından alınan iki lav örneği ile Urla çöküntüsündeki Ovacık bazaltından önceki çalışmalarda alınan tüm örneklerin ana element oksit bileşimleri TAS diyagramlarında değerlendirilmiştir. Hekim adası bazaltının (07U-16K ve 08U-04K) "trakibazalt", "bazaltik trakiandezit", Ovacık bazaltının ise "bazalt", "trakibazalt", "bazaltik trakiandezit" alanlarında yer aldıkları ve jeokimyasal açıdan aynı alkali volkanizmanın ürünü oldukları gösterilmiştir (Şekil 15A,B).



Şekil 15- Ana element oksit içeriklerine göre volkanik kaya örneklerinin Le Bas vd. (1986) tarafından önerilen toplam alkali-silis (TAS) diyagramında sınıflandırılması. A) Bu çalışma. B) Önceki çalışmalar (Innocenti ve Mazzuoli, 1972; Türkcan vd., 1998; Helvacı vd., 2009; Göktaş, 2011).

5. K/Ar Jeokronolojisi

Foça riyolitinin (Fo-3) K/Ar radyometrik analizi ACME Analitik Laboratuvarı (Vancouver-Kanada) tarafından yapılmıştır. K konsantrasyonunun ICP ile belirlendiği, argon analizinin soygaz kütle spektrometresi üzerinde izotop seyreltme prosedürü kullanılarak gerçekleştirildiği bildirilmiştir.

Foça tüfü, Foça Çöküntü Havzası genelinde dolgulanan Urla grubu istifinin stratigrafik tabanını oluşturması açısından önemli bir başvuru düzeyi konumundadır. Bu nedenle, Foça volkanik merkezindeki kalkalkali asidik volkanizmanın yaşlandırılması düşünülmüş ve 2008 yılında yürütülen arazi çalışmalarında, -ignimbiritlerle yanal ilişkisi Akay ve Erdoğan (2001) tarafından belgelenen- bir riyolit domu K/Ar analizi için örneklenmiştir. Bu örnekten alınan 16.0 ± 0.6 My yaşı (Çizelge 2), Altunkaynak vd. (2010) tarafından benzer lav domlarından alınan 16,6 My ve 16,1 My yaşlarıyla doğrulanmıştır. Yaş verilerine göre, Foça Yarımadası'ndaki türdeş piroklastiklerle yanal ilişkili domsal riyolitler, 16,6-16,0 My önce yerleşmiştir.

Hekim adası bazaltının Pırnallı adadaki uzantısından alınan 07U-16R kodlu lav örneğinin

lokasyonu şekil 7B'de, K/Ar analiz sonucu çizelge 2'de gösterilmiştir. 14.8 ± 0.8 My tüm kaya yaşı veren Hekim adası bazaltı ile Göktaş (2011) tarafından 14.5 ± 0.5 My K/Ar yaşı alınan Ovacık bazaltının kronostratigrafik korelan oldukları kabul edilebilir.

6. Zaman-kaya Stratigrafi Bağlantıları ve Bölgesel Korelasyon

Kocadağ volkanitleri kapsamında tanımlanan Kocadağ volkanoklastikleri, adalar topluluğunda kurulan Neojen stratigrafisinin en yaşlı kaya birimidir. Çalışma alanı çevresindeki korelan çökeller, esas olarak Kocadağ volkanik kompleksinde ve yersel olarak Menteş Yarımadası KB'sında yüzeyler (Şekil 1B). Yüzeyletiği Uzun adada tabanı gözlenmeyen istif, Foça tufünün ignimbiritleri tarafından keskin dokanaklarla üstlenir. İstif içinde gözlenen felsik piroklastik aradüzeyler Foça tufünü üreten riyolitik freatomagmatizmanın erken dönemindeki patlamaların ürünü olabilir. Kocadağ volkanik kompleksinde birimin karşılığı olan volkanoklastik çökel topluluğu, 16,6-17,3 My (Borsi vd., 1972), 17,5 My (Helvacı vd., 2009) ve 16,7 My (Karacık vd., 2013) yaşlı andezit-dasit lavları tarafından kesilir. Jeokronoloji verileri, Kocadağ volkanoklastiklerinin geniş anlamda Erken Miyosen yaşlı olduğunu gösterir.

Çizelge 2- Volkanik kaya örneklerinin K/Ar analiz sonuçları.

Örnek	Materyal	K (%)	⁴⁰ Ar rad	⁴⁰ Ar rad (%)	Yaş (My)
Fo-3	K-feldspat	2.27	1.392 (nl/g)	87.5	16.0 ± 0.6
07U-16R	Tüm kaya	1.382	7.985×10^{-7} (ccSTP/gr)	31.5	14.8 ± 0.8

Uzun adada Kocadağ volkanoklastikleri üzerinde gözlenen riyolitik ignimbiritler, Foça Yarımadası'nda tanımlanan Foça tufunun uzantılarıdır. Foça volkanik merkezinde, ignimbiritlerle yanal ilişkili riyolitlerden alınan yaşlara göre (16,6-16.0 My arası: Altunkaynak vd., 2010 ve bu çalışma), Foça tufünü oluşturan ignimbiritlerin Erken Miyosen sonlarında Uzun ada çevresine yerleştikleri önerilebilir. Çandarlı kuzeyindeki eşleniklerine, "dasitik tüfler" tanımıyla ilk kez Öngür (1972) tarafından değinilen Foça tufü, "Demirtaş felsik piroklastikleri" (Ejima vd., 1987) ve Menemen-Aliğa çevrelerinde tanımlanan "Aliğa piroklastikleri"nin (Eşder vd., 1994) karşılığıdır. Akay (2000) ve Akay ve Erdoğan (2001, 2004), Foça Yarımadası'ndaki riyolitik piroklastikleri "Foça volkanitleri" kapsamında incelemiştir.

Foça tufü içinde ayırtılan Değirmen-tepe üyesi, ilk kez Mordoğan güneyinde aynı stratigrafik konumda tanımlanan "Mordoğan astbirimi"nin (Kaya, 1979) karşılığıdır. Yayılım alanı içinde Foça tufünü bağıl olarak alt ve üst bölümlere ayıran alüviyal istif, riyolitik ignimbiritleri üreten freatomagmatizma sürecindeki durgunluğa karşılık gelir ve bu yönüyle, ignimbirit akıntılarının bölgeye başlıca iki patlama evresinde yerleştiğini belgeler.

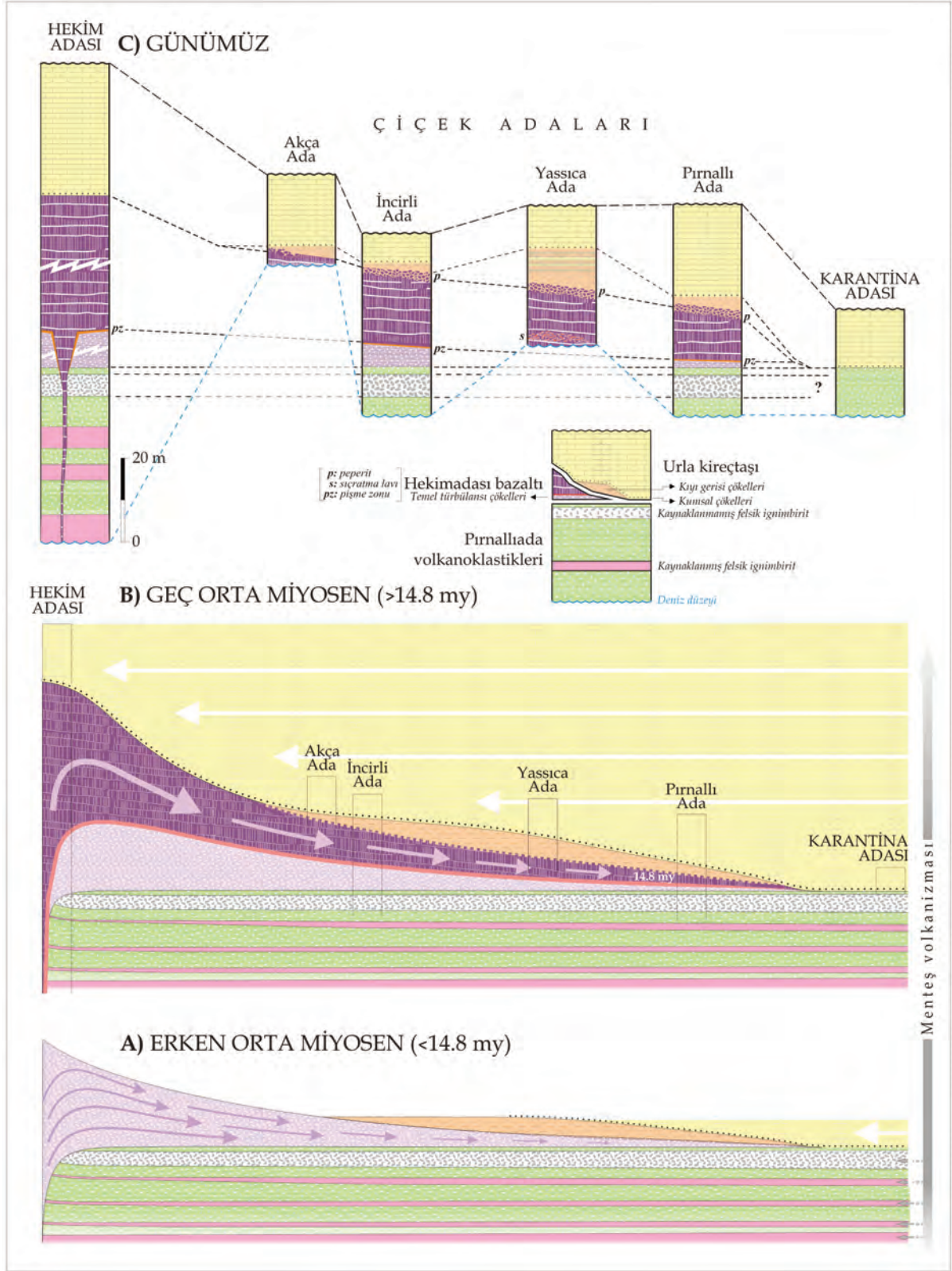
Urla grubu çökeli mi, Uzun adada yüzeyleyen Foça tufü üzerinde uyumsuzlukla başlar. Foça Çöküntüsü'nün batı kenarını oluşturan Karaburun Yarımadası'nın doğu kıyılarında Göktaş, (2014a,b) tarafından tanımlanan "Hisarcık formasyonu" Urla grubunun stratigrafik karşılığıdır.

Urla grubu kapsamındaki Orta Miyosen tortullaşmasının başlangıcını yansıtan alüviyal Beşik-tepe formasyonu, Orta Miyosen havzasının Uzun adadaki tabanını oluşturan Foça tufü üzerinde uyumsuzlukla çökelmiştir. Uzun adada yüzeyleyen Urla kireçtaşı, yanal-düşey geçiş ilişkisiyle Beşik-tepe formasyonu üzerine gelir. Pırnallı ada volkanoklastikleri ile ilişkisi gözlenmemekle birlikte, Beşik-tepe formasyonunun altta yer aldığı değerlendirilmiştir (Şekil 3). Alüviyal istifin zaman-kayastratigrafik korelanları, Foça Çöküntüsü'nün batı kenarında ve Urla bölümünde tanımlanmıştır. Karaburun ilçe merkezi çevresinde tanımlanan Hacihüseyintepe üyesi (Göktaş, 2014a,b) ve Gülbahçe batısındaki Alibey üyesi (Göktaş, 2011) bilinen örneklerdir.

Gölsel kıyıyüzü çökeli mi ni yansıtan Pırnallı ada volkanoklastik istifinin alt dokanağı, günümüzde

deniz altında kaldığından gözlenmez. Bireşimsel stratigrafide, Beşik-tepe alüviyal çökellerini geçiş ilişkisiyle üzerlediği ve Uzun ada yönünde Urla kireçtaşını yanal giriklikle altladığı öngörülmüştür (Şekil 3). Birim, Uzun ada dışında kalan adalar topluluğunda, Hekim adası bazaltının piroklastikleriyle örtülüdür. Hekim adası volkanitlerinin yayılım alanı dışında kalan Karantina adasında ise, kumsal yüzü çökelleri aracılığıyla Urla kireçtaşı tarafından üstlenir. Hekim adası volkanizmasından (14,8 My) önce çökelen birimin bağıl yaşı erken Orta Miyosen'dir. Foça çöküntü havzası içinde, erken Orta Miyosen dönemindeki gölsel kıyıyüzü çökeli mi ni simgeleyen korelan istifler tanımlanmıştır. Urla bölümünde tanımlanan "Karaburun formasyonu" (Kaya, 1979) ve "Güvendik üyesi"nin (Göktaş, 2011) ince kırıntılı bölümleri, Pırnallı ada volkanoklastikleri ile aynı stratigrafik konumdadır. Foça bölümünde, birimin karşılığı olabilecek ince taneli gölsel çökellerin Maltepe güneyinde yayılımı bulunur (Dönmez vd., 1998). Foça Çöküntüsü'nün batı kenarında tanımlanan gölsel "Karabağları üyesi" (Göktaş, 2014b), birimin stratigrafik karşılığıdır (Şekil 2).

Hekim adası bazaltının üst dokanakları, Uzun ada ve Karantina Adası dışındaki adalar topluluğunda izlenir. Alt dokanaklar ise, Hekim adası, İncirli ada ve Pırnallı adada yüzeyler. Volkanizmanın patlamalı başlangıcını simgeleyen piroklastikler, çökelmekte olan Pırnallı ada volkanoklastiklerinin türbiditleri üzerine yerleşmiştir (Şekil 16A). Efüsif evrede önce kendi piroklastikleri üzerinde akan lavlar, Pırnallı ada ve İncirli adanın bir bölümünde gözlendiği gibi zayıf bir pişme zonu oluşturmuştur. Güneye yönelen lav akıntısı, türdeş piroklastikler ile onların üzerinde çökelmekte olan kıyı gerisi çamurtaşları arasına sil şeklinde sokulmuştur (Şekil 16B). Aşırı vesiküllenme ve peperitleşme ile belgelenen lav-sulu sediman ilişkisi, İncirli ada, Pırnallı ada ve Yassıca adada tipik olarak gözlenir. Foça Çöküntüsü'nün ortasındaki adalar topluluğunda yüzeyleyen Hekim adası bazaltı, Foça ve Urla bölümlerinde önceki çalışmalarda tanımlanan alkali mafik volkanitlerle denestirilebilir. Urla ve Foça bölümlerinde Kaya (1979) tarafından tanımlanan "Ovacık bazaltı" (14,5 My: Göktaş, 2011) ile "Ilıpınar bazaltı" (14,3 My: Ercan vd., 1997) ve "Foça alkali volkanitleri" kapsamındaki bazik seri lavları (Akay ve Erdoğan, 2004), Urla kireçtaşıyla ilişkili zaman-kayastratigrafik konumları ve volkanojenik özellikleri açısından Hekim adası bazaltının korelanlarıdır.



Şekil 16- Urla grubunun simgelediği Orta Miyosen tortullaşması ve volkanizmasının palinspastik evrimi.

Uzun adada yüzeyleyen Urla kireçtaşı, yanal-düşey geçiş ilişkisiyle Beşiktepe formasyonunun alüviyal çökelleri üzerine gelir (Şekil 3). Çiçek adalarında ise, çoğunlukla kıyı gerisi çamurtaşlarını izleyerek çökelmiştir (Şekil 16B). Hekim adası bazaltı ile çamurtaşı istifi arasındaki dokanakta gelişen lav-sulu sediman tepkimesi, 14,8 My önce yerleşen sil sokulumunun tortullaşmayla hemen hemen yaşıt olduğunu belgeler. Silin yerleşiminden sonra, Urla kireçtaşı transgresyonu devam etmiş ve Hekim adası bazaltı tüm yayılım alanı içinde bütünüyle örtülmüştür (Şekil 16B). Urla kireçtaşı, (Menteş Yarımadası ile Karantina adası arasında kalan sahil şeridinde olduğu gibi) bazik volkanitlerin yayılım alanı dışında kalan bölgelerde, Pırnallı ada volkanoklastiklerini kumsal yüzü çökelleri aracılığıyla üstler. Urla kireçtaşının çalışma alanındaki üst dokanakları Kuvaterner aşınımıyla belirlenmiştir.

Karaburun Yarımadası'nın KD kesiminde tanımlanan "Değirmen-tepe kireçtaşı" (Göktaş, 2014), Urla havzasında "Urla kireçtaşı" (Kaya, 1979; Göktaş, 2011) ve Foça Yarımadası'ndaki "Aliğa kireçtaşı" (Kaya, 1979, 1981; Akay ve Erdoğan, 2004) ve "Çamdağ kireçtaşı" (Eşder vd., 1994) Urla kireçtaşının Foça Çöküntüsü içinde tanımlanmış eşlenikleridir.

7. Sonuçlar

Bu çalışmada, İzmir -Dış- Körfezi'ndeki adalar topluluğunda yüzeyleyen Erken Miyosen volkanoklastikleri ile Orta Miyosen çökelleri ve alkali volkanitleri incelenmiştir. Geç Erken Miyosen kalkalkali volkanizması, çalışma alanında Kocadağ volkanoklastikleri ve Foça tufü ile temsil edilir. Orta Miyosen döneminin egemen gösel çökelleri ve yanal ilişkili alkali volkanitler, Urla grubu kapsamında tanımlanmıştır.

Kocadağ volkanoklastiklerini oluşturan andezitik ve daha az oranda dasitik piroklastikler ile epiklastik çökellerin, bu tür ürünler veren en yakın merkez konumundaki Kocadağ volkanik kompleksinin K-KD yamaçlarından türeyerek bölgeye yerleştikleri kabul edilmiştir.

Uzun adada, keskin dokanaklarla Kocadağ volkanoklastikleri üzerine yerleştiği belirlenen zayıf

kaynaklı riyolitik ignimbiritlerin, Foça Yarımadası'nda tanımlanan Foça tufünün bölgedeki uzantıları olduğu değerlendirilmiştir.

Bu çalışmada, Foça Yarımadası'nda ignimbiritlerle yanal ilişkisi Akay (2000) tarafından belgelenen su altı riyolit domlarından biri yaşlandırılmıştır. Alınan 16,0 My K/Ar yaşına dayanılarak, Foça tufünü oluşturan ignimbiritlerin Erken Miyosen sonunda bölgeye yerleştikleri önerilmiştir.

Ağırlıklı olarak Kocadağ volkanoklastiklerinden türeme kaba bileşenlerden oluşan alüviyal Değirmen-tepe üyesi, Foça tufü içinde yanal süreksiz bir aradüze olarak ayırtlanmıştır. Riyolitik freatomagmatizmanın durgunluk döneminde çökelen alüvyon yelpazesi istifi, riyolitik ignimbiritlerin bölgeye başlıca iki patlama evresinde yerleştiğini belgelemektedir.

Urla grubu çökelinin, Uzun adada ayırtlanan alüviyal Beşiktepe formasyonu ile başladığı belirlenmiştir. Foça tufü üzerinde uyumsuzlukla çökelen ve bu konumuyla Orta Miyosen havza kenarı çökelinin yansıyan alüvyon yelpazesi istifi, yanal-düşey geçiş ilişkisiyle Urla kireçtaşı tarafından üstlenir.

Gösel ortamda çökelen ve egemen olarak volkanik türbiditlerden oluşan Pırnallı ada volkanoklastik istifi, zayıf ve iyi kaynaklanmış trakitik ignimbirit aradüzeyleri kapsar. Kimyasal ve petrografik analizlerle alkali trakit kökenli bileşenlerden oluştukları belirlenen piroklastik ve epiklastikler çökellerin, Orta Miyosen boyunca alkali felsik ürünler veren Mentş Yarımadası'ndaki volkanik merkezden türedikleri sonucuna varılmıştır.

Çıkış merkezi Hekim adasında bulunan Hekim adası bazaltı ilk kez ayırtlanmış ve volkanik fasiyesleri tanımlanmıştır. Lavların ana element oksit bileşimi, Urla çöküntüsündeki Ovacık bazaltından önceki çalışmalarda alınan verilerle karşılaştırılarak değerlendirilmiş; bazalt-trakibazalt-bazaltik trakiandezit bileşim alanlarına dağılan zayıf alkali lavların aynı magmatik kökenden oldukları gösterilmiştir. Pırnallı ada volkanoklastiklerinin çökelmekte olduğu göl içinde etkinleşen volkanizma, patlamalı başlangıcında piroklastik ürünler vermiştir. Pırnallı ada volkanoklastiklerinin kumlu türbiditleri üzerine yerleşen piroklastikler, az oranda cüruf

döküntüsü arakatmanları kapsayan temel türbülansı çökellerinden oluşur. Piroklastiklerin yerleşiminden sonra, Hekim adasından çıkan lav akıntılarının güneye yönelen bir kolu, Urla kireçtaşının çökelmekte olduğu gölün kıyı gerisi çamurları altına sil şeklinde sokulmuştur. Dokanaktaki peperitleşmeyle belgelenen lav-sulu sediman ilişkisi, 14,8 My K/Ar yaşı alınan sokulumun erken Orta Miyosen tortullaşmasıyla hemen hemen yaşıt olduğunu gösterir. Hekim adası bazaltı, Foça Çöküntüsü genelinde küçük hacimli lav çıkışlarıyla simgelenen erken Orta Miyosen yaşlı alkali bazik seri içinde yer alır.

Çiçek adaları ve Karantina adasında yüzeyleyen Urla kireçtaşının tabanında, kıyı gerisi ve kıyı önü/kumsal yüzü çökellerinin simgelediği kıyı/kumsal çökeli gelişmiştir. Karantina adasında, Pırnallı ada volkanoklastiklerinin türbiditlerini kumsal yüzü çökelleri aracılığıyla üstleyen kireçtaşı transgresyonu, Çiçek adaları çevresindeki kıyı gerisi çökellerini ve Hekim adası bazaltının çıkış merkezini örterek ilerlemiş ve son dönemlerinde Foça çöküntü havzasını bütünüyle kaplamıştır. Algal biyosparit-biyosparrudit ya da epiklastik kaba kumtaşı ile simgelenen kumsal yüzü fasiyesi, düşük açıyla düzlemsel çapraz katmanlanmış yüksek dokusal olgunluktaki kırıntılılardan oluşur ve değişen oranlarda algal onkoidler (hemisferoidal-ovoidal stromatolitler) kapsar. Kumsal yüzü üzerinde çökelen kireçtaşı istifinin özellikle alt bölümleri biyojeniktir ve katmanlanma özellikleri, stromatolitlerin büyüme tipine göre değişim gösterir. Gölün yüksek enerjili kesimlerinde çökemiş olan biyoklastik kireçtaşlarının az belirgin katmanlanmasına karşılık, laminitik stromatolitlerin yapılandığı mikritik kireçtaşları orta-kalın katmanlı, elipsoidal çörtlü ve fenestral boşlukludur.

8. Tartışma

Foça tufü altındaki Kocadağ volkanoklastikleri içinde aradüzey olarak bulunan riyolitik piroklastikler, Foça tufünü üreten kaldera çökmesi(?) öncesindeki pliniyen patlamalarla ilişkilendirilmiş ve Foça riyolitik volkanizmasının erken dönemi ile Kocadağ volkanizması arasında yanall ilişki önerilmiştir. Foça Yarımadası'nda, Foça tufü ile Yuntadağ volkanitlerinin (Akyürek ve Soysal, 1983) andezitleri arasında benzer bir litostratigrafik ilişkinin bulunduğu belirlenmiştir (Akay ve Erdoğan, 2004). Jeokronoloji ve litostratigrafi verileri, geç Erken Miyosen döneminde Kocadağ

volkanizması gelişmesini sürdürürken, Foça tufünü üreten riyolitik freatomagmatizmanın başladığını göstermektedir.

Esas olarak Foça Yarımadası'nda yayılım gösteren Foça tufü, Zeytindağ grubunun (Kaya vd., 2007) çökelmekte olduğu geç Erken Miyosen gölü içinde etkinleştiği öngörülen freatomagmatizma ürünlerinden oluşmuştur. Foça Yarımadası ile Yunt Dağı arasındaki bölgede, sualtında gelişen olası bir kalderadan türeyip batıya yönelen ignimbirit akıntıları, Uzun ada çevresindeki Kocadağ volkanoklastikleri üzerinden geçerek Foça Çöküntüsü'nün batı kenarına (Karaburun Yarımadası'nın doğu kıyıları) yaslanmıştır.

Foça Çöküntüsü'nün batı kenarında, Urla bölümünde ve İzmir Körfezi'ndeki adalar topluluğunda tanımlanan Urla grubu tortullaşması, Orta Miyosen havza açılımını yansıtan alüvyon yelpazesi çökelleriyle başlar (Kaya, 1979, 1981; Göktaş, 2011; 2014a,b). Çöküntünün Foça bölümünde (Şekil 1A) yürütülen önceki çalışmalarda ise, Urla grubunun gölsel bölümü ile korele edilebilen Aliğa kireçtaşının tabanında uyumsuzluğu yansıtan alüviyal çökeller bildirilmemiştir. Stratigrafik gözlemlere göre Aliğa kireçtaşı, uyumlu ve geçişli olarak Foça tufü üzerinde yer almaktadır (Kaya, 1979, 1981; Eşder vd., 1994; Akay ve Erdoğan, 2004). Bu veriler, Foça Çöküntüsü Orta Miyosen başında B-GB yönünde açılarak Urla havzasını oluştururken, Foça bölümünde geç Erken Miyosen'den kalıtsal havza içinde (Foça tufünün yerleşimini izleyerek) gölsel çökelinin sürdüğünü düşündürür.

Urla grubunun alt yaş sınırı, uyumsuzlukla üzerlediği Foça tufünün jeokronolojisine göre Orta Miyosen başlarıdır. Hekim adası bazaltının Urla kireçtaşı altına 14,8 My önce sokulmuş olması bu öneriyi destekler. Foça Çöküntüsü genelinde, Urla grubunun üst yaş sınırına ilişkin güvenilir veri bulunmamakla birlikte, Urla havzasında, Urla kireçtaşını kesen Ovacık bazaltının 11,3 My (Borsi vd., 1972) yaşına dayanılarak çökelim sürecinin Orta Miyosen sonlarına kadar devam ettiği kabul edilebilir.

Çalışma alanında gözlenmeyen Geç Miyosen uyumsuzluğu, Foça Çöküntüsü'nün batı kenarında Göktaş (2014a,b) tarafından tanıtılmış ve Urla grubu çökelinin, Batı Anadolu'yu etkileyen Geç Miyosen genişlemesi öncesindeki kısa süreli sıkışma fazıyla (Yılmaz, 2000; Yılmaz vd., 2000) sona erdiği önerilmiştir.

Katkı Belirtme

Bu çalışma, “Çeşme, Urla, Cumaovası, Kemalpaşa-Torbalı Çöküntülerindeki Neojen ve Kuvaterner Havzalarının Stratigrafisi ve Paleocoğrafik Evrimi (2008-30-14-01.g)” adlı MTA projesinin küçük bir bölümünü oluşturur. Jeo. Yük. Müh. Murat Yükinç ve Jeo. Yük. Müh. Muharrem Göktaş, 2008 yılında yürütülen arazi çalışmalarına katılmışlardır. Doç. Dr. Erhan Akay Foça riyolitinin tanıtımı ve örneklenmesine yardımcı olmuştur. Doç. Dr. Fuat Erkül metin taslağının reorganizasyonunu yönlendirmiştir. Jeokimyasal değerlendirmelere katkıda bulunan Jeo. Yük. Müh. Aytekin Çolak’a ve metin taslağının redaksiyonu konusunda Dr. H. Yavuz Hakyemez’e teşekkür ederim.

Değinilen Belgeler

Agostini, S., Tokçaeer, M., Savaşçın, M.Y. 2010. Volcanic rocks from Foça-Karaburun and Ayvalık-Lesvos Grabens (Western Anatolia) and their petrogenic-geodynamic significance. *Turkish Journal of Earth Sciences* 19, 157-184.

Akay, E. 2000. Magmatic and tectonic evolution of the Yuntdağ volcanic complex (Western Anatolia). PhD thesis, Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 137 s. İzmir (yayımlanmamış)

Akay, E., Erdoğan, B. 2001. Formation of subaqueous felsic domes and accompanying pyroclastic deposits on the Foça Peninsula (İzmir, Turkey). *International Geology Review* 43, 661-674.

Akay, E., Erdoğan, B. 2004. Evolution of Neogene calc-alkaline to alkaline volcanism in the Aliğa-Foça region (western Anatolia, Turkey). *Journal of Asian Sciences* 24, 367-387.

Akyürek, B., Soysal, Y. 1983. Biga Yarımadası güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç-Bergama-Ayvalık) temel jeoloji özellikleri. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi* 95/96, 1-12.

Altunkaynak, Ş., Yılmaz, Y. 2000. Foça yöresinin jeolojisi ve aktif tektoniği, Batı Anadolu. *Batı Anadolu’nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM 2000)*, 24-27 Mayıs 2000, İzmir, Bildiriler, 160-165.

Altunkaynak, Ş., Yılmaz, Y., Rogers, N., Kelley, S. 2006. Batı Anadolu’daki Çarpışma Sonrası Magmatizmanın Petrojenetik Evrimi; Foça Volkanikleri. 59. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 20-24 Mart 2006, Ankara, Bildiriler, 37-38.

Altunkaynak, Ş., Rogers, N.W., Kelley, S.P. 2010. Causes and effects of geochemical variations in late Cenozoic volcanism of the Foça volcanic centre, NW Anatolia, Turkey. *International Geology Review* 52, 579-607.

Borsi, S., Ferrara, C., Innocenti, F., Mazzuoli, R. 1972. Geochronology and petrology of recent volcanics of Eastern Aegean Sea. *Bulletin of Volcanology*, 36, 473-496.

Cas, R.A.F., Wright, J.V. 1987. Volcanic successions: modern and ancient. Chapman & Hall, UK, 528 s.

Dönmez, M., Türkecan, A., Akçay, A.E., Hakyemez, H.Y., Sevin, D. 1998. İzmir ve kuzeyinin jeolojisi, Tersiyer volkanizmasının petrografik ve kimyasal özellikleri. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 10181* 123 s. Ankara (yayımlanmamış).

Ejima, Y., Fujina, T., Tagaki, H., Shimada, K., Iwagana, T., Yoneda, Y., Murakomi, Y. 1987. The pre-feasibility study on the Dikili-Bergama geothermal development Project in the Republic of Turkey, Progress Report II: (yayımlanmamış).

Ercan, T., Satır, M., Sevin, D., Türkecan, A. 1997. Batı Anadolu’da Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı volkanik kayalarda yeni yapılan radyometrik yaş ölçümlerinin yorumu. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi* 119, 103-112.

Eşder, T., Tunçay, İ., Yakabağ, A., Ölmez, E., Güner, A. 1994. Aliğa (İzmir) sahasının jeotermal enerji olanaklarının gradyan ve araştırma kuyuları ile jeoloji, jeofizik olarak incelenmesi. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 9467*, 213 s. (yayımlanmamış)

Göktaş, F. 2011. Urla (İzmir) çöküntüsündeki Neojen tortullaşması ve volkanizmasının jeolojik etüdü. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 11568*, 112 s. Ankara (yayımlanmamış).

- Göktaş, F. 2014a. Karaburun Yarımadası kuzey kıyı kesiminin Neojen stratigrafisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi* 148, 43-61.
- Göktaş, F. 2014b. Karaburun (İzmir) çevresinin Neojen stratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi* 149, 71-94.
- Helvacı, C., Ersoy, Y., Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, Ö., Uzel, B. 2009. Geochemistry and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implications for amphibole-bearing lithospheric mantle source, Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 185, 181-202.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R. 1972. Petrology of İzmir-Karaburun volcanic area. *Bulletin of Volcanology* 36, 83-104.
- Karacık, Z., Genç, Ş.C., Gülmez, F. 2013. Petrochemical features of Miocene volcanism around the Çubukludağ graben and Karaburun Peninsula, Western Turkey: Implications for crustal melting related silicic volcanism. *Journal of Asian Earth Science* 73, 199-217.
- Kaya, O. 1979. Ortadoğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tektoniği. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* 22/1, 35-58.
- Kaya, O. 1981. Miocene reference section for the coastal parts of West Anatolia. *Newsletters on Stratigraphy* 10, 164-191.
- Kaya, O., Savaşçın, Y. 1981. Petrologic significance of the Miocene volcanic rocks in Menemen, West Anatolia. *Aegean Earth Sciences* 1, 45-58.
- Kaya, O., Ünay, E., Göktaş, F., Saraç, G. 2007. Early Miocene stratigraphy of Central West Anatolia, Turkey: implications for the tectonic evolution of the Eastern Aegean area. *Geological Journal* 42, 85-109.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745-750.
- Miyashiro, A. 1978. Nature of alkaline volcanic series. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 66, 91-104.
- Öngür, T. 1972. Dikili-Bergama jeotermal araştırma sahasına ilişkin jeoloji raporu. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No:5444*, 70 s. (yayımlanmamış).
- Postma, G., Nemeč, W., Kleinspehn, K.L. 1988. Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology*, 58, 47-61.
- Sayın, E. 2003. Physical features of the Izmir Bay. *Continental Shelf Research* 23, 957-970.
- Seghedi, I., Helvacı, C., Pecskey, Z. 2015. Composite volcanoes in the South-eastern part of İzmir-Balıkesir Transfer Zone, Western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 291, 72-85.
- Türkecan, A., Ercan, T., Sevin, D. 1998. Karaburun Yarımadası'nın Neojen volkanizması. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No:10185*, 35 s. Ankara (yayımlanmamış).
- Yılmaz, Y. 2000. Ege Bölgesi'nin aktif tektoniği. *Batı Anadolu'nun depremselliği Sempozyumu (BADSEM-2000)*, 24-27 Mayıs 2000, İzmir, Bildiriler, 3-14.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, O.F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Elmas, A. 2000. When did the western Anatolian grabens begin to develop?, Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.A.D. (eds), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society of London, Special Publication* 173, 353-384.