



**Çubukludağ Havzasındaki Neojen Tortullaşması ve
Volkanizmasının Stratigrafisi, Batı Anadolu**

Stratigraphy of the Neogene Sedimentation and Volcanism in Çubukludağ Basin, Western Anatolia

Fikret Göktaş 

119/8 Sok., 6/5, K.3, D.12, Evka-3, Bornova, İzmir

Geliş/Received : 07.01.2019 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received : 21.01.2019 • Kabul/Accepted : 31.01.2019 • Baskı/Printed : 08.02.2019
Araştırma Makalesi/Research Article *Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey*

Öz: Doğrultu atımlı Tuzla Fayı'nın denetiminde asimetrik bir çöküntü olarak yapılanan Çubukludağ havzasının Alt-Orta Miyosen dolgusu, Çubukludağ grubu kapsamında incelenen Çatalca, Bahçecik, Yeniköy ve Tahtalı formasyonları ile Cumaovası volkanitlerinden oluşur. Kömürlü bataklık aradüzeyleri kapsayan göl ve akarsu çökellerinden oluşan Çatalca formasyonunun stratigrafik tabanı gözlenmez. Çökeltme ortamının ani değişimiyle belirlenen bir uyumsuzlukla Çatalca formasyonu üzerine gelen Bahçecik formasyonu, göle açılan yelpaze deltası tortullaşmasını yansıtan kıvılcımsı renkli çakıltaşlarından oluşur ve tatlı su algli gölsel kireçtaşı aradüzeyleri (Sarımustafa Üyesi) kapsar. Bahçecik formasyonu üzerine olası uyumsuzlukla gelen Yeniköy formasyonu, yelpaze deltası ve göl çökellerinden oluşur. Akselvi üyesi adıyla tanımlanan yelpaze deltası istifinin su üstü çökellerini kapsayan alt bölümü, genellikle kıvılcımsı renkli ve düşük dokusal olgunlukta flüviyal çakıltaşlarından yapıldır. Üst bölüm ise, gölsel kilitaşı-silttaşı aradüzeyleri kapsayan flüviyal kumtaşı, çakıllı kumtaşı, çakıltaşı egemen istifiyle simgelenir. Yanal-düşey geçiş ilişkisiyle Akselvi üyesi üzerine gelen gölsel Edil üyesi, laminalı şeyl egemen istifinden oluşur ve Cumaovası volkanizmasının erken dönemine ait felsik piroklastik aradüzeyler kapsar.

Yeniköy formasyonu tortullaşmasının son dönemlerinde etkinleşerek Tahtalı formasyonu çökeliyle yanall ilişkili gelişim gösteren ve kalkalkali riyolitik volkanitlerle simgelenen Cumaovası volkanizması iki evrelidir. Birinci evrenin piroklastikleri üzerine yerleşen riyolitik lavlarından, $13,0 \pm 0,4$ My ile 13,8 My arasında değişen K/Ar yaşları alınmıştır. Freatomagmatik volkanizmanın birinci evresi, Edil üyesinin çökeldiği göl içinde gelişmiştir. Piroklastik akma çökelleri ve riyolitik lavlarıyla simgelenen ana patlama evresinde göl bütünüyle dolmuştur. Birinci evre Cumaovası volkanitlerinin yerleşimiyle, Yeniköy formasyonunun çökeldiği havza kapanmış ve volkanik aksın doğusunda kalan alanda Tahtalı formasyonunun dolgulandığı alt havza biçimlenmiştir. Esas olarak örgülü akarsu çökellerinden oluşan Tahtalı formasyonu, ikinci evre Cumaovası volkanitleriyle yanall ilişkilidir. Havzanın güney kenarındaki Bornova Fliş Zonu üzerinde uyumsuz konumlu alüvyon yelpazesi çökelleriyle (Sakartepe üyesi) başlayan Tahtalı formasyonu istifi içinde/üzerinde, Çamköy kireçtaşı üyesi adıyla tanımlanan geçici göl çökelleri yer alır.

Alta alüviyal Akçaköy formasyonu ve üstte yer alan gölsel Buca formasyonundan oluşan Gaziemir grubu, olasılıkla Geç Miyosen-Erken Pliyosen tortullaşmasını simgeler. Akçaköy formasyonu, Geç Miyosen havzasının batı ve doğu kenarlarından havza ortasına doğru gelişen alüvyon yelpazesi tortullaşmasını yansıtır. Havza kenarlarında yanall girik, iç kesimlerde ise düşey geçişli olarak Akçaköy alüviyal istifi üzerine gelen gölsel Buca formasyonu, kireçtaşı-dolomitik kireçtaşı ve yeşil renkli kilitaşı-silttaşı istiflerinden (Develi üyesi) oluşur.

Anahtar kelimeler: Batı Anadolu, Çubukludağ Neojen havzası, Neojen Stratigrafisi, Neojen volkanizması

Abstract: *The Lower-Middle Miocene fill of Çubukludağ basin, formed as an asymmetric depression under the control of strike-slip Tuzla Fault, comprises Çatalca, Bahçecik, Yeniköy and Tahtalı formations, all of which are studied under the name Çubukludağ group, as well as Cumaovası volcanics. Composed of lacustrine and fluvial deposits with coal-bearing marsh interbeds, Çatalca formation has not any observed lower stratigraphic contact. Bahçecik formation, which overlies the Çatalca formation with an unconformity marked by an abrupt change in the depositional environment, consists of red-claret red conglomerates deposited in a lacustrine fan delta, including freshwater alga-bearing lacustrine limestone interbeds (Sarımustafa Member). Yeniköy formation overlies the Bahçecik formation unconformably and contains fan deltaic and lacustrine deposits. The lower part of a fan delta succession, named as Akselvi member, is made from red-claret red fluvial conglomerates with a low-textural maturity. The upper part is a succession that is dominated by fluvial sandstone, pebbly sandstone, conglomerate with interbeds of lacustrine claystone-siltstone. Lacustrine Edil member, overlying Akselvi member with a relationship of lateral-vertical transition, contains a laminated-shale dominated succession and bears felsic pyroclastic interbeds, products representing an earlier period for Cumaovası volcanism.*

Became active in late periods of the sedimentation during which Yeniköy formation occurred, Cumaovası volcanism has two stages of volcanism marked by calc-alkaline rhyolitic volcanics, showing a lateral interfingering relationship with the deposition of Tahtalı formation. K-Ar ages ranging from $13,0 \pm 0,4$ Ma to $13,8$ Ma were obtained from rhyolite lavas emplaced on first-stage pyroclastics. The initial stage of phreatomagmatic volcanism originated in the lake where Edil member was deposited. The lake was entirely filled in the main explosion stage marked with pyroclastic flow deposits and rhyolite lavas. With the emplacement of first-stage Cumaovası volcanics, the basin in which Yeniköy formation had been deposited was closed and the sub basin was formed in the area where Tahtalı formation was filled, located in east of the volcanic axis. Composed of mainly braided river deposits, Tahtalı formation has a lateral interfingering relationship with second-stage Cumaovası volcanics. Intermittent lacustrine deposits, described as Çamköy limestone member, rest on/within Tahtalı formation initiated with alluvial fan deposits (Sakartepe member) overlying over Bornova Flysch Zone at the southern margin of the basin unconformably.

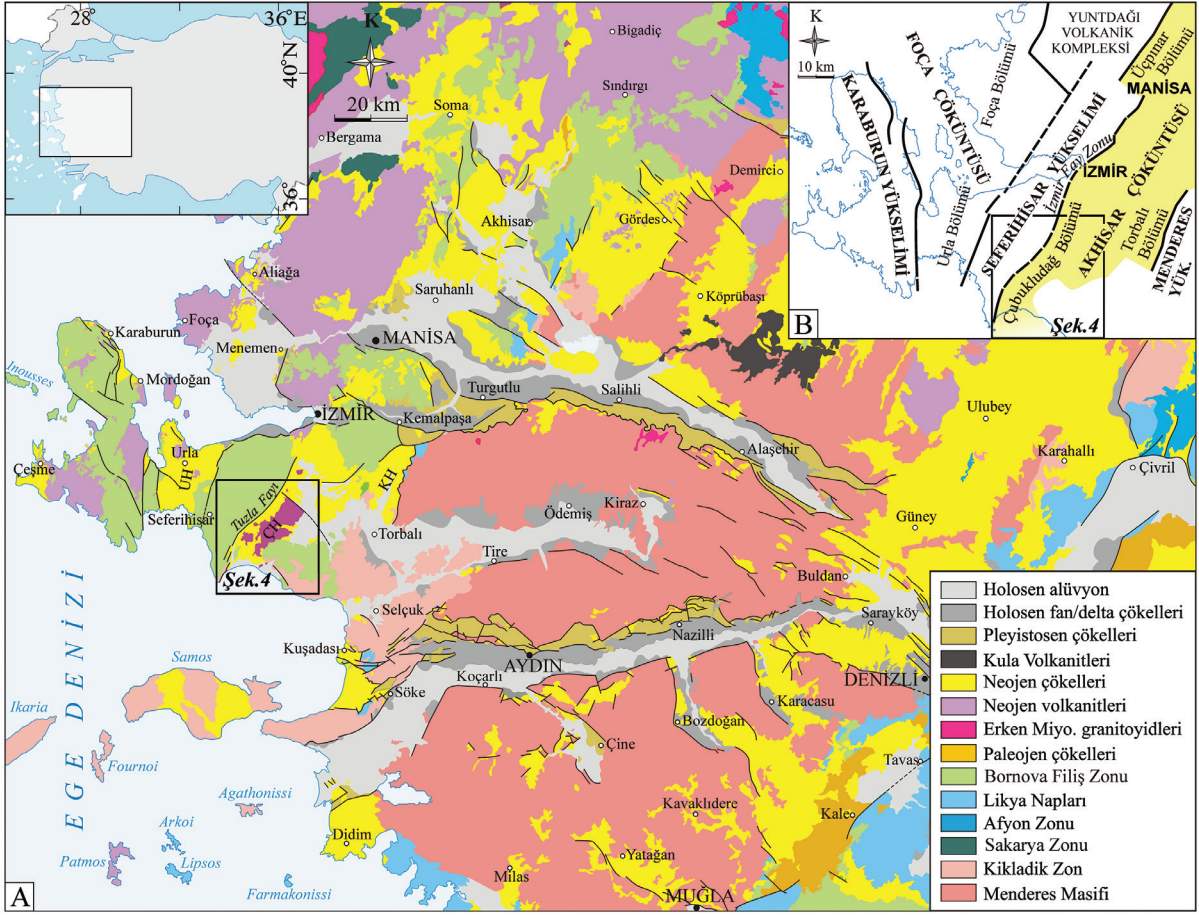
Gaziemir group, which is built from lower alluvial Akçaköy formation and upper lacustrine Buca formation, indicates the sedimentation occurred during Late Miocene-Early Pliocene. Akçaköy formation reflects sedimentation of the Late Miocene basin, took place on an alluvial fan from its western and eastern basin margins toward its center. Lacustrine Buca formation comprises limestone-dolomitic limestone and green claystone-siltstone successions (Develi member), overlying Akçaköy alluvial succession laterally passing at the basin margins and vertically along the interior parts.

Keywords: *Neogene Çubukludağ basin, Neogene Stratigraphy, Neogene volcanism, West Anatolia.*

GİRİŞ

Bu çalışmanın amacı, Çubukludağ Neojen havzasının litostratigrafisini yeniden gözden geçirmek ve önceki çalışmaların (Eşder, 1988; Genç vd., 2001) stratigrafik önerilerini tartışmaya açmaktır.

Çubukludağ havzası, KD-GB uzanımlı Akhisar Çöküntüsü'nün (Kaya, 1979) GB'sında yer alan bir Neojen havzasıdır (Şekil 1A). Bu havzanın tek yanlı oluşumu ve dolgulanması, İzmir Fliş zonu kayalarından oluşan Seferihisar Yükselimi ile havza dolgusunu ayıran doğrultu atımlı Tuzla Fayı (Emre vd., 2005) tarafından belirlenmiştir (Şekil 1B).



Şekil 1. A) Çubukludağ havzasının bölgesel jeolojik konumu ve B) Akhisar Çöküntüsü (Kaya, 1979) içindeki yeri. CH: Çubukludağ havzası, KH: Kocayağ havzası, UH: Urla havzası.

Figure 1. A) Regional geologic setting of Çubukludağ basin, B) its location within Akhisar Depression (Kaya, 1979). CH: Çubukludağ basin, KH: Kocayağ basin, UH: Urla basin.

Çubukludağ havzasında yürütülen başlıca çalışmalar, kömür jeolojisi (Müller, 1937; Arni, 1937; Engin, 1965), genel jeoloji-jeotermal enerji (Ürgün, 1970; Eşder ve Şimşek, 1975; Eşder, 1988), volkanizma (Zucci, 1970; Innocenti ve Mazzuoli, 1972; Borsi vd., 1972; Özgenç, 1975, 1978; Karacık ve Genç, 2011, 2012, 2013; Karacık vd., 2013), Neojen stratigrafisi ve tektoniği (Kaya, 1979, 1981; Genç vd., 2001), Pliyo-Kuvaterner tektoniği (Uzel ve Sözbilir, 2008), volkanizma ve gemoloji (Wipp, 2006) ile Miyosen palinoflorası (Kayseri-Özer vd., 2014) üzerinedir. Akartuna (1962), bölgedeki karasal Neojen tortullaşmasını

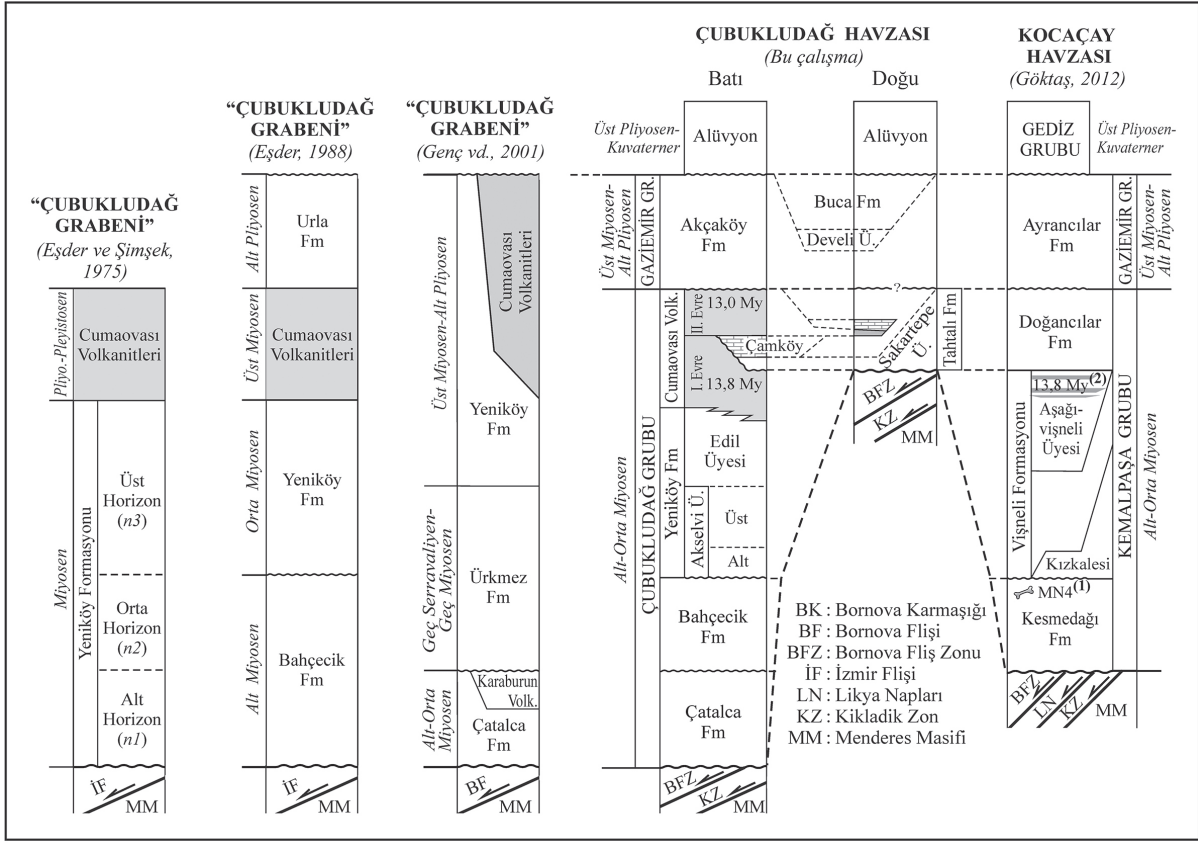
Alt seri (“çakıltası, kumtaşı, marn, kil, kireçtaşı, volkan tüfü”) ve *Üst seri* (“kireçtaşı, marn, kil, volkan tüfü”) olmak üzere başlıca iki bölümde incelemiştir. Araştırmacı, ağırlıklı olarak gösel kireçtaşlarından oluşan Üst serinin, içerdiği gastropod faunasına dayanarak Dasiyen (Erken Pliyosen) yaşlı olduğunu ileri sürmüştür, Genç vd. (2001)’nin stratigrafisinde de bu veri kullanılmıştır (Şekil 2). Genç vd. (2001), Cumaovası volkanitlerinden 11,5 My ve 9 My yaş alındığını ileri sürerler. Bu çalışmada değinilen 11,5 My yaşı, kaynak gösterilen çalışmalarda (Borsi vd., 1972 ve Özgenç, 1978) yer almamaktadır. 9 My

yaşı da “yayınlanmamış bilgiye” dayanır, detay verilmemiştir. Bu güvenilir radyometrik veriler, Uzel ve Sözbilir (2008)’de, sorgulanmaksızın aynen kullanılmış ve Cumaovası volkanizması salt bu verilere dayanılarak iki evreli kabul edilmiştir. Karacık ve Genç (2013), Cumaovası havza dolgusu için Genç vd. (2001)’nin stratigrafisini esas almış ve Akartuna (1962)’nin verisine dayanarak Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı kabul edilen Yeniköy formasyonu ile onun üzerine koydukları Cumaovası volkanitlerinden Karacık vd. (2013)’nin aldığı geç Erken Miyosen yaşları (17,2-17,9 My) arasındaki çelişkinin açıklamaya muhtaç olduğunu belirtmişlerdir. Kayseri-Özer vd. (2014), tortul istifin Cumaovası volkanitleri altında kalan bölümünde, Burdigaliyen-Langiyen ve Serravaliyen’i gösterdiği önerilen iki farklı sporomorf topluluğu tanımlamış ve Cumaovası volkanizmasının 12,5 My-9 My arasında sınırlandırılabilirliğini ileri sürmüştür. 12,5 My yaşının (Borsi vd., 1972)’ne ait olduğu bilinmekle birlikte, 9 My yaşı için kaynak gösterilen Yılmaz (1997)’da böyle bir radyometrik verinin olmadığını belirtmek gerekir. Çubukludağ grubunun üst yaşı konusunda, çökellerle sinsedimanter ilişkili olan Cumaovası volkanitlerinin jeokronolojisi önem kazanmaktadır. Bu yönde yapılan son K/Ar analizlerinde, 17,2-17,9 My (Karacık vd., 2013) ve 13,2-13,8 My (Göktaş, 2013) gibi birbiriyle çelişen iki farklı yaş grubu ortaya çıkmıştır.

Çubukludağ havzasında yürütülen önceki çalışmalarının başlıcalarında (Eşder, 1988; Genç vd., 2001), önerilen stratigrafi kurguları bu çalışmanın sonuçlarıyla karşılaştırılmıştır. Korelasyon tablosunda görüldüğü gibi, eski çalışmalarla bu çalışmanın sonuçları arasında, zaman-kayastratigrafik uyumsuzluklar bulunmaktadır (Şekil 2).

NEOJEN ÖNCESİ TEMEL KAYALARI

Çubukludağ Neojen havzası, Üst Kretase-Paleosen yaşlı İzmir-Ankara Zonu kayaları (*Kretase Flişi*: Parejas, 1940, Brinkmann, 1966, Brinkmann ve İzdar, 1971; *Üst Kretase Flişi*: Akartuna, 1962; *İzmir Fliş Formasyonu*: Öngür, 1972; *İzmir Flişi*: Eşder ve Şimşek, 1975, Eşder, 1988; *Bornova Flişi*: Konuk, 1977; *Kretase-Paleojen Flişi*: Başarır ve Konuk, 1981; *Bornova Karmaşığı*: Erdoğan, 1985, 1990; *Bornova Fliş Zonu*: Okay ve Siyako, 1991) üzerinde açınmıştır (Şekil 1). Bornova Fliş Zonu, kumtaşı-şeyl egemen bir matriks içinde yer alan radyolarit, bazik/ultrabazik kaya ve Mesozoyik yaşlı kireçtaşı bloklarından yapıldır. Havzanın güneydoğusunda yüzeyleyen Bornova Fliş Zonu kayalarının, metamorfik kompleks üzerinde tektonik konumlu olduğu Eşder (1988) tarafından gösterilmiştir. Bu mavişist-eklojit fasiyesindeki yüksek basınç metamorfikleri, Kikladlar’ın Batı Anadolu’daki uzantısı olarak kabul edilmektedir (Candan vd., 1997). Selçuk çevresinde yüzeyleyen Kikladik metamorfikler, altta Triyas-Üst Kretase yaşlı düzenli bir istif ve üstte yer alan olası Üst Kretase yaşlı metaolistostromdan oluşan iki tektonik dilimle simgelenir. Triyas-Üst Kretase yaşlı istif, altta metakırıntılılar ve üstte metakarbonatlardan oluşur. Eşder (1988) tarafından “Dereboğazı Şistleri” adıyla ayırtılan alt kırıntılı istif, çeşitli mikaşistler ile bunların içinde yer alan metavolkanit ve metaçakıltaşı arakatıklarından yapıldır. Metakırıntılı istifin üzerine, uyumlu ve geçişli dokanaklarla platform türü mermerler gelir (“Dereboğazı Mermerleri”): Eşder, 1988). Mesozoyik mermerler, tektonik bir dokanakla metaolistostrom (“Doğanbeyburnu Metamorfikleri”): Eşder, 1988) tarafından üzerlenir. Metaolistostrom, pelitik bir matriks içerisinde yer alan yüksek basınç kayaları, serpantin ve mermer bloklarından yapıldır (Çetinkaplan vd., 2007).



Şekil 2. Çubukludağ havza dolgusuna yönelik önceki çalışmaların başlıcalarında önerilen genelleştirilmiş stratigrafilerin bu çalışmanın sonuçlarıyla karşılaştırılması. ⁽¹⁾: Kaya vd. (2007), ⁽²⁾: Sözbilir vd. 2011).

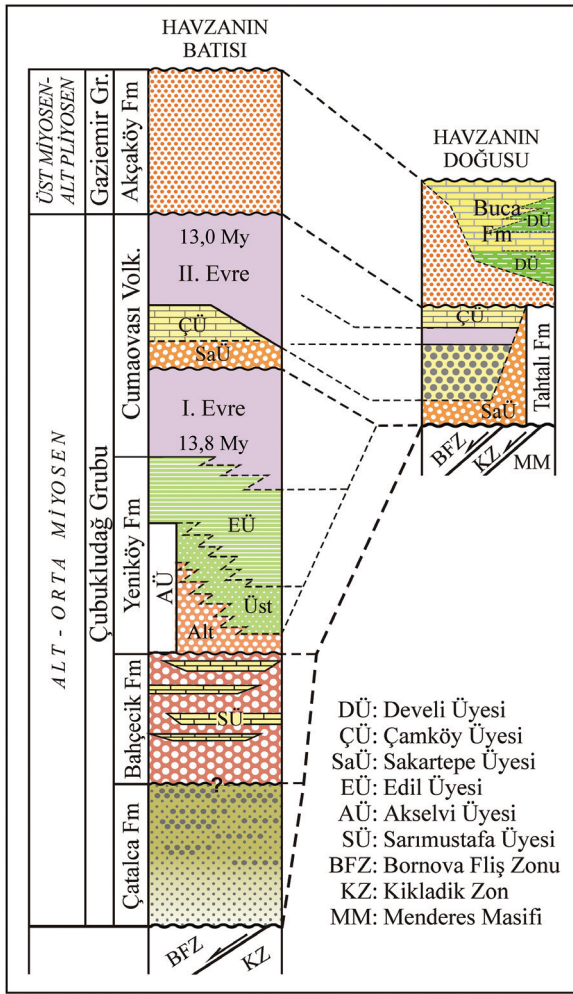
Figure 2. Correlation of the results provided by this study with generalized stratigraphies put forward by the leading previous works focused on Çubukludağ basin fill. ⁽¹⁾: Kaya et al. (2007), ⁽²⁾: Sözbilir et al. 2011).

Seferihisar Yükselimi'ni oluşturan Bornova Fliş Zonu üzerindeki Neotetis'ten kalıntı havzalarda çökelmiş sığ denizel Eosen'in varlığı, bu çalışmada tanımlanan Bahçecik formasyonu içindeki Nummulites'li çakıllardan anlaşılmaktadır (Akartuna, 1962; Eşder, 1988). Seferihisar Yükselimi, Erken Miyosen havza açılımından Günümüz'e kadar geçen sürede deforme olarak aşınmış ve çökmezlik alanı olarak kalmıştır. Aşınma sürecinde, Bornova

Fliş Zonu üzerindeki sığ denizel Eosen çökelleri jeoloji kaydından silinmiştir.

NEOJEN TORTULLAŞMASI

Çubukludağ havzasında yüzeyleyen karasal Neojen çökelleri, Erken-Orta Miyosen yaşlı Çubukludağ grubu ve Geç Miyosen-Erken Pliosen yaşlı Gaziemir grubu kapsamında incelenmiştir (Şekil 3 ve 4).



Şekil 3. Çubukludağ havza dolgusunun genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.

Figure 3. Generalized stratigraphical section of the Çubukludağ basin fill

Çubukludağ Grubu

Bornova Fliş Zonu kayaları üzerinde açılı uyumsuzlukla gelişen Erken Miyosen tortullaşması, altta *Çatalca formasyonu* ve uyumsuzlukla üstte yer alan *Bahçecik formasyonu* ile simgelenir. Tabanı gözlenmeyen Çatalca formasyonu istifi, linyitli gösel çökellerle başlayıp yelpaze deltası çökelleriyle sona erer. Kaba taneli yelpaze deltası çökellerinden oluşan Bahçecik formasyonu, yanal süreksiz gösel kireçtaşı

aradüzeyleri kapsar. Havzanın kuzey bölümünde Bahçecik formasyonunu uyumsuzlukla üstleyen ve alüviyalden gösel ortama evrilen *Yeniköy formasyonu* ile havzanın doğusunda yüzeyleyen alüviyal, flüviyal ve gösel çökellerden yapıtlı *Tahtalı formasyonu* Orta Miyosen tortullaşmasını temsil eder. *Cumaovası volkanitleri*, Yeniköy formasyonu tortullaşmasının son dönemlerinde etkinleşen ve Tahtalı formasyonu çökeliyle yanal ilişkili gelişim gösteren kalkalkali riyoitik volkanitlerden oluşur (Şekil 3 ve 4). Cumaovası volkanitlerinin jeokronolojisine (12,5 My: Borsi vd., 1972; 13,8-13,0 My: Göktaş, 2013) dayanılarak, Çubukludağ grubunun geniş anlamda Erken-Orta Miyosen tortullaşmasını temsil ettiği kabul edilmiştir. Çubukludağ grubu, Kocaçay havzasında Sözbilir vd., (2011) ve Göktaş (2012) tarafından tanımlanan Kemalpaşa grubunun zaman-kayastratigrafik eşdeğeri.

Çubukludağ grubunun, Tahtalı formasyonuna kadar olan kaya birimlerinin stratigrafik dizilimi ve alansal dağılımı, düzenli ve eksiksiz bir istiflenmenin gözlemlendiği Yeniköy çevresinde belirlenmiştir (Şekil 5). Çubukludağ grubu tortullaşması, “İzmir fay zonu”nun (Kaya vd., 2007) GB devamını oluşturacak şekilde Erken Miyosen’de etkinleşerek Çubukludağ havzasının bakışsız yapılanmasını batıdan belirleyen “eski” Tuzla Fayı’nın (Emre vd., 2005) denetiminde gelişmiştir. Etkinliği günümüze dek süren doğrultu atımlı Tuzla fayının düşey bileşenleri, özellikle Çatalca formasyonunun kendisinden genç birimlerin altına kısmen ya da tamamen gömülmesine neden olmuştur.

Çatalca Formasyonu

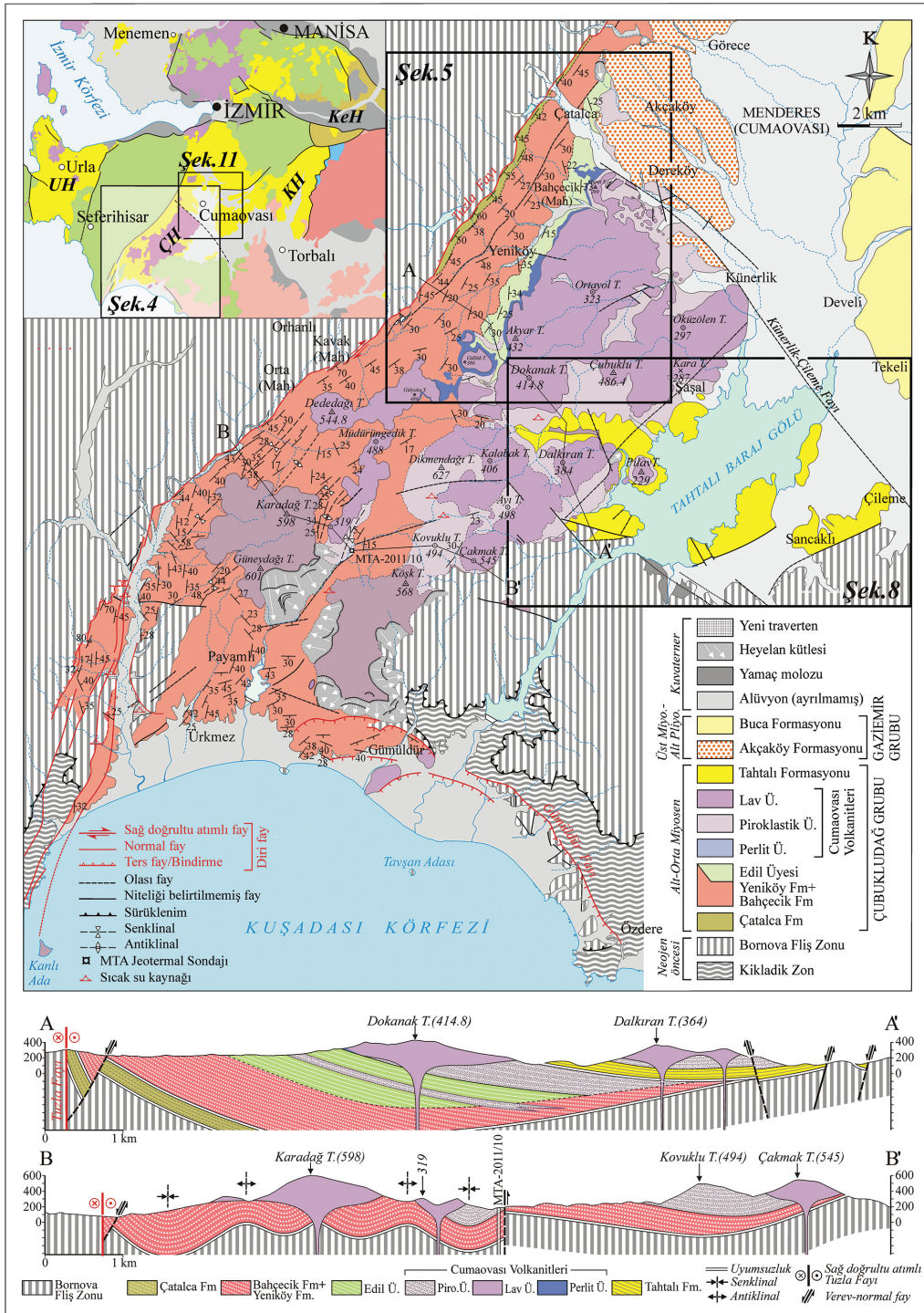
Çubukludağ grubunun gözlenebilen en alt bölümünde yer alan Çatalca formasyonu (Genç vd., 2001), kömürlü bataklık düzeyleri içeren gösel süspansiyon çökelleriyle başlar ve esas olarak deltaik çökellerden oluşur. Formasyon, ilk kez Eşder ve Şimşek (1975)’te “Alt horizon”

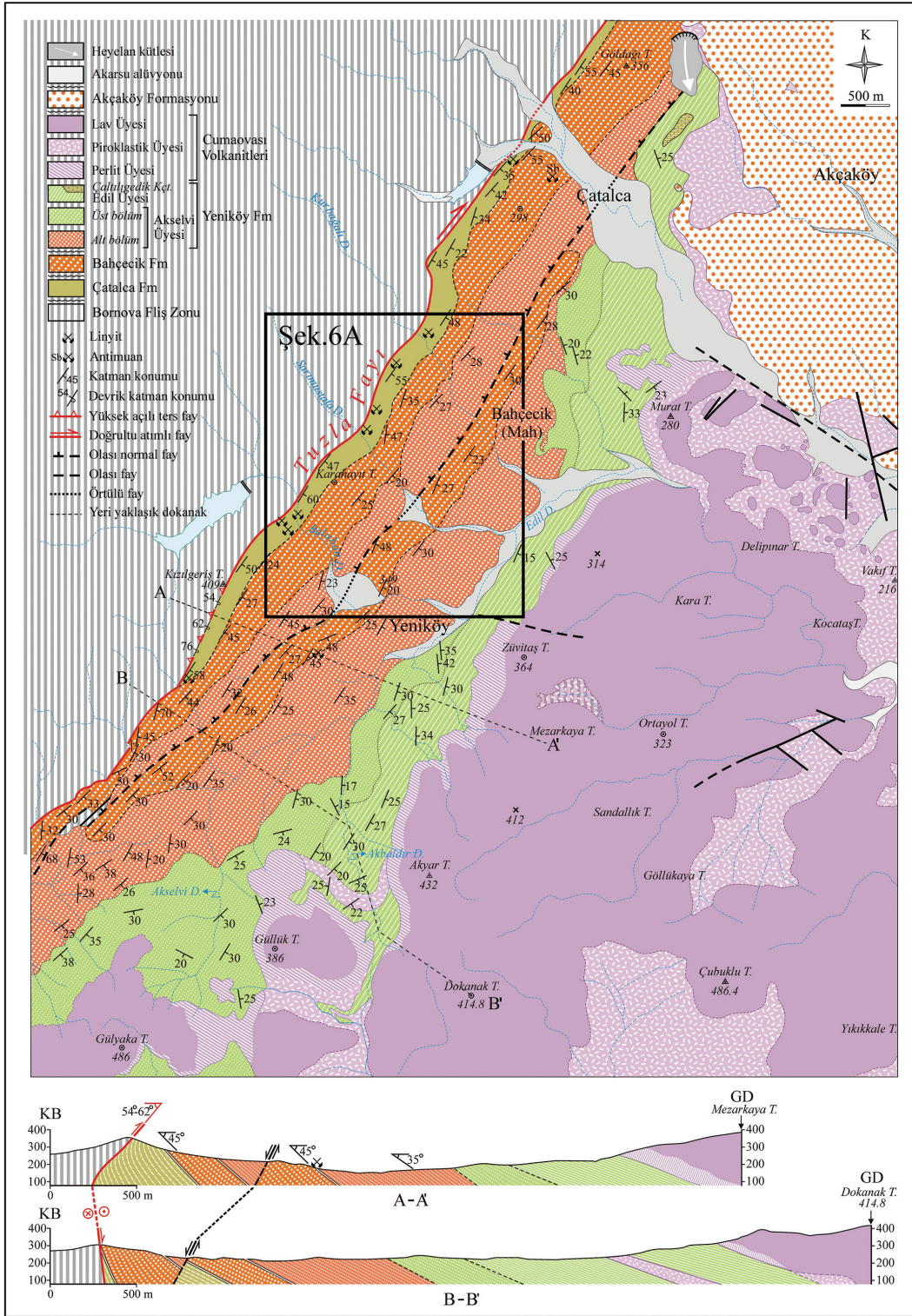
başlığı altında yöntemsiz tanımlanmıştır. Tortul istif, Eşder (1988)'in tanımladığı Bahçecik formasyonunun alt bölümüne karşılık gelir (Şekil 2). Bu çalışmada, birimin istiflenme düzeni ile kayatürü bileşimini yeniden gözden geçirmek amacıyla, Sarımustafa Dere (SD-I) ve Kurbağalı Dere (KD-I) vadilerinden tip kesitler alınmıştır (Şekil 6 B, C).

Çatalca formasyonu, havzanın kuzey bölümünün batı kenarında, Tuzla fayının KD-GB uzanımına koşut olarak yanal süreksiz dar bir koridor şeklinde yüzeylenir (Şekil 4 ve 5). Fayın günümüze kadar süren etkinliğine bağlı olarak, havzanın güney bölümünde Bahçecik formasyonu altına gömülerek sıfırlanır (Şekil 4). Aynı nedenle stratigrafik tabanı gözlenemeyen istifin görünür kalınlığı, 185 metre (Şekil 6 B: SD-I) ile 145 metre (Şekil 6 C: KD-I) arasında değişir.

Çatalca formasyonu istifi, kayatürü bileşimi görece farklı "alt" ve "üst" bölümlere ayrılarak incelenmiştir. Alt bölüm, kömürlü bataklık düzeyleri içeren ince kırıntılı gösel çökellerden oluşur. Büyük ölçek çapraz katmanlı çakıltaşı-kumtaşı topluluğu ile simgelenen kaba kırıntılı delta çökellerinin egemen olduğu üst bölümün, tatlı su algli bir kireçtaşı düzeyi ile sonlandığı kabul edilmiştir. İstif genelinde alttan üste, su altı dağıtım kanalları ve/ya da küçük ölçekli delta lobları olarak yorumlanan çapraz katmanlı kırıntılı düzeylerin giderek artan oranda tortullaşmaya katılması, ortalama tane boyu üste doğru kabalaşan regresif bir istif oluşturur. Birimin yayılım alanı içinde, KD'dan GB'ya doğru kumtaşı-çakıltaşı topluluğunun kümülatif kalınlığında belirgin artış görülür. Ölçülü stratigrafi kesitlerine göre, Kurbağalı Dere'de ince kırıntılı çökellerin egemen olduğu gösel istif içinde %25 oranında bulunan çapraz katmanlı kumtaşı-çakıltaşı topluluğu, GB'daki Balaban Dere'ye doğru %50 oranına yaklaşır.

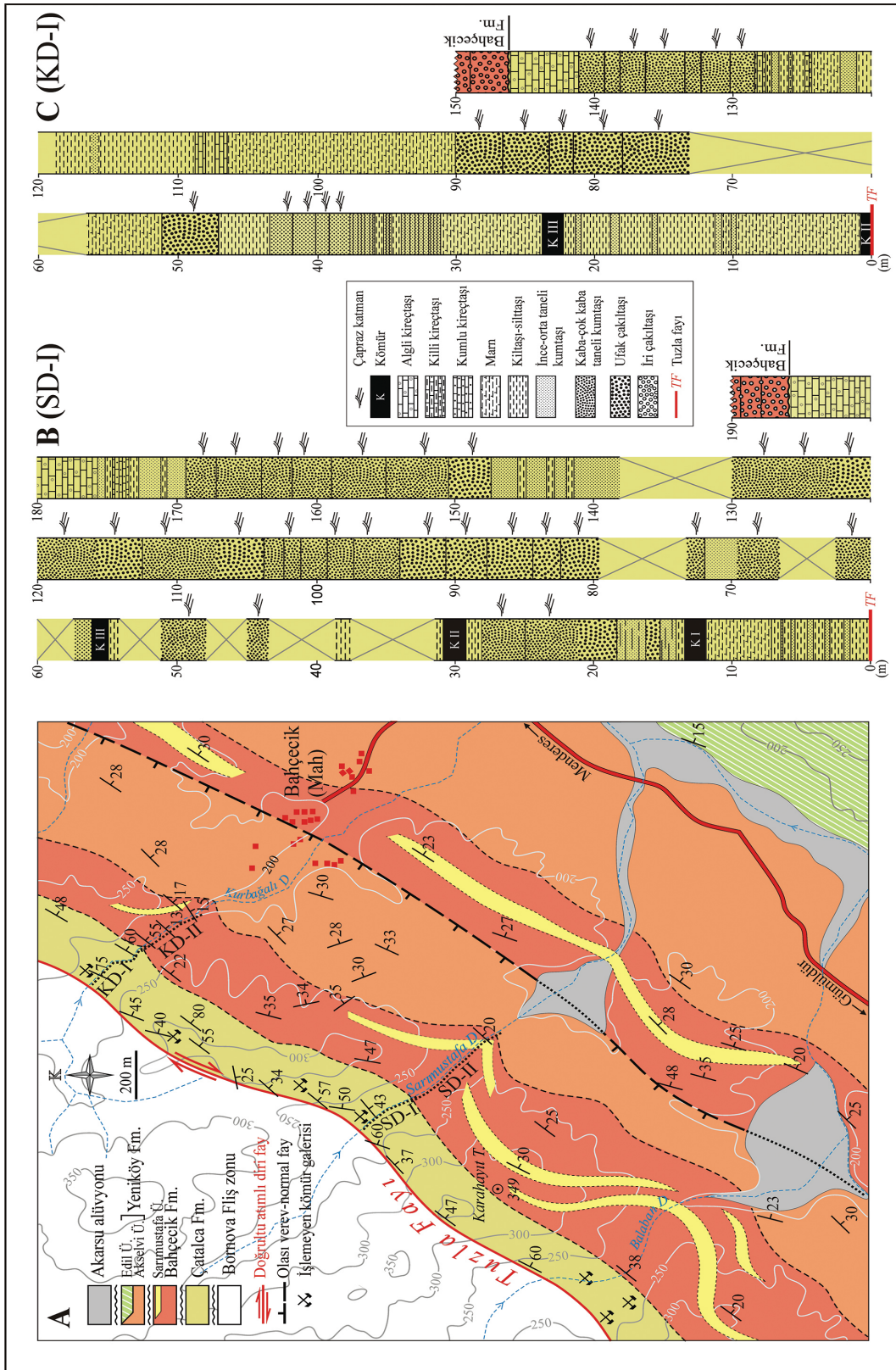
Alt Bölüm: Tortul istifin yaklaşık 80 metre (SD-I) ile 47 metre (KD-I) arası görünür kalınlıklardaki alt bölümüne, çapraz katmanlı kumtaşı-küçük çakıltaşı seyrek arakatlıları içeren gösel süspansiyon çökelleri egemendir. Gösel çökeller, baskın olarak kil-silt karmaları ile az oranda ince taneli kumtaşlarından oluşur ve seyrek olarak killi kireçtaşı arakatmanları kapsar. Bataklık çökelleri ile başlayan gösel istifin gözlenebilen en alt bölümünde, 80-110 cm arasında değişen kalınlıklarda üç ayrı kömür düzeyi (alttan üste KI, KII ve KIII) bulunur. SD-I'de gözlenen üç kömür düzeyi, yaklaşık 45 metrelik bir horizon içinde yer alır. KI ve KII düzeyleri arasında ölçülen yaklaşık 16 metrelik bölümün %62'sini akarsu tortullaşmasını yansıtan teknesel çapraz katmanlı kaba kumtaşları (3 m kalınlığındaki küçük çakıltaşı düzeyini izleyerek çökelmiş 7 m kalınlıktaki çok katlı kaba-çok kaba kumtaşı katmanları) oluşturur. İstifin kalan bölümü, az belirgin yatay katmanlı ince kumtaşı ve değişen oranlarda kil-silt karmalarından yapıli çamurtaşı-marn düzeylerinden oluşur. KII ve KIII düzeylerinin arası, SD-I'de 24 metredir ve genellikle örtülü olduğundan yeterince irdelenememiştir. KD-I'de ise 21 metre ölçülmüş; karbonat kapsamı değişken kıltaşı-silttaşı topluluğundan oluştuğu ve desimetrik kalınlıklarda ince-orta kumtaşı aradüzeyleri kapsadığı belirlenmiştir. KD-I'deki KII ve KIII kömürleri üzerine, 7-9 metre arasında değişen kalınlıklarda marn düzeyleri gelir. KIII kömürünü üzerleyen 7 metre kalınlığındaki mavimsi gri renkli marn düzeyini izleyerek, toplam 12 metre kalınlığa ulaşan ince-orta taneli kumtaşları çökelmiştir. Az belirgin yatay katmanlı kumtaşı düzeyleri içinde, seyrek olarak desimetrik kalınlıklarda masif çamurtaşı arakatmanları bulunur.





Şekil 5. Yeniköy çevresinin jeoloji haritası.

Figure 5. Geological map of the area surrounding Yeniköy.



Şekil 6. A) Bahçeçik Mahallesi çevresinin jeolojisi ve Çatalca formasyonundan alınan ölçülü stratigrafik kesitleri; B) Sarımustafa Dere ÖSK (SD-I), Kurbabağlı Dere ÖSK (KD-I).

Figure 6. A) Geology of the area surrounding Bahçeçik Mahallesi and measured stratigraphic sections taken from Çatalca formation; B) MSS of Sarımustafa Dere (SD-I), MSS of Kurbabağlı Dere (KD-I).

Üst Bölüm: Tortul istifin üst bölümü, teknesel çapraz katmanlı kırıntılı kayaların tekil ve kümülatif kalınlıklarındaki artışla simgelenir. İstif içinde ilk çakıltaşı düzeyinin ortaya çıkışıyla (SD-I'de 80-94 metre, KD-I'de 47-51 metre arasında) ayırtılan ve SD-I'de en çok 105 metre kalınlığa ulaşan üst bölüm, ağırlıklı olarak deltaik çökellerden oluşur ve çapraz katmanlı çakıltaşı aradüzeyleri kapsayan kumtaşı egemen istifyle simgelenir. Yukarıda değinildiği gibi Kurbağalı Dere'den Balaban Dere'ye doğru kalınlık artışı gösteren ve Sarımustafa Dere'de toplam 90 metre ile en yüksek kalınlık değerine ulaşan çapraz katmanlı kumtaşı egemen istifin %70'i kumtaşı, %30'u çakıltaşı ağırlıklıdır. Delta çökelinin başlangıcı kabul edilen ilk çakıltaşı düzeyi yoğun karbonat çimentoludur ve topoğrafyada çıkıntı yaparak Kurbağalı Dere ile Sarımustafa Dere arasında yanal sürekli uzanır. Çakıltaşı düzeyinin SD-I'de en az 14 metre olan kalınlığı, KD-I'de 4 metreye düşer.

Kumtaşı-çakıllı kumtaşı topluluğu genellikle kaba taneli, yüksek dokusal olgunlukta (tane destekli, iyi boylanmış) ve büyük ölçek çapraz katmanlıdır. Yirmi metreye ulaşan kalınlıklarda çok katlı tortullaşma birimleri oluşturan kumtaşı-çakıllı kumtaşı topluluğu, metrik kalınlıklardaki küçük çakıltaşı düzeyleri ile ardalınır ya da yanal-düşey geçiş ilişkisiyle onlarla birlikte bulunur. Sarımustafa Dere vadisindeki soluk sarı renkli kumtaşları zayıf pekişmiş ve dayanımsız olduklarından çok az yüzlek verirler. Kurbağalı Dere vadisinde, yoğun karbonat çimentolu olduklarından iyi korunmuş yüzlekler veren kumtaşlarının gri tonlardaki paleoredüksiyon renkleri su altı çökelimini yansıtır. Yanal ve düşey yönde, çakıltaşı (granulestone) aracılığıyla küçük çakıltaşı derecelenen katmanlara rastlanır. Çakıltaşı ve küçük çakıl (en büyüğü 20 mm) dizilimlerinin ortaya çıktığı kesimlerde çapraz katmanlanma belirginleşir.

Tortul istifi üstten sınırladığı kabul edilen kireçtaşı düzeyinin altındaki kaba-çok kaba taneli kumtaşı düzeyi, kalınlığı (SD-I'de 19 m, KD-

I'de 12 m), topoğrafik çıkıntı yapması ve yanal sürekliliği ile diğer kumtaşı düzeylerinden ayrılır. İyi boylanmış, tane destekli paketlenmiş ve taneler arası birincil gözeneklilik korunmuştur. Kum taneleri karbonatla çimentolanmış olduğundan iyi pekişmiştir. Başlıca kayatürü bileşenleri, Bornova Fliş Zonu içinde blok olarak bulunan Mesozoyik karbonatlarından türemiştir. Küçük çakıl dizilimleri olağandır. Yer yer, -üstleyen kireçtaşı düzeyinde yaygın olarak bulunan-siyahımsı koyu gri renkli, santimetrik büyüklüklerde ve yarı küresel/elipsoidal şekilli algal onkoidler kapsar.

Kaba taneli delta çökelimini yansıtan çakıltaşı litofasiyesi, büyük ölçek çapraz katmanlı ya da içyapısı belirgin olmayan aradüzeyler olarak kumtaşı egemen istif içinde yer alır. Kalınlıkları 3-5 metre arasında değişen düzeyler çok katlıdır ve karbonat çimentoyla tutturulmuş olduklarından kumtaşı egemen istif içinde topoğrafik çıkıntı yaparak yanal yönde izlenirler. Taze kaya rengi açık gridir. Yersel olarak alacalı kırmızı kesimlerine rastlanır. Tane büyüklükleri 2-20 mm arasında değişmekle birlikte, 5-10 mm arasındaki çakıllar çoğunluktadır ve boylanma genel olarak iyidir. Küçük çakıl sınıfının üst sınırına (64 mm) yaklaşan boyutlardaki çakıllara seyrek olarak rastlanır. Çakıllar genellikle iyi yuvarlanmıştır. Çoğunluğu oluşturan diskoidal ve ovoidal çakıllar yanında, küreselliği az çok gelişmiş çakıl formlarına da rastlanır. Çakılların büyük çoğunluğu, Mesozoyik yaşlı karbonat kayalarından türemiştir. Diğer çakıllar flişin matriksinden aktarılmıştır. Paketlenme hamur desteklidir. Hamur, tane destekli, iyi boylanmış ve sıkı pekişmiş kaba kumla simgelenir. Yanal ve düşey yönde, küçük çakıltaşıdan çakıltaşına, çok kaba ve kaba kumtaşına derecelenmeler olağandır. Çakıltaşı litofasiyesi içinde yer alan kaba-çok kaba kumtaşı mercikleri içinde, genellikle çapraz katmanlanmaya uygun dizilim gösteren küçük çakıl ve çakıltaşı içerikleri yaygın olarak bulunur.

Alt bölümün karakteristiği olan süspansiyon çökelleri üst bölümde de yer alır. Özellikle KD-

I'de 90-129 metreler arasında görece kalın bir istiflenme sunan gösel kıyıyüzü çökelleri, ince kumtaşı arakatmanlı kıltaşı-silttaşı-marn düzensiz ardalanmasından oluşur ve seyrek olarak desimetrik kalınlıklarda killi kireçtaşı düzeyleri kapsar. Tortul istif, genel olarak mavimsi/ yeşilimsi gri renklidir. Katmanlanma kayıtları, canlı bozumu (biyoturbasyon) işlemleriyle büyük ölçüde silinmiştir. Yaklaşık 39 m kalınlığındaki istifin son 4 metresi içinde, alttan üste doğru sırasıyla 30 cm, 15 cm ve 40 cm kalınlıklarda üç ayrı killi kireçtaşı düzeyi yer alır. Siyahımsı koyu gri renkli olan laminalı kireçtaşları yanal yönde yer değiştirerek plastik deformasyona (slumping) uğramışlardır.

Çatalca istifi, SD-I'de 12 m, KD-I'de 5 m kalınlığındaki algi kireçtaşı düzeyi ile sona erer. Her iki ölçülü kesitte eşitli düzeylerde kesilen yanal sürekli bir başvuru düzeyidir. SD-I ve KD-I arasındaki kalınlık farkı, uyumsuzlukla üstleyen Bahçecik formasyonunun tabanındaki aşındırma ile açıklanabilir. Kireçtaşı, düzgün ve belirgin orta-kalın katmanlı, yüksek organik gereç içeriği nedeniyle siyahımsı koyu gri renkli ve algal onkoidlidir. Tatlı su alg kapsamı, dallı ve tüpsü alg yığılımları ile simgelenir. SS (Spheroidal Stromatolite) morfotipli algal onkoidler yaygındır.

Bornova Fliş Zonu ile sınır oluşturacak şekilde havzayı batıdan sınırlayan Tuzla Fayı'nın düşey bileşenleri nedeniyle, Çatalca formasyonu istifinin stratigrafik tabanı gözlenmez. Bahçecik formasyonu, Çatalca formasyonu üzerine açık olmayan bir uyumsuzlukla gelir.

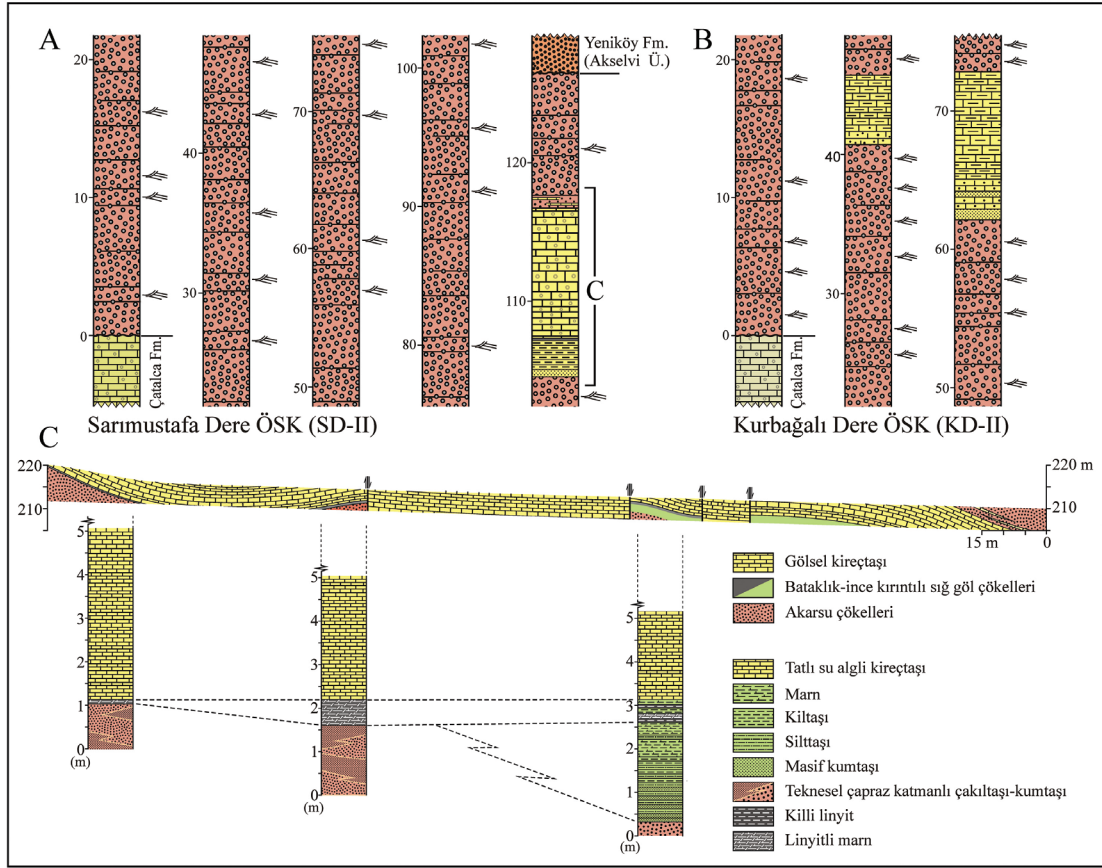
Çatalca formasyonu tortullaşmasını yaşlandırabilecek dolaysız kronolojik veri yoktur. Tortul istifi uyumsuzlukla üzerleyen Bahçecik formasyonunun Kocaçay havzasındaki korelanlarında Kaya vd. (2007) tarafından tanımlanan MN4 biyozonuna ait küçük memeli bulgularına dayanılarak, çökelin geniş anlamda Erken Miyosen'de geliştiği kabul edilmiştir. Genç vd. (2001), birimin bölgesel eşleniklerine göre Erken-Orta Miyosen yaşlı olabileceğini önermişlerdir (Şekil 2).

Bahçecik Formasyonu

Genel olarak yüksek enerji koşullarında çökelmiş iri çakıltaşlarından oluşan Bahçecik formasyonu, metrik kalınlıklarda gösel kireçtaşı aradüzeyleri (*Sarımustafa üyesi*) kapsar ve akarsu egemen yelpaze deltası tortullaşmasını yansıtır. Birim, Eşder ve Şimşek (1975)'in "Orta horizon"ununa, "Bahçecik formasyonu"nun (Eşder, 1988) üst bölümüne ve "Ürkmez formasyonu"nun (Genç vd., 2001) alt bölümüne eşdeğerdir (Şekil 2).

Birim, Orhanlı-Kavak Mahallesi KD'sundan Görece batısına kadar olan alanda, Tuzla Fayı'na paralel yayılım gösterir (Şekil 5). Tip yer ve bölümsel tip kesitler, Sarımustafa Dere ve Kurbağalı Dere'dedir (Şekil 7: SD-II ve KDII). İstifin ortalama kalınlığı 300 metredir.

Tortul istif egemen olarak iri çakıltaşlarından yapıldır. Tipik olarak kıvılcık-bordo renkli olan iri çakıltaşı istifi, algi kireçtaşı litofasiyesinde gösel aradüzeyler kapsar (Şekil 7). Çatalca formasyonu üzerinde ani dokanakla gelişen alüviyal tortullaşma, iri çakıl ve bloklardan yapıldır, metrik kalınlıklarda masif düzeyler ile başlar. İstifin izleyen bölümleri, küçük çakıltaşı arakatlı iri çakıltaşı düzeyleri ile simgelenen akarsu çökellerinden oluşur. İri çakıltaşı düzeylerinin alt ve üst sınırları istif genelinde belirsizdir. Çapraz katmanlanmanın belirginleştiği küçük çakıltaşı aradüzeyleri, alacalı sarı-yeşil-kızıl-bordo renkli ve kaba-çok kaba taneli kumtaşı mercekleri kapsar. İstif genelinde ortalama çakıl büyüklükleri 60-150 mm arasındadır. Çakıl ve bloklar baskın olarak Bornova Fliş Zonu içinde yer alan Mesozoyik yaşlı karbonat kaya olistolitlerinden türemiş ve genel olarak iyi yuvarlanmıştır. Flişin matriksinden türemiş çakıllar ile beyaz kuvars çakılları olağandır. Çatalca formasyonundan türeme çakıl ve bloklara, istifin alt kesimlerinde rastlanır. Eşder (1988)'in bildirdiğine göre, Nummulites faunasıyla Eosen (Küviziyen-Lütesiyen) yaşını veren sığ denizel kireçtaşı çakılları seyrek olarak bulunur.



Şekil 7. Bahçecik formasyonundan alınan ölçülü stratigrafik kesitleri. A) Sarımustafa Dere ÖSK (SD-II), B) Kurbağalı Dere ÖSK (KD-II). Kesit güzergahları Şekil 6-A'da gösterilmiştir.

Figure 7. Measured stratigraphic sections taken from Bahçecik formation. A) Routes along MSS of Sarımustafa Dere (SD-II), and B) MSS of Kurbağalı Dere (KD-II) are shown in Figure 6-A.

Sarımustafa Üyesi

Çakilttaşı egemen istif içinde seyrek olarak yer alan gölsel aradüzeyler, inceleme alanı içinde 5-12 m arası kalınlıklarda ve yanal süresizdir. Tatlı su algli kireçtaşı ile simgelenen gölsel aradüzeylerin üstledikleri fluvial çökellerle yanal-düşey geçiş aralığında, kıvılcımlı, metrik kalınlıklarda ve kötü boylanmış masif çamurtaşları ile santimetrik kalınlıklarda sarı renkli kumtaşı arakatmanları kapsayan gri renkli kilttaşı-silttaşı düzeyleri yer alır (Şekil 7). Bazı kireçtaşı düzeylerinin tabanında kömür bantları içeren bataklık çökelleri bulunur (Şekil 7C). Mikritik dokulu kireçtaşı düzeyleri düzlemsel paralel ince katmanlıdır. Siyahımsı koyu gri renkli ve bitümlü alg

kireçtaşı katmanlarının kalınlıkları 20-80 cm arasında değişir. Tatlı su alg içeriklerinin çoğu, çapları 1-10 mm arasında dairesel kesitler veren dal ve tüp şekilli alg yığılımları ile simgelenir. SS (Spheroidal Stromatolite) morfotipli alg onkoidler olağan, desimetrik büyüklüklerdeki SH (Stacked Hemispheroid) morfotipli tekil stromatolitler ise seyrek olarak bulunur.

Genç vd. (2001)'ne göre, Ürkmez formasyonu ile altlayan Çatalca formasyonu arasındaki dokanak ilişkisi uyumsuzdur. Bu çalışmada da çökeltme koşullarındaki ani değişimi yansıtmakla birlikte açık olmayan dokanak ilişkisi için uyumsuzluk önerilmiştir. Havzanın batısında gözlenen çökeltme enerjisindeki ani

artış, sınır fayında ortaya çıkan önemli ve ani bir reaktivasyonla ilişkilendirilmiştir.

Çubukludağ havzasında, Bahçecik formasyonunun çökelim zamanını dolaysız olarak belirten biyokronolojik veri yoktur. Tortul istifin Kocaçay havzasındaki eşdeğeri olarak yorumlanan Kemalpaşa formasyonunun en üst bölümünde, Kaya vd. (2007) tarafından MN4 biyozonuna (Hilgen vd. [2012]'ne göre 16,4 My-17,2 My arası) ait küçük memeli faunasının tanımlandığı bilinmektedir. Bu korelasyona göre, Bahçecik formasyonu tortullaşmasının geç Erken Miyosen'de geliştiği ve üst yaş sınırının Orta Miyosen'e çıkmadığı kabul edilmiştir (Şekil 2).

Kocaçay havzasında tanımlanan kıvılcı-bordo renkli yelpaze deltası çökelleri ("Kemalpaşa Formasyonu": Kaya vd., 2007; "Dereköy Formasyonu" Sözbilir vd., 2011; "Kesmedağı Formasyonu": Göktaş, 2012), birimin zaman-kaya stratigrafik korelanlarıdır.

Yeniköy Formasyonu

Eşder (1988)'in önerisi doğrultusunda Bahçecik formasyonu üzerine uyumsuzlukla geldiği kabul edilen Yeniköy formasyonu, Çubukludağ havzasını batıdan sınırlayan eski Tuzla Fayı önünde gelişmiş kompozit yelpaze deltası çökelleri ve yanal ilişkili gölgesel çökellerden oluşur. Birimin adı Eşder (1988)'den alınmıştır. Örgülü akarsu egemen yelpaze deltası istifi, Akselvi üyesi kapsamında tanımlanmıştır. Akselvi üyesi çökeliyle yanal ilişkili olan gölgesel Edil üyesi, riyolitik piroklastik aradüzeyler içeren lamine şeyl egemen istifinden oluşur (Şekil 3). Tortul istifin toplam kalınlığı yaklaşık 1000 metrenin üzerindedir.

Yeniköy formasyonunun çökelim yaşı, üst bölümündeki Edil üyesine yanal giriklikle yerleşen Cumaovası volkanitlerinin jeokronolojisine göre (13,8 My ile 12,5 My arası) belirlenmiş ve tortullaşmanın dar anlamda erken Orta Miyosen'de geliştiği kabul edilmiştir.

Yeniköy formasyonu, Kocaçay havzasında Göktaş (2012) tarafından tanımlanan Dereköy formasyonu ile karşılaştırılabilir (Şekil 2). Genç vd. (2001)'nin tanımladığı ve Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı kabul ettiği Yeniköy formasyonu, bu çalışmada erken Orta Miyosen'den Erken Pliyosen'ekadaryaşlandırılan stratigrafik birimlerini (Edil üyesi+Tahtalı formasyonu+Gaziemir grubu) harita birimi olarak topluca kapsamaktadır.

Akselvi Üyesi

Yeniköy formasyonunun havza kenarında gelişmiş yelpaze deltası çökellerinden oluşan Akselvi üyesi, gölgesel Edil üyesine alttan üste yanal giriklikle çökelmiştir. Astbirimin istiflenme düzeni, Yeniköy ile Orhanlı arasındaki alanda "alt" ve "üst" bölümlere ayrılarak incelenmiştir (Şekil 3 ve 5). Toplam kalınlık, 350-450 metre arasındadır.

Alt Bölüm: Düşük dokusal olgunluktaki çakıltaşı-kumtaşı topluluğundan oluşan istif, Yeniköy çevresinde ayırtlanmıştır (Şekil 5). Kanal dolgusu çakıltaşı-kumtaşı topluluğundan oluşan ve genel olarak Bornova Fliş Zonu'ndan beslenmeyi yansıtan alüviyal istif, yaygın olarak kıvılcı-bordo renklidir. Orhanlı köyü Kavak Mahallesi güneyinde gözlemlendiği gibi, yersel olarak soluk mavimsi gri kesimleri bulunur. Alüviyal istif içinde seyrek olarak, desimetrik kalınlıklarda gölgesel kireçtaşı aradüzeyleri yer alır. Tortul istifi oluşturan kayatürü topluluğunu, üzerlediği Bahçecik formasyonunun kıvılcı-bordo renkli kaba çakıltaşlarından ayırmak güçtür. Bazı ayırıcı özellikler şunlardır: i) Alt bölüm çökelleri görece düşük dokusal olgunlukta ve daha zayıf pekişmiştir. ii) İri çakılların egemen olduğu Bahçecik formasyonunun aksine, ortalama çakıl boyutları 'küçük çakıl' büyüklük sınırları içindedir. iii) Çakılların yuvarlanma derecesi Bahçecik formasyonundan çok daha düşüktür.

Yeniköy formasyonunun tabanını oluşturan alt bölüm çökellerinin, genelleştirilmiş stratigrafide Bahçecik formasyonu üzerine uyumsuzlukla

geldiği kabul edilmiştir. Dokanak örtülüdür. Orhanlı köyünün Kayalı Mahallesi yakınlarından GB'ya doğru, Tuzla Fayı'nın düşey bileşenleri Bahçecik formasyonunu Yeniköy formasyonu altına gömmüş ve alt bölüm çökelleri ile Bornova Fliş Zonu kayaları arasında sınır oluşturmuştur.

Orta Miyosen tortullaşmasının başlangıcını yansıttığı öngörülen kızıl-bordo paleooksit renkli alt bölüm çökelleri, havza kenarında gelişen yelpaze deltası sisteminin su üstü (subaerial) bölümünde çökelmiştir. Tuzla Fayı önünde izlenen ve örgütlenmemiş iri çakıltaşı litofasiyesi ile simgelenen moloz akması düzeyleri, yelpaze deltası sisteminin su üstü proksimal kesimlerindeki çökeliyi yansıtır.

Alt bölüm istifinin kayastratigrafik konumu, Urla havzasında "Çamlı çakıltaşı" (Kaya,1979) ve Kocaçay havzasında Göktaş (2012) tarafından tanımlanan Dereköy formasyonu kapsamındaki Kızkalesi üyesi ile korelasyonu düşündürür.

Üst Bölüm: Yanal-düşey geçiş ilişkisiyle alt bölüm üzerine gelen üst bölüm, genel olarak soluk sarı renkli kumtaşı, çakıllı kumtaşı, çakıltaşı egemen istifinden oluşur. Kırıntılı istif, süspansiyondan çökelmiş kıltaşı-silttaşı aradüzeyleri kapsar.

Kumtaşı egemen istif içinde yer alan küçük çakıllı kaba kumtaşı ve küçük çakıltaşı aradüzeyleri desimetrik ve metrik kalınlıklardadır. Kanalize olmuş su altı akıntılarının ürünü olan yanal süreksiz çakıltaşı-çakıllı kumtaşı aradüzeyleri az oranda bulunur. Tane boyu ortalaması 1-2 cm arasında değişen çakılların yuvarlanma derecesi genellikle yüksek değildir; yarı yuvarlak çakıllar baskındır. İyi yuvarlanmış küçük çakıllardan oluşan metrik kalınlıklardaki bazı çakıltaşı düzeyleri tane destekli ve ara gereç dolguludur. Diskoidal çakılların yoğunlaştığı kesimlerde az gelişmiş yönlenme gözlenir. Seyrek olarak bulunan algli kireçtaşı ve kızıl kumtaşı iri çakılları Sarımustafa üyesinden aktarılmıştır.

Homojen tane boyu dağılımı gösteren kumtaşı katmanlarının kalınlıkları ile ortalama tane boyutları arasındaki ilişki doğru orantılıdır. İnce-orta taneli kumtaşları, santimetrik kalınlıklarda, düzlemsel paralel katmanlı ve içyapısızdır. Desimetrik kalınlıklardaki kaba kumtaşı arakatmanlarının alt ve üst sınırları düzgündür. Tane destekli, iyi boylanmış ve karbonatla çimentolanmış olan kumtaşları genellikle içyapısızdır. Seyrek olarak, üst akma rejimi ürünü olan paralel akıntı çizgiselliklerine rastlanır. Alt ve üst sınırları düzgün olan kumtaşı katmanlarının bazıları ters derecelenmiştir. Kıltaşı-silttaşı topluluğu genellikle soluk sarımsı renkli, masif ya da paralel laminalıdır.

Su altı yelpaze deltası tortullaşmasını yansıtan üst bölüm çökelleri, genelleştirilmiş stratigrafide üstleyen Edil üyesine yanal giriktir. Üst bölüm istifi içinde aradüzeyler olarak izlenen ince kırıntılı süspansiyon çökelleri, yanal giriklik ilişkisini gösterir.

Üst bölüm istifi, kayatürü topluluğu ve Yeniköy formasyonu için önerilen çökelim modeli içindeki konumu açısından Kocaçay havzasında Dereköy formasyonu kapsamında tanımlanan Tepearası üyesi (Göktaş, 2012) ile karşılaştırılabilir.

Edil Üyesi

Birim, laminalı şeylerin simgelediği gösel süspansiyon çökellerinden oluşur. Güncel konumuyla gösel istifin en üstünde gözlenen yanal süreksiz killi kireçtaşı düzeyi *Çaltılıgedik kireçtaşı* adıyla "tabaka" düzeyinde ayırtlanmıştır. Edil üyesi, Kocaçay havzasında tanımlanan Aşağıvişneli üyesinin (Göktaş, 2012) zaman-kaya stratigrafik korelanıdır.

Tortul istif, Cumaovası volkanitlerinin oluşturduğu örtü nedeniyle yanal süreksiz izlenir. Güllük Tepe ile Çatalca KD'sundaki Çaltılıgedik Mevki arasında yüzeyleyen birimin tip lokalitesi

Akbaldır Dere vadisidir (Şekil 5). Kalınlık 300-600 metre arasındadır.

Düşük enerjili göl sel tortullaşmanın ürünü olan laminalı şeyl egemen istifinin alt bölümleri mavimsi/yeşilimsi gri renkli ve masif kiltası-silttaşı düzeylerinden oluşur. Santimetrik-desimetrik kalınlıklarda düzgün ince katmanlı mikritik kireçtaşı ve bitümlü şeyl aradüzeyleri istif içinde olağan olarak bulunur. Santimetrik kalınlıklardaki dalga ripillı kumtaşı ve riyolitik tüf arakatmanları seyrekler. Kül döküntüsü fasiyesindeki riyolitik tüf arakatmanları, Cumaovası volkanizmasının erken dönem ürünleridir. Tortul istif, ince-orta katmanlı kireçtaşı düzeyi (Çaltılıgedik kireçtaşı) ile son bulur.

Akbaldır Dere vadisinde ayırtlanan ve Cumaovası volkanizmasının ilk ürünlerinden olan riyolitik piroklastikler su altında çökelmiştir. 50 metreyi aşkın kalınlıktaki bu piroklastik düzey, ağırlıklı olarak ince-orta taneli kül ve seyrek olarak kaba taneli kül boyutlarında kül döküntüsü tüf katmanlarından oluşur. Süspansiyondan durulmuş olan tüf düzeyleri içinde, çoğunlukla kömürleşmiş bitki kalıntıları bulunur. Değişen oranlarda kil grubu mineralleri kapsayan ince taneli tüf katmanları zeolitik alterasyona uğramıştır. Kaba taneli tüf katmanları, tane destekli, masif ve iyi boylanmıştır. Birkaç düzey olarak gözlenen ignimbirit ünitelerinden bazıları, göle girdiklerinde bulantı akıntısına dönüşmüş ve doğru derecelenmişlerdir. Göl sel istifin üst bölümlerine doğru giderek artan sıklıkta gözlenen ve küçük çakıltası ile simgelenen sualtı kanal dolguları, gölün son dönemlerinde regresif karakter kazandığını yansıtır.

Çaltılıgedik Kireçtaşı: Göl sel kireçtaşı ile simgelenen istif, Edil üyesinin gözlenebilen en üst bölümünde yer alır. İlk kez bu çalışmada 'tabaka' aşamasında ayırtlanan kireçtaşı istifinin adı, başlıca yayılım alanı olan Çaltılıgedik Mevkii'nden alınmıştır (Şekil 5). Düzgün ince-orta katmanlı killi kireçtaşından oluşan istif, özellikle alt bölümlerinde sıklıkla yer alan yeşil renkli

ve masif kiltası aradüzeyleri kapsar. Karbonatlı silttaşı arakatmanları olağan olarak bulunur. Tortul istifin genel ayrışma rengi soluk sarımsı gridir. Çatalca KD'sunda, mavimsi/yeşilimsi/sarımsı renkli masif çamurtaşları üzerine uyumlu ve dar bir aralıkta geçişli olarak gelen Çaltılıgedik kireçtaşı yüzleğinin üst dokanağı Kuvaterner aşınımıyla belirlenmiştir.

Edil göl sel istif, Cumaovası volkanizmasının birinci evresinde yerleşen ve taban kesimleri perlitleşmiş olan lavları ile piroklastikleri tarafından keskin dokanaklarla örtülür. Riyolitik volkanizmanın göl sel tortullaşmayla eşzamanlı olarak başladığını destekleyen veriler şunlardır: i) Çubukludağ volkanizmasının patlamalı başlangıcındaki freatomagmatik piroklastikler, su-magma etkileşiminin ürünleridir, ii) Göl içine giren riyolit lavlarının taban kesitleri hidrolize olarak perlitleşmiştir. iii) Göl sel istif içinde, volkanizmanın erken dönemini yansıtan kül döküntüsü tüf ve az oranda ignimbiritlerin simgelediği riyolitik piroklastikler yer alır.

Tahtalı Formasyonu

Cumaovası volkanitleri'nin yerleşimiyle Çubukludağ havzasının KD'sunda olduğu öngörülen Tahtalı alt havzasında, Bornova Fliş Zonu kayaları üzerinde uyumsuz konumlu alüvyon yelpazesi çökelleri (*Sakarteppe üyesi*) ile başlayan ve esas olarak örgülü akarsu tortullaşmasını yansıtan istif, alglü kireçtaşı ile simgelenen göl sel düzeyler (*Çamköy kireçtaşı üyesi*) kapsar (Şekil 3). Erken-Orta Miyosen yaşlı Çubukludağ grubunun son çökel istifi olarak ilk kez bu çalışmada tanımlanan Tahtalı formasyonu, Kocaçay havzasındaki Doğancılar Üyesi'nin (Göktaş, 2012) zaman-kaya stratigrafik eşleniği kabul edilmiştir (Şekil 2). Birimin başlıca yüzlekleri, adını aldığı Tahtalı Baraj Gölü çevresindedir (Şekil 8). DSİ araştırma sondajlarından sağlanan verilere göre istifin kalınlığı Sancaklı çevresinde >250 metre (DSİ-58229), eski Keler köyü çevresinde >190

metre (DSİ-0029) ve eski Bulgurca kuzeyinde 190 metredir (DSİ-0031).

Tortul istif, baskın olarak örgülü akarsu ortamında çökelmiş çakıltaşı-çakıllı kumtaşı topluluğundan oluşur. Flüviyal istifin genel ayrışma rengi sarımsı açık gridir. Egemen kayatürünü oluşturan iri çakıltaşlarının düşük pekişme derecesi, litolojik köken ve büyüklüklüğe bağlı olmaksızın çakılların iyi yuvarlanmış olması tipiktir. Baskın olarak Bornova Fliş Zonu'ndan beslenmeyi yansıtan kayatürü bileşenleri içinde, Cumaovası volkanitlerinden türemiş olanlar az oranda bulunur. Akarsu istifi içinde metrik kalınlıklarda seyrek aradüzeyler olarak bulunan ve taşkın düzlüklerindeki geçici göl çökeliğini yansıtan çamurtaşları, sarımsı renkli, masif ya da ince katmanlı/laminallı kil-silt karmalarından oluşur.

Yeniköy'ün güneyinde gölsel Edil üyesini üzerleyen birinci evre Cumaovası volkanitleri, Deliömer Dere vadisinin kuzey yamaçlarında Tahtalı formasyonunun gölsel ve flüviyal çökellerini altlar. Başka bir anlatımla, Yeniköy formasyonu ile genelleştirilmiş stratigrafide üstte yer aldığı öngörülen Tahtalı formasyonu arasında, Cumaovası volkanizmasının birinci evresine ait lav ve piroklastikler bulunur. Şaşal çevresinde yapılan 0031 numaralı DSİ araştırma sondajında 190 metre kalınlığında kesilen ve volkanik çakıllar içerdiği belirtilen çakıltaşı istifinin altında birinci evre volkanitler yer alır. Havzada yarattığı kapanımla Yeniköy formasyonu tortullaşmasını sonlandıran birinci evre Cumaovası volkanitlerinin yerleşimi, tortullaşma eksenini havzanın doğusuna kaydırmış ve oluşan alt havzada Tahtalı formasyonu çökelmiştir. Deliömer Dere vadisinin güney yamaçlarında ise, Cumaovası volkanizmasının ikinci evresine ait lav ve piroklastikler Tahtalı formasyonu çökellerini örter. Bu lokalitede yüzeyleyen Tahtalı formasyonu çökellerinin, birinci ve ikinci evre volkanitleri arasında konumlandığı açıkça gözlenir. Tahtalı Baraj Gölü doğu kıyısındaki Kocabaş Tepe'de,

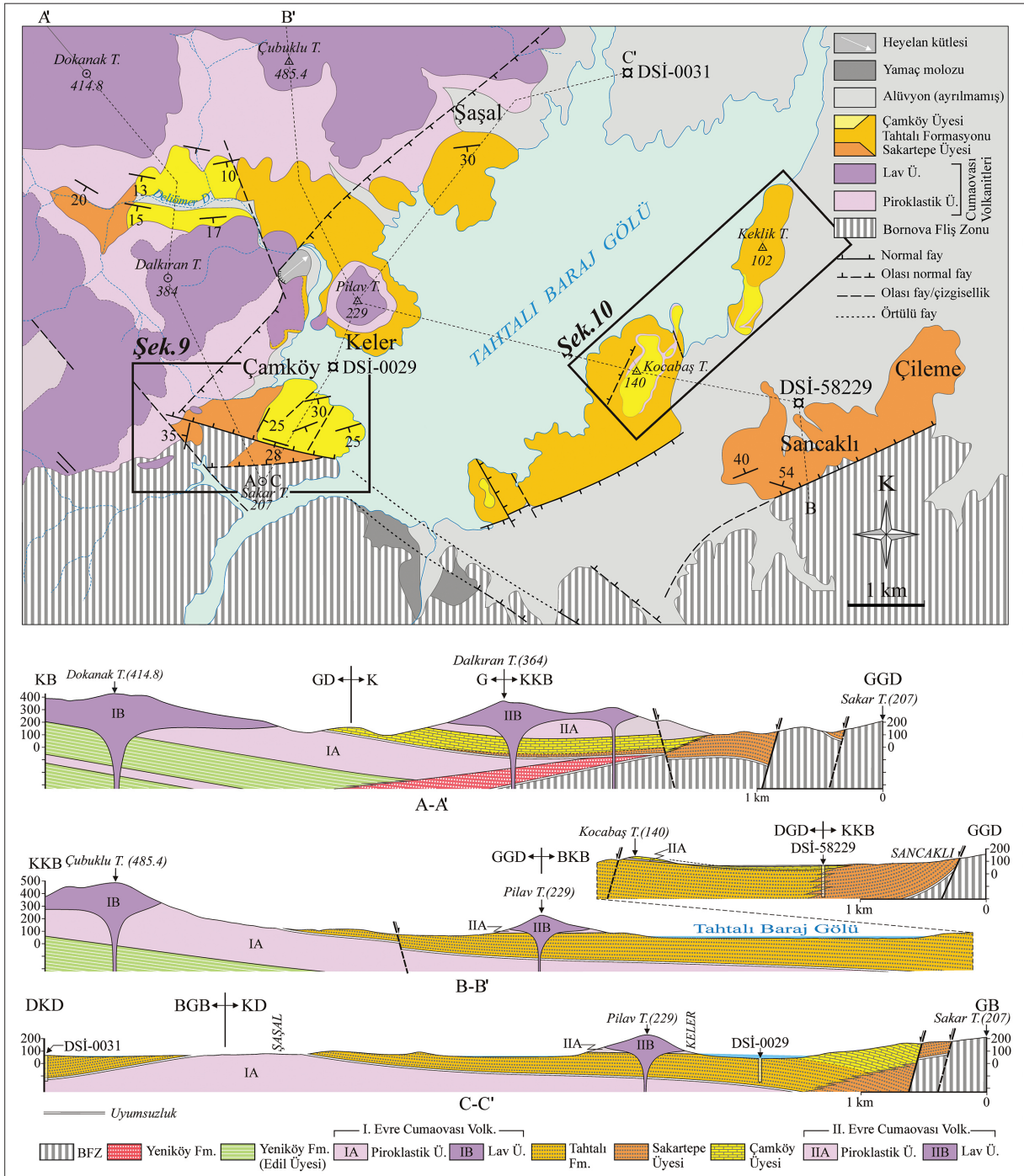
Çamköy kireçtaşı ile flüviyal çökeller arasında ikinci evre piroklastikleri yer alır (Şekil 8).

Sakartepe Üyesi

Tahtalı formasyonunun dolgulandığı havzanın güney kenarındaki tortullaşmayı yansıtan alüviyon yelpazesi istifi Sakartepe üyesi adıyla ilk kez bu çalışmada tanımlanmıştır. Astbirimin adı, Çamköy güneyindeki Sakar Tepe'den alınmıştır. Başlıca yüzlekler, Çamköy güneyi ile Sancaklı ve Çileme köyleri arasındadır (Şekil 8).

Örgülü akarsu egemen alüviyal istif çakıltaşı-kumtaşı topluluğundan oluşur ve alttan üste tane boyu incelmeye gösterir. İstifin havza içindeki konumu ve başlıca kayatürü bileşenlerinin Bornova Fliş Zonu'ndan türemiş olması, güneyden beslenmeyi yansıtır. Çakıltaşı litofasiyesi ağırlıklı olarak kanal dolgusu fasiyesindedir. Çakıl boyutları, küçük çakıl büyüklük sınırları içindedir. İstifin alt bölümlerindeki çakıltaşları içinde, olağan olarak iri çakıllar bulunur. Çakılların yuvarlanma derecesi, küt köşeli ile yarı yuvarlak arasında değişir. Kanal dolgularının aşındırıcı (erosive) taban kesitlerindeki çakıl paketlenmesi tane desteklidir. Mavimsi gri ya da soluk kahverenkli ve düşük dokusal olgunluktaki çakıllı kaba kumtaşı düzeyleri içinde/arasında yer alan kanal dolguları tekil ya da çok katlıdır.

Tahtalı formasyonunun tabanını oluşturan Sakartepe üyesi, Bornova Fliş Zonu kaya birimleri üzerinde açılı uyumsuzlukla çökelmiştir. Çamköy güneyi ve Sancaklı çevrelerindeki alüviyal çökeller ile Bornova Fliş Zonu arasındaki dokanaklar, tortullaşma sonrasında işleyen normal faylarla belirlenmiştir. Çamköy'ün yaklaşık 1 km GB'sında, Cumaovası volkanizmasının olasılıkla ikinci evresine ait küçük bir lav domunun Sakartepe alüviyal çökellerini keserek yerleştiği gözlenir. Lav domunun tabanındaki perlitleşme, sokulumun tortullaşmayla yaşıt olduğunu gösterir (Şekil 9). Birim, yanal yönde flüviyal çökellere giriktir (Sancaklı-Çileme çevreleri) ya da Çamköy güneyinde olduğu gibi Çamköy üyesinin gölsel kireçtaşları tarafından transgresif aşmayla üzerlenir (Şekil 8).

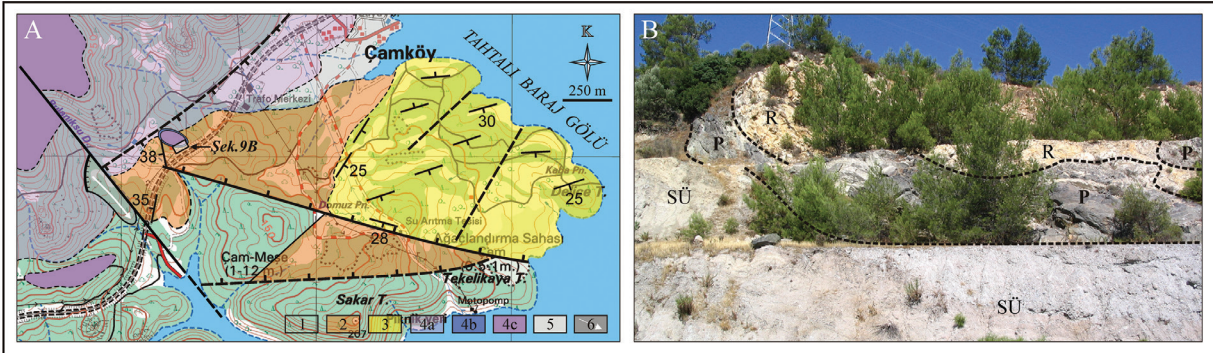


Çamköy Kireçtaşı Üyesi

Tahtalı flüviyal istifi içinde yer alan tatlı su algli kireçtaşı düzey(ler)i Çamköy kireçtaşı üyesi adıyla tanımlanmıştır. Çamköy kireçtaşına ait en kalın ve yaygın yüzlekler Deliömerler Dere vadisinde (>50 m) ve Çamköy güneyindedir (Şekil 8, 9). Sancaklı'nın KB'sındaki sırtlarda erozyon artığı olarak korunmuş kireçtaşı yüzleklerinin kalınlığı 5-8 metre arasındadır (Şekil 10). Aynı çevrede, Sancaklı'nın yakın kuzeyinde yapılmış olan 58229 numaralı DSİ sondajında kesilen kireçtaşı istifinin kalınlığı 18 metredir.

Çamköy kireçtaşı üyesi, haritalandığı alanlarda algal-biyostromal kireçtaşı ile simgelenir. Çamköy güneyindeki kireçtaşı istifi, Sakartepi üyesi çökellerini yanal-düşey geçiş ilişkisiyle üzerler (Şekil 9A). Bu çevredeki gölssel tortullaşma, sarımsı kumtaşı-çamurtaşı ardışık istifi içinde desimetrik aradüzeyleler olarak yer alan kumlu kireçtaşları ile başlar. Orta-kalın katmanlı

algli kireçtaşından oluşan istif, seyrek olarak sarı renkli ve metrik kalınlıklarda masif çamurtaşı düzeyleri kapsar. Kireçtaşının iri kristalli kesimleri çok kalın belirsiz katmanlıdır. Kocabaş Tepe ve Ağilkaya Tepe çevrelerindeki algal kireçtaşı düzeyleri, Cumaovası volkanizmasının ikinci evresine ait olan beyazımsı gri renkli piroklastikler üzerine uyumlu gelir. Yaklaşık 5 m kalınlığındaki piroklastik düzey, flüviyal çakıltaşları ile Çamköy üyesinin gölssel kireçtaşlarını birbirinden ayırır (Şekil 10A, B). Çetili Tepe üzerinde gözlenen birkaç metre kalınlığındaki biyostromal kireçtaşı düzeyi, tekil ve yanal birleşik iri stromatolitler kapsar (Şekil 10C). Tekil olanları, yeterli ışık koşullarında yukarı doğru hızla büyüyen SH (Stacked Hemispheroid) morfotipli stromatolitlerdir. Yanal büyüme hızının dikey büyümeyi geçtiği durumlarda ise, SH morfotipli tekil stromatolitlerin yanal birleşik şeklini yansıtan LLH-SH (Lateral Link Hemispheroid-Stacked Hemispheroid) morfotipli olanları gelişmiştir.



Şekil 9. A) Çamköy çevresinin jeoloji haritası. 1) Bornova Fliş zonu, 2) Sakartepi üyesi, 3) Çamköy üyesi, 4) Cumaovası volkanitleri (a: Piroklastik üyesi, b: Perlit üyesi, c: Lav üyesi), 5) Alüvyon, 6) Heyelan. B) Sakartepi üyesinin alüviyal çökelleri üzerine sinsedimanter olarak yerleşen ikinci evreye ait riyolit domunun ve tabanında gelişen perlit düzeyinin görünümü (SÜ: Sakartepi üyesi, P: Perlit, R: Riyolit).

Figure 9. A) Geological map of the area surrounding Çamköy. 1) Bornova Flysch Zone, 2) Sakartepi member, 3) Çamköy member, 4) Cumaovası volcanics (a: Pyroclastic member, b: Perlite member, c: Lava member), 5) Alluvium, 6) Landslide. B) View of the second-stage rhyolite dome and perlite level occurred at its base, emplaced as symsedimentary over alluvial deposits of Sakartepi member (SÜ: Sakartepi member, P: Perlite, R: Rhyolite).

Genelleştirilmiş stratigrafide, Tahtalı formasyonu istifinin üst bölümüne yerleştirilen Çamköy kireçtaşı üyesinin, Geç Miyosen tortullaşmasının başlangıcını yansıtan Akçaköy formasyonu tarafından uyumsuzlukla üstlendiği öngörülmüştür. Çalışma alanı içinde iki birim dokanaklı değildir; kurulan bağıl stratigrafi ilişkisi, Kocaçay havzasındaki istiflenme düzeniyle denestirmeye dayanır. Çamköy güneyinde yüzeyleyen Çamköy kireçtaşı, üstlediği flüviyal çökelleri transgresif olarak aşar ve Sakartepe istifine zaman aşmalı yanal-düşey geçiş ilişkisiyle yaslanır. Kireçtaşının üst dokanağı açıktır (Şekil 8, Kesit C-C'). Sancaklı KB'sında, Kocabaş Tepe ile Ağlıkaya Tepe'de yüzeyleyen kireçtaşı düzeyi, Cumaovası volkanizmasının ikinci evresine ait olduğu değerlendirilen felsik piroklastikler aracılığıyla flüviyal çökelleri üzerler. Üst dokanak açıktır (Şekil 10). Piroklastiklerin yerleşimiyle flüviyal sistemin akış düzeni bozulmuş ve Tahtalı alt havzasında Çamköy kireçtaşının çökeldiği sığ göl(ler) oluşmuştur.

Gaziemir Grubu

Gaziemir Grubu kapsamında tanımlanan Geç Miyosen-Erken Pliyosen karasal tortullaşması, altta alüviyal *Akçaköy formasyonu* ve üstte yer alan gölsel *Buca formasyonu* ile simgelenir (Şekil 11). Gaziemir grubunun ilk tanımı, Kocaçay havzasında Göktaş (2012) tarafından yapılmıştır.

Menderes ilçe merkezi batısında yüzeyleyen Akçaköy formasyonu çökellerinin Orta Miyosen yaşlı Cumaovası volkanitlerini uyumsuzlukla üzerlediğine dayanılarak, Gaziemir grubu çökelinin Geç Miyosen'de başlamış olabileceği öngörülmüştür. Ayrıca, Akçaköy formasyonunun Bornova-Çiçekliköy çevresindeki korelanlarında Kaya (1994) tarafından tanımlanan büyük memeli fosillerinin (*Hipparion* sp., *Ceratotherium*

neumayri) Geç Miyosen'i bütünüyle kapsayacak şekilde MN9-13 biyozonları arasında (Hilgen vd. [2012]'ye göre 11,2 My ile 5,3 My arası) dağılım gösterdiği ileri sürülmüştür.

Çalışma alanının kuzey kesimindeki dar bir alanda incelenen Gaziemir grubu çökelleri, "Künerlik-Çileme fayı" ile Bornova kuzeyinde Beşyol-Yakaköy hattı arasında kalan geniş bir alanda yayılım gösterir. KB-GD uzanımlı Künerlik-Çileme fayının KD yönünde çıktığı ve Geç Miyosen havzasını güneyden sınırladığı değerlendirilmiştir (Şekil 11).

Akçaköy Formasyonu

İnceleme alanı içinde, Cumaovası volkanitlerinden türeme bloktaşı, çakıltaşı, çakıllı kumtaşı topluluğundan oluşan ve alttan üste tane boyu incelmeye gösteren tortul istif, Geç Miyosen tortullaşmasının başlangıcını belgeler ve alüvyon yelpazesi ortamında çökeliyi yansıtır. Akçaköy formasyonu, Geç Miyosen havzasının çalışma alanı içine giren batı kenarındaki tortullaşmayı temsil eder. Birimin Akçaköy'den alınan adı ilk kez bu çalışmada kullanılmıştır. Bölgenin bireşimsel stratigrafisinde, Gaziemir Geç Miyosen havzasının doğu kesiminde çökelen Ayrancılar formasyonunun (Göktaş, 2012) batıdaki korelanı olarak yorumlanmıştır (Şekil 12).

Birimin başlıca yüzlekleri Menderes (Cumaovası) ilçe merkezi çevresindedir. Menderes-Kemalpaşa Mahallesi'nde DSİ tarafından yapılan araştırma sondajı (DSİ-0023) verilerine göre Akçaköy istifinin maksimum kalınlığı 330 metrenin üzerindedir. Gaziemir çevresinde, DSİ-0986 sondajında kesilen kızıl renkli çamurtaşı-kumtaşı egemen distal alüviyal istifin kalınlığı ise >120 metredir (Şekil 11).



Şekil 10. A) Tahtalı Baraj Gölü güneyinin jeoloji haritası (1: Tahtalı formasyonu flüviyal çakıltaşları, 2: Cumaovası volkanitlerinin ikinci evre piroklastikleri, 3: Çamköy kireçtaşı üyesi, 4: Alüvyon, 5: Olası normal fay). B) Tahtalı formasyonunun flüviyal çakıltaşı istifi ile Çamköy kireçtaşı üyesinin gölsel kireçtaşları arasında konumlanan Cumaovası volkanizmasının ikinci evresine ait piroklastiklerin görünümü. C) Çamköy kireçtaşları içinde yer alan iri stromatolitler (Ölçek 10 cm).

Figure 10. A) Geological map of the area in the south of Tahtalı Dam Lake (1: Fluvial conglomerates of Tahtalı formation, 2: Second-stage pyroclastics of Cumaovası volcanics, 3: Çamköy member, 4: Alluvium, 5: Probable normal fault). B) View of the second-stage pyroclastics of Cumaovası volcanism located between fluvial conglomerate succession of Tahtalı formation and lacustrine limestones of Çamköy limestone member. C) Large stromatolites in Çamköy limestone member (Scale is 10 cm).

Tortul istif alttan üste ve Tuzla fayının sınırladığı havza kenarından doğuya doğru tane boyu incelmesi gösterir. Akçaköy-Görece hattının batısında, daha çok örgütlenmemiş bloktaşı ve bloklu iri çakıltaşı ile simgelenen moloz akması fasiyesindeki proksimal çökeller yüzeylenir. Proksimal kesimde, başlıca bileşenleri Cumaovası volkanitlerinden aktarılmış olan kaba taneli çökeller, gri renkli ve belirsiz katmanlıdır.

Stratigrafik olarak üste ve genel sedimantasyon yönüne uygun olarak GD'ya doğru, moloz akması düzeyleri içinde yer alan blok ve iri çakıl boyutları giderek küçülür ve boylanmamış çakılçakıltaşı-kaba kumtaşı karmalarından oluşan matriks oranı artar. Aynı yönde, alüviyal çökelinin medyal kesimlerine doğru, kanal dolgularıyla simgelenen örgülü akarsu çökelleri egemenlik kazanır ve ayrışma rengi genel olarak soluk kırmızıya döner.

Bu bölümlerdeki kanal dolgularını oluşturan küçük çakıltaşlarında, Bornova Fliş Zonu'ndan türeme bileşenlerde artış gözlenir.

Genelleştirilmiş stratigrafide, geç Orta Miyosen yaşlı Cumaovası volkanitleri üzerinde yer alan Akçaköy formasyonu, Menderes batısındaki yayılım alanı içinde Bahçecik formasyonu, Yeniköy formasyonu ve Cumaovası volkanitlerini açılı uyumsuz dokanaklarla örter. Havzanın doğu kenarında, birimin zaman-kaya stratigrafik korelanı olarak çökelen Ayrancılar formasyonu, Kemalpaşa grubu çökelleri ile Bornova Fliş Zonu kayaları üzerinde açılı uyumsuzdur (Göktaş, 2012). Birimin üzerine, yanal-düşey geçiş ilişkisiyle Buca formasyonunun gölsel çökelleri gelir. Pancar-Yenibulurca-Oğlananası çevrelerindeki arazi gözlemleri ve DSİ sondaj verilerine göre, Akçaköy alüviyal çökellerinin Buca gölsel istifine alttan üste yanal girik gelişim gösterdiği değerlendirilmiştir (Şekil 11).

Buca Formasyonu

Buca formasyonu gölsel kireçtaşı ve yeşil renkli kiltası istiflerinden oluşur. Birimin Buca ilçesinden alınan adı ilk kez bu çalışmada kullanılmıştır. Tortul istifin kiltası egemen bölümleri *Develi üyesi* adıyla ayırtlanmıştır. Birim, çalışma alanının KD kesiminde, Kısıık ile Tekeli köyleri arasında yüzlek verir (Şekil 11).

Kireçtaşı-dolomitik kireçtaşının ayrışma yüzeyi beyazımsı gri, taze kaya ise bej ya da açık gri renklidir. Genellikle orta-kalın katmanlı olan kireçtaşı istifin altından üstüne doğru katmanlanma giderek kalınlaşır ve katmanlanma düzlemlerine koşut yoğunlaşmış algal düzeyler

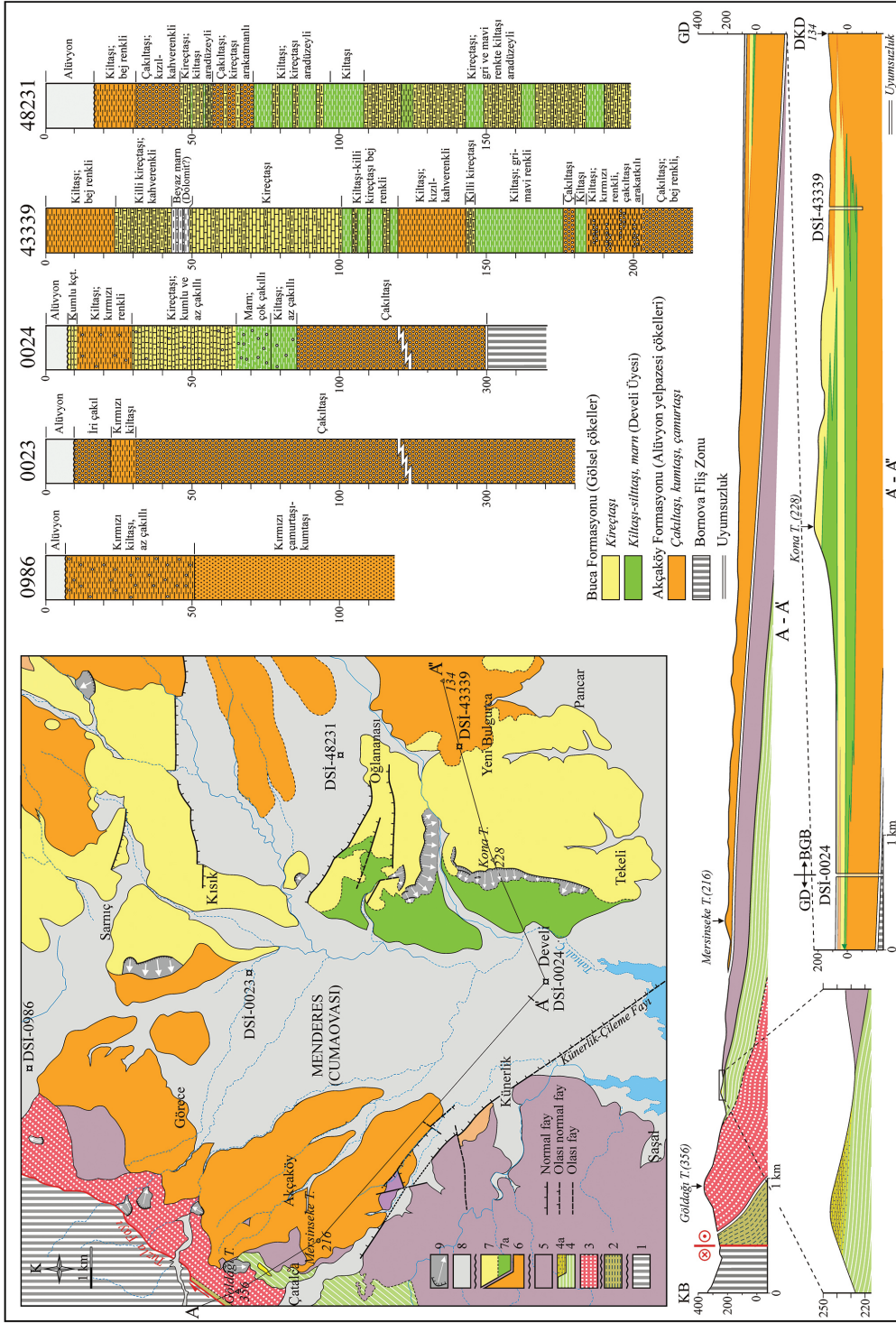
ortaya çıkar. Kireçtaşlarının bölümsel ve tümsel silisleşmiş kesimleri belirsiz kalın katmanlıdır ve düzensiz çört nodülleri kapsar. Tortul istif, genellikle yeşil renkli kiltası aradüzeyleri kapsar. Kiltası katmanları çoğunlukla masif ve desimetrik kalınlıklardadır. Metrik kalınlıklara ulaşan kiltası düzeyleri içinde killi kireçtaşı-dolomitik kireçtaşı arakatmanları bulunur. Develi ile Tekeli arasında, yeşil-bej kiltası ve beyaz kireçtaşı düzeyleri ile ardalanan beyaz ve bej renkli dolomit düzeyleri bulunur. Develi ile Yenibulurca arasındaki kireçtaşı istifi, batıda Develi üyesi üzerinde yer alırken, doğuda Akçaköy formasyonunun alüviyal çökellerine yanal giriktir. Yanal geçiş aralığındaki alüviyal çökeller, metrik kalınlıklarda kireçtaşı aradüzeyleri kapsar. Buca formasyonunun simgelediği gölsel istifin, Gaziemir grubunun çökeldiği havzanın batı kenarındaki alüviyal çökelleri Develi üyesi aracılığıyla üzerlediği kabul edilmiştir. Çalışma alanında Holosen alüvyonları ile örtülü olduğundan gözlenemeyen stratigrafi ilişkisi 54133 ve 0024 numaralı DSİ sondaj verileriyle doğrulanmıştır (Şekil 11).

Akartuna (1962)'nin "Üst seri" kapsamında tanımladığı Buca formasyonu, "Yaka Kireçtaşı" (Akdeniz vd., 1986) yüzleklerinin bir bölümü ile deneştirilebilir.

Develi Üyesi

Buca formasyonu içinde yer alan kiltası egemen istif, Develi üyesi adıyla ilk kez bu çalışmada tanımlanmıştır. Birimin adı Develi köyünden alınmıştır.

Tortul istifin çalışma alanında yaklaşık 70 metre kalınlığındaki başlıca yüzleği Develi doğusundadır (Şekil 11).



Şekil 11. Menderes ilçesi çevresinin jeolojisi haritası ve bu bölgede yüzeyleyen Gaziemir grubu çökeltilerinin DSI araştırma sondajlarına dayanılarak önerilen istiflenme düzeni. 1) Bornova Fliş Zonu, 2) Çatalca fm., 3) Bahçecik fm. + Akselvi Ü., 4) Edil Ü. (a: Çaltılıgedik kireçtaşı), 5) Cumaovası volkanitleri, 6) Akçaköy fm., 7) Buca fm. (a: Kona Ü.), 8) Alüvyon, 9) Heyelan.

Figure 12. Geological map and geological cross sections of the area surrounding Menderes town, and inferred measured columnar sections according to the research wells drilled by DSI (State Hydraulic Works) for the deposits of Gaziemir group exposed in this region. 1) Bornova Flysch Zone, 2) Çatalca fm., 3) Bahçecik fm. + Akselvi M., 4) Edil M. (a: Çaltılıgedik limestone), 5) Cumaovası volcanics, 6) Akçaköy fm., 7) Buca fm. (a: Kona M.), 8) Alluvium, 9) Landslide.

Kiltaşı egemen istif genel olarak yeşil renklidir. Mavimsi gri ve kızıl-kahverenkli düzeyler seyrek olarak bulunur. Kiltaşı düzeyleri genellikle içyapısız ve belirsiz katmanlıdır. Katmanlanma, istifin üst bölümlerinde belirginlik kazanır. Altta bulunan Akçaköy formasyonunun distal çamurtaşlarını izleyerek gelişen gölsel tortullaşma, kumtaşı ve silttaşı arakatlılarıyla başlar. Desimetrik kalınlıklardaki kumtaşı düzeyleri, yeşilimsi gri renkli, çoğunlukla kaba taneli, tane destekli ve zayıf pekişmiştir. Kiltasından egemen kireçtaşına geçiş aralığında, yeşil ve soluk kahverenkli kiltaslı düzeyleri kireçtaşı ile aralanır. Pembemsi soluk kahverenkli masif çamurtaşı düzeyleri olası sepiyolit ve paligorskit içeriklerini ima eden makroskopik belirtiler kapsar. Birimin en üstünde yer alan kireçtaşı istifinin tabanındaki yeşil renkli masif kiltaslı düzeyleri, Cumaovası riyolitik volkanitlerinden mineral erimesi yoluyla çökeldiği düşünülen bor tuzu(?) pseymorfları kapsar. Beyaz renkli ve masif dolomitik kireçtaşı düzeyleri ile birbirinden ayrılan dört ayrı horizon gözlenmiştir. En çok 4 metre kalınlığındaki en üst düzey içinde, bütünüyle kalsifiye olmalarına karşın özgün kristal formlarını korumuş tekil ve birleşik nodüller şeklinde kolemanit(?) pseymorfları bulunur.

NEOJEN VOLKANİZMASI

Çubukludağ havzasındaki Neojen volkanizması *Cumaovası volkanitleri* (Eşder ve Şimşek, 1975) ile simgelenir.

Cumaovası Volkanitleri

Cumaovası volkanitleri, Çubukludağ havzasında geç Orta Miyosen'de etkinleşen kalkalkalen karakterli asidik volkanizmanın yüksek potasyumlu riyolitik ürünlerinden oluşur. Bu çalışmada, bağıl kayastratigrafi ilişkilerine göre iki ana evrede geliştiği önerilen Cumaovası volkanizmasının her aşaması, önce eksplozif,

sonra ekstrüviz ürünler vermiştir. Esas olarak su altında (Edil gölü içinde) gelişen volkanizmanın birinci evresi, altta *Piroklastik üyesi* ve üstte yer alan *Lav üyesi* ile temsil edilir. Özellikle lav fasiyesinin tabanında *Perlit üyesi* ayırtlanmıştır. Bölgedeki perlit oluşumunu inceleyen Zucci (1970) ve Özgenç (1978a), ilk kez volkanizmanın iki evreliliğini ileri sürmüşlerdir. Bu çalışmanın, Cumaovası volkanitlerine yönelik ilk sonuçları Göktaş (2013)'ta sunulmuştur.

Piroklastik Üyesi

İlk freatomagmatik patlamaların ürettiği piroklastik fasiyesler, volkanostratigrafik olarak alttan üste doğru yaklaşık bir düzen içinde değişim gösterir. Genel olarak temel türbülansı (base surge) ve kül döküntüsü (ash fall) ile daha az oranda geri düşme (air fall) fasiyeslerinin egemenliğinde başlayan hidrovulkanik çökelim, ignimbirit düzeyleri ile devam eder. Temel türbülansı, kül döküntüsü tuf ve zayıf kaynaklı ignimbirit fasiyesleri arasında bağıl oransal değişimli piroklastik düzeyler, istifin alt bölümlerine egemendir. İzleyen bölümlerde, temel türbülansı aradüzeyleri ile ayrılan ignimbirit üniteleri baskındır. Kaba riyolitik klastik piroklastik yoğunluk akıntısı düzeylerinden oluşan üst bölümler, kaynaklı ignimbirit ve bloklu kül akışı (blocky ash) fasiyeslerindedir. İstif genelinde, fasiyes değişimine bağlı olarak piroklastik düzeylerin tekil ve tümel kalınlıkları ile içerdikleri türdeş lav klastlarının kül matrikse oranı ve boyutları alttan üste doğru artış gösterir (Şekil 12A, B).

Cumaovası volkanizmasının erken dönem ürünleri, Edil üyesinin çökeldiği gölde tortullaşmaya katılmıştır. Edil üyesinin laminalı şeyl egemen istifi içinde yer alan kül döküntüsü tuf arakatmanları, kötü korunmuş bitki kalıntıları kapsar. Edil gölsel istifini bağıl olarak alt ve üst bölümlere ayıran 50 metreyi aşkın kalınlıktaki piroklastik düzey ilk freatomagmatik patlamayı yansıtır. Tipik olarak Akbaldır Dere vadisinde

izlenen bu piroklastik düzey, ağırlıklı olarak ince-orta taneli kül döküntüsü tuf katmanlarından oluşur ve az oranda kaynaklanmamış ignimbirit aradüzeyleri kapsar.

Birinci patlama evresinde yerleşen piroklastik istiflerin alt bölümlerini oluşturan beyazımsı açık gri renkli temel türbülansı çökelleri, çoğunlukla kaba kül boyutlarında, iyi boylanmış ve tane destekli paketlenmiş olan santimetrik kalınlıklardaki tuf katmanlarından oluşur (Şekil 12C). Künerlik batısında işletilen pomza ocaklarında tipik olarak gözleendiği gibi, ağırlıklı olarak düzlemsel paralel, seyrek olarak 'dün/antidün' tipi katmanlanma sunan temel türbülansı çökelleri, desimetrik kalınlıklardaki geri düşme çökellerini aradüzey olarak kapsar (Şekil 12D). Yersel olarak gözlenen 'U-biçimli kanal' yapıları tipiktir (Şekil 12E, F).

Metrik kalınlıklarda masif düzeylerden oluşan ignimbirit akıntıları, temel türbülansı fasiyesindeki piroklastiklerin yerleşimini izleyerek artış gösterir. İgnimbirit düzeyleri çoğunlukla beyazımsı açık gri renkli ve zayıf kaynaklıdır. İgnimbirit üniteleri arasında çoğunlukla temel türbülansı düzeyleri bulunur. İgnimbirit düzeylerinde artış gösteren köşeli riyolit klastları, temel türbülansı katmanları içinde daha düşük orandadır. Bornova Fliş Zonu'ndan ve Alt-Orta Miyosen yaşlı çökellerden aktarılmış rastlantısal litikler olağan olarak bulunur. Litik bileşenlerin büyüklükleri genellikle 2-10 mm arasındadır; 10-65 mm arasındaki klastlar azınlıktadır. İgnimbiritlerin içerdiği köşeli-küt köşeli riyolit klastlarının çoğu etkin devitrifikasyona uğramıştır. (Şekil 12G).

Piroklastik istifin üst bölümü, yüksek volkaniklast yoğunluklu ve kaynaklanmış piroklastik akma ünitelerinden oluşur (Şekil 12A, B). Çok kalın ve masif düzeyler ile simgelenen akma üniteleri bloksu ayrışmalı, bordo ya da koyu kırmızı-kahverenkli ve karakteristik olarak kaba volkaniklastlıdır. Masif ya da akma laminalı riyolit, devitrifiye riyolit ve pomzadan oluşan

desimetrik büyüklüklerdeki klastlar çoğunlukla küt köşeli, seyrek olarak yarı yuvarlaktır. Bornova Fliş Zonu'ndan aktarılmış kaba klastlar, bu düzeyler içinde az oranda bulunur.

Lav Üyesi

Genellikle bloksu ayrışmalı olan riyolit lavları, mavimsi koyu gri, pembe, kırmızı, bordo ve soluk sarımsı gri renkli, akma yapılı ya da masiftir. Çamköy kuzeyindeki isale hattı yarmasında gözleendiği gibi, yersel olarak gelişmiş poligonal soğuma sütunlarına rastlanır (Şekil 13A, B). Lavlarda yer yer yaygınlaşan gaz boşluklarının bazıları opal ve kalsedonla dolgulanmıştır. Opal dolguları çoğunlukla beyaz ve krem renklidir. Karacık vd. (2011), Gümüldür çevresinde saptadıkları kırmızı ve turuncu renkli opallerin, gemolojik değeri bilinen 'ateş opali'ne yakın özelliklerde olduğunu belirtir. Lavların, Edil üyesi üzerinde gözlenen devitrifiye olmuş taban bölümlerinde, santimetrik büyüklüklerde sferülit/litofiz nodülleri yaygın olarak gelişmiştir (Şekil 13C, D, E). Bazı kesimlerde, buhar fazı ürünleri olan litofizler (lithophysae) yaygın olarak gelişmiştir. Seyrek olarak halkalı büyüme yapılarına rastlanır (Şekil 13F, G). Genellikle santimetrik, seyrek olarak desimetrik büyüklüklerde ve tekil olarak gözlenen litofizler, yer yer tane değimli olabilecek kadar yoğunlaşır. Wipp (2006), çoğunlukla litofizler ile lavların gaz boşluklarında ve nadiren kompakt lavlar içinde 1,5 cm'ye kadar büyümüş yarı özşekilli trapezodrik granatlar (almandin-spessartin) saptamış ve kristalleşmenin buhar fazında oluştuğunu ileri sürmüştür (Şekil 13H, İ). Cumaovası volkanitleri kapsamındaki yüksek potasyumlu ve kalkalkalen karakterli riyolit lavları ile Sakız Adası'nda aynı türden granatlar içeren 15,9 My K/Ar yaşlı "Profitis İlias Riyoliti" (Mitropoulos vd., 1999) arasında büyük benzerlikler vardır.



Şekil 12. A, B) Piroklastik istifin orta-üst bölümlerindeki egemen fasiyes değişimi (a: Temel türbülansı düzeyleri ile ayrılan kaynaklanmamış ignimbritlerin egemen olduğu bölüm, b: Kaynaklı ignimbrit ve bloklu kül akışı fasiyeslerindeki yoğunluk akıntısı düzeylerinin egemen olduğu üst bölüm), C) Genel olarak santimetrik-desimetik kalınlıklarda düzlemsel paralel katmanlı temel türbülansı istifi, D) Düzlemsel paralel katmanlı temel türbülansı istifi içinde nadiren izlenen antidün(?) tipi katmanlanma. Akış yönü sağa, antidün göçü sola doğrudur, E, F) Yersel olarak izlenen 'U-biçimli kanal' yapıları (Çekiç boyu 33 cm'dir), G) Genel olarak yüksek oranda riyolit klastı içeren kaynaklanmamış ignimbrit ünitelerinin bazılarında, kaba riyolit klastlarının devitrifiye olduğu gözlenir.

Figure 12. A, B) Facies variation in the middle and upper parts of pyroclastic sequence (a: the part dominated by unwelded ignimbrites separated with the levels of base surge, b: the upper part dominated by welded ignimbrite and blocky ash flow facies formed by density currents), C) Generally centimeter to decimeter thick, planar and parallel-bedded sequence of base surge, D) Antidune(?) bedding rarely found within the planar parallel-bedded base surge sequence. Flow direction is toward right, and antidune migration is toward left, E, F) Locally traced 'U-shaped channel' structures (Length of hammer is 33 cm), G) It is generally observed that coarse rhyolite clasts were entirely devitrified in some of unwelded ignimbrite units bearing a high ratio of rhyolite clasts.

Perlit Üyesi

Genel olarak Edil üyesi kapsamındaki gösel çökeller üzerine sualtında yerleşen riyolit lavlarının taban kesitleri ile kızgın piroklastik akma üniteleri hidrasyona uğrayarak perlitleşmiştir. Edil üyesi çökelleri üzerine yerleşen lav domlarının tabanlarındaki kompakt perlit oluşumu daha kalın, yanal sürekli ve ekonomik boyutlardadır (Şekil 14A). Cumaovası volkanitleri kapsamındaki perlitlere yönelik çalışmalar Zucci (1970) ile başlayıp, Özgenç (1975, 1978b, 1992, 1993) ile devam etmiştir. Tipik olarak sedef parlaklığındaki mavimsi koyu gri rengiyle ayırtılan perlitler, Özgenç (1978) ve Eşder (1988)'den yararlanılarak haritalanmıştır. Volkanitlerin ilksel doku özellikleri, perlitleşme yoğunluğuna bağlı olarak değişen oranlarda silinmiştir. Edil üyesi ile dokanaktaki devitrifiye ignimbirit düzeylerinin bazılarında soğuma sütunları gelişmiştir (Şekil 14B).

Optik Mineraloji-Petrografi

Cumaovası volkanitlerinin, mineralojik-petrografik incelemelerde riyolit olarak tanımlanan lavları vitrofirik ya da porfirik dokuludur. Başlıca fenokristaller kuvars ve sanidindir; az oranda plajiyoklaz ve biyotite rastlanmıştır. Kuvars fenokristalleri, genellikle iri ve çatlaklı, özşekilli ya da yenmiştir. Genellikle karlsbad ikizlenmeli ve glomeroporfirik dokuda gözlenen sanidinler, yer yer magmatik korozyona uğramış ve yenmiştir. Az oranda gözlenen plajiyoklazlar, çoğunlukla polisentetik ikizlenmeli ve glomeroporfirik dokuludur. Seyrek olarak elek dokusu gösteren plajiyoklazlara rastlanır. Nadiren gözlenen biyotit fenokristalleri, kenar ve dilinimlerinden itibaren yer yer tamamen opaklaşmıştır. Hamurda devitrifikasyon, akma dokusu ve sferülitik doku özellikleri yaygın olarak gözlenir.

Ana Element Oksit Jeokimyası

Cumaovası volkanitlerinin lavlarından alınan Innocenti ve Mazzuoli (1972)'nin 5, Hasözbeke (2000)'in 13 ve Wipp (2006)'nın 14 örneğinin ana element analiz sonuçları topluca değerlendirilmiştir. Bu çalışmada alınan 15 örneğin ana element verilerine yönelik değerlendirmeler, önceki çalışmaların sonuçlarıyla uyum içindedir. Buna göre, Le Bas vd. (1986)'nin TAS diyagramında riyolit alanında toplanan lav örneklerinin tümü, Irvine ve Baragar (1971) ayırımına göre subalkali bölümde yer alır (Şekil 15A). Irvine ve Baragar (1971)'in AFM diyagramına yansıtılan verilere göre, örnekler kalkalkali karakterlidir (Şekil 15B). Le Maitre vd. (1989)'in K_2O-SiO_2 diyagramında değerlendirilen örnekler "yüksek potasyumlu riyolit" özelliği gösterir (Şekil 15C).

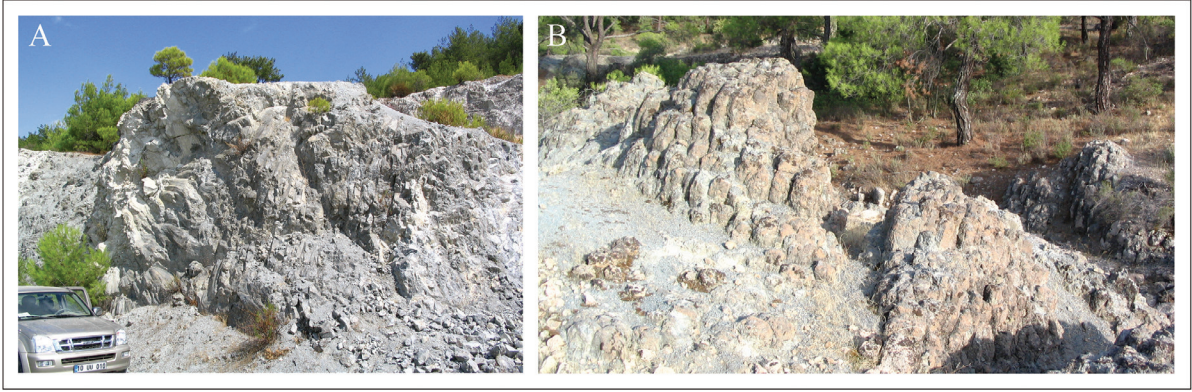
Jeokronoloji

Borsi vd. (1972), kıyı Ege bölgesindeki volkanitlerin jeokronolojik ve petrolojik özelliklerini araştırdıkları çalışmalarında, üst kabuğun kısmi ergimesiyle ilişkilendirdikleri Cumaovası riyolitlerinden ("İzmir-Lebedos rhyolites") $12,5 \pm 3,5$ My K/Ar yaşı aldıkları bilinmektedir (Değinenilen örnek, eski Keler köyü kuzeyindeki Pilav Tepe'den alınmıştır). Bu proje kapsamında, riyolit lavlarının hidrotermal alterasyondan fazla etkilenmemiş kesimlerinden beş adet radyometrik analiz amaçlı örnek alınmış, K/Ar yöntemiyle yapılan analizlerde 13,0 My ile 13,8 My arasında değişen yaşlar alınmıştır (Göktaş, 2013). Göktaş (2013), Sözbilir vd. (2011)'in Kocaçay havzasında $13,8 \pm 0,1$ My Ar^{40}/Ar^{39} yaşı aldıkları riyolitik kül döküntülerini Cumaovası volkanizmasıyla ilişkilendirmiştir.



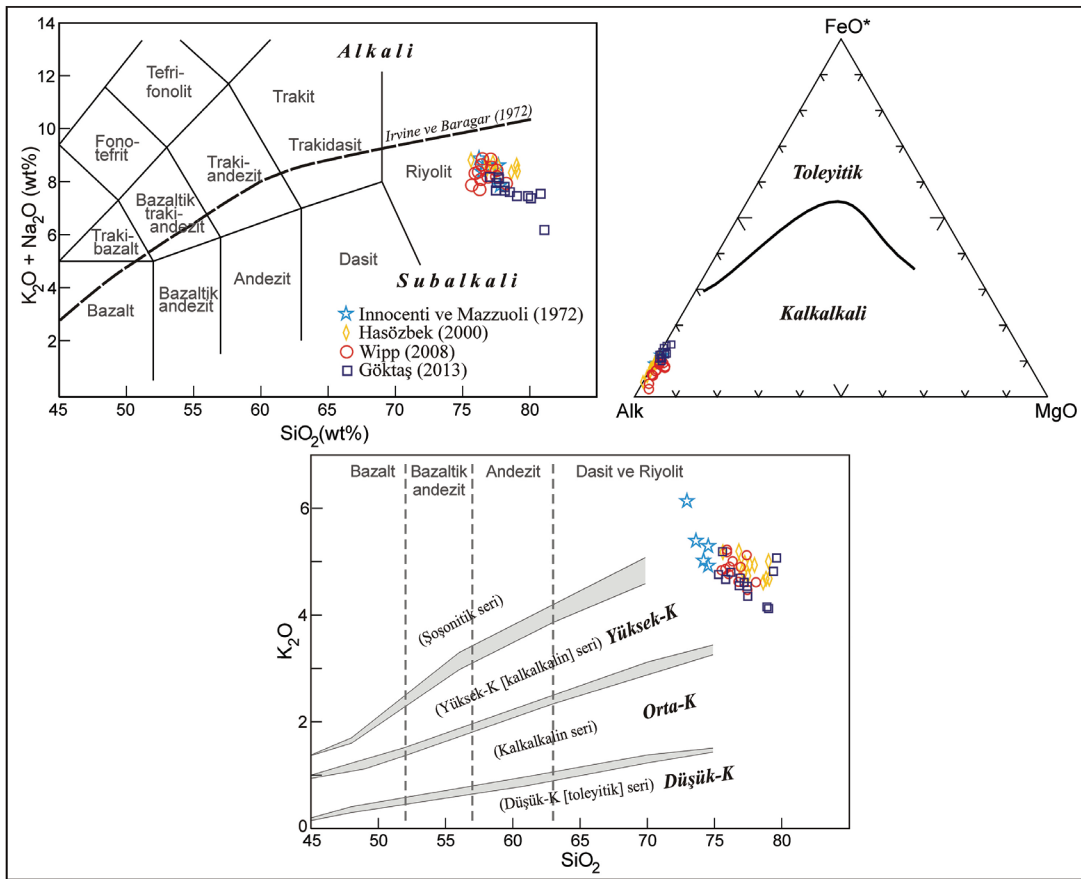
Şekil 13. A, B) Riyolit lavlarının bazı kesimlerinde gözlenen poligonal soğuma sütunları; C, D, E) Edil üyesi üzerine gelen lavların devitrifikasyona uğramış taban kesimlerinde sıklıkla gözlenen sferülitler; F, G) Görece batısındaki bloksu ayrışmalı riyolit lavlarındaki halkalı litofizler (Wipp, 2006); H, İ) Lavlar içinde gözlenen özşekli/yarı özşekli granat kristalleri (Wipp, 2006).

Figure 13. A, B) Polygonal cooling-induced columnar joints observed in some parts of the rhyolite lava; C, D, E) spherulites most of which are observed in the devitrified base parts of lavas overlying Edil member; F, G) Annular lithophysae, which are detected in blocky weathered rhyolite lavas in the west of Görece (Wipp, 2006); H, İ) Euhedral/subhedral garnet crystals observed within rhyolite lavas (Wipp, 2006).



Şekil 14. A) Perlit işletmesinden bir görünüm, B) Az gelişmiş soğuma sütunlarının gözlemlendiği perlitize ignimbirit düzeyleri.

Figure 14. A view from a perlite quarry, B) Perlitized ignimbrite levels in which poorly developed cooling-induced columnar joints are observed.



Şekil 15. Ana element oksit verilerinin A) TAS diyagramında (Le Bas vd., 1986), B) AFM diyagramında (Irvine ve Baragar, 1971), C) K_2O-SiO_2 diyagramında (Le Maitre, 1989) değerlendirilmesi.

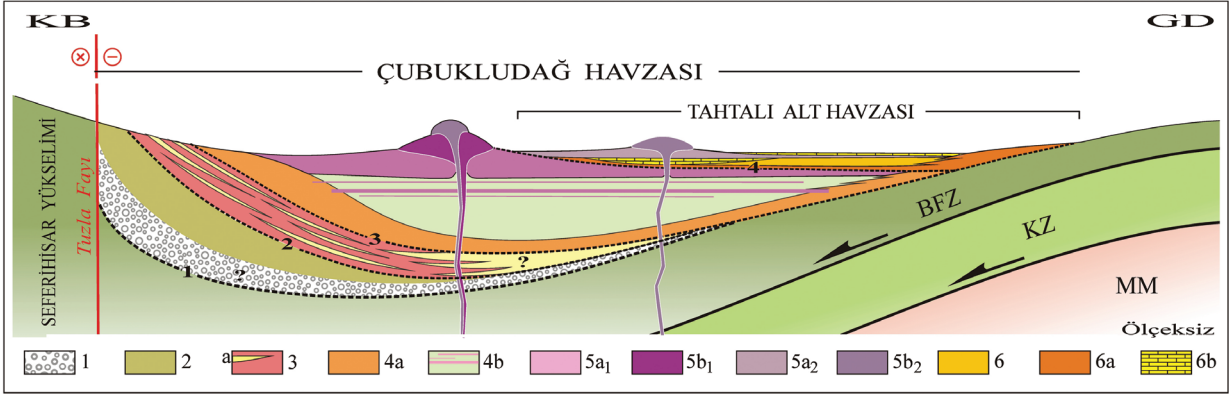
Figure 15. Evaluation of analysis results for major elements taken from rhyolite lavas A) on TAS diagram (Le Bas et al., 1986), B) on AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971), C) on K_2O-SiO_2 diagram (Le Maitre, 1989).

SONUÇLAR ve TARTIŞMA

Akhisar Çöküntüsü'nün Çubukludağ havzasını kapsayan inceleme alanında, karasal Neojen istifinin tabanı gözlenmez. Erken-Orta Miyosen yaşlı Çubukludağ grubunun en alt bölümünde yer alan Çatalca formasyonu, aktif Tuzla Fayı'nın verrev atımlarıyla gömülerek alttan eksiltmiştir. Gözlenebilen en alt kesiminde kömürlü bataklık düzeyleri ile başlayan ve genel olarak düşük enerjili limnik-flüviyal çökellerden oluşan Çatalca formasyonunun tabanında bulunması beklenen alüviyal fan/delta çökellerinin, Tuzla Fayı'nın batı bloğu üzerindeki bölümü aşınmış, doğuda kalan havza bölümünde ise kendisinden daha genç çökeller tarafından örtüldüğü varsayılmıştır. Çatalca formasyonu üzerine tortullaşma kesikliği içermeyen uyumsuzlukla gelen Bahçecik formasyonu, havza genelinde çökeltme enerjisindeki ani artışı yansıtan kaba kırıntılılardan oluşur. Bahçecik formasyonunun Kocaçay havzasındaki eşdeğeri kabul edilen Kesmedağı formasyonu (Göktaş, 2012) istifinin en üst bölümünde Kaya vd. (2007) tarafından tanımlanan MN4 biyozonuna ait küçük memeli faunası, çökeltimin geç Erken Miyosen'de geliştiğini gösterir. Ağırlıklı olarak kıvılcı-bordo renkli çakıldaş düzeylerinden oluşan ve yelpaze deltası ortamında tortullaşmayı yansıtan Bahçecik formasyonu, Kesmedağı formasyonu gibi yanal süreksiz gölssel kireçtaşı aradüzeyleri kapsar. Bahçecik formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelen ve alüviyalden gölssel ortama evrimi yansıtan Yeniköy formasyonu ile alüviyal, flüviyal ve gölssel çökellerden oluşan Tahtalı formasyonu Orta Miyosen tortullaşmasını yansıtır. Olasılıkla Orta Miyosen başlarında, havzanın batı sınır fayının yeniden etkinleşmesiyle tetiklenen Yeniköy formasyonu tortullaşması, havza kenarı çökeltimini simgeleyen yelpaze deltası çökelleriyle

başlar ve gölssel çökellerle sona erer. Yelpaze deltası sisteminin su üstü çökelleri, kıvılcı-bordo renkli ve düşük dokusal olgunluktaki flüviyal çakıldaşlarından oluşur. Su altı bölümü ise, gölssel kıltaşı-silttaşı aradüzeyleri kapsayan kumtaşı-çakıllı kumtaşı egemen istifi ile simgelenir. Su altı yelpaze deltası çökellerine yanal giriklikle çökelen gölssel Edil Üyesi, ağırlıklı olarak laminalı şeyllerden oluşur ve Cumaovası volkanizmasının erken dönemine ait felsik piroklastik aradüzeyler kapsar.

Yeniköy formasyonu tortullaşmasının son dönemlerinde etkinleşen ve Tahtalı formasyonu çökeltimiyle yanal ilişkili olarak geliştiği öngörülen Cumaovası volkanizması, 13,0 My-13,8 My arasında yaşlandırılan (Göktaş, 2013) kalkalkali riyolitik volkanitler ile simgelenir. Cumaovası freatomagmatik volkanizmasının birinci evresi, Yeniköy formasyonunun çökeltmekte olduğu Edil gölü içinde gelişmiştir. Gölssel istif içinde yer alan yaklaşık 50 metre kalınlığındaki felsik piroklastik düzey, erken dönem ürünüdür. Volkanizmanın birinci evresindeki patlamaların ürettiği çok katlı piroklastik akma düzeylerinin Edil gölssel çökelleri üzerine yerleşimiyle havza bütünüyle dolmuş ve Yeniköy formasyonu tortullaşması sona ermiştir. Çubukludağ havzasının ortalama eksen uzanımına uygun olarak KD-GB doğrultusunda yayılım gösteren birinci evre Cumaovası volkanitlerinin hidrovulkanik ürünleri ve riyolit domları, Yeniköy ile Tahtalı formasyonlarını yaklaşık olarak birbirinden ayırır. Başka bir anlatımla, birinci evre Cumaovası volkanitlerinin yerleşimiyle Yeniköy formasyonunun çökeldiği havza kapanmış ve volkanik aksın kabaca doğusunda kalan alanda, Tahtalı formasyonunun ikinci evre Cumaovası volkanitleriyle yanal ilişkili olarak çökeldiği alt havza biçimlenmiştir (Şekil 16).



Şekil 16. Çubukludağ grubu kaya birimlerinin şematik istiflenme düzeni. 1) Olası alüviyal fan/delta çökelleri, 2) Çatalca formasyonu, 3) Bahçecik formasyonu (a: Sarımustafa üyesi), 4) Yeniköy formasyonu (a: Akselvi üyesi, b: Edil üyesi), 5) Cumaovası volkanitleri (a₁: Birinci evre piroklastik üyesi, b₁: Birinci evre lav üyesi, a₂: İkinci evre piroklastik üyesi, b₂: İkinci evre lav üyesi), 6) Tahtalı formasyonu (a: Sakartepe üyesi, b: Çamköy üyesi). 1: Erken Miyosen uyumsuzluğu, 2: Geç Erken Miyosen uyumsuzluğu, 3: Erken Orta Miyosen uyumsuzluğu, 4: Geç Orta Miyosen uyumsuzluğu. MM: Menderes Masifi, KZ: Kikladik Zon, BFZ: Bornova Fliş Zonu.

Figure 16. Schematic sequential restoration put forward for the rock units of Çubukludağ group 1) Probable alluvial fan/deltaic deposits, 2) Çatalca formation, 3) Bahçecik formation (a: Sarımustafa member), 4) Yeniköy formation (a: Akselvi member, b: Edil member), 5) Cumaovası volcanics (a₁: First-stage pyroclastic member, b₁: First-stage lava member, a₂: Second-stage pyroclastic member, b₂: Second-stage lava member), 6) Tahtalı formation (a: Sakartepe member, b: Çamköy member). 1: Early Miocene unconformity, 2: Late Early Miocene unconformity, 3: Early Middle Miocene unconformity, 4: Late Middle Miocene unconformity. MM: Menderes Massif, KZ: Cycladic Zone, BFZ: Bornova Flysch Zone.

Genç vd. (2001)'nin genelleştirilmiş stratigrafilerinde gösterilen Cumaovası volkanitleri, Akartuna (1962)'nin Dasiyen verisi doğrultusunda Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı kabul edilen Yeniköy formasyonu ile yanal ilişkili kabul edilmiştir. Cumaovası volkanitleri için Genç vd. (2001)'nin alıntılıdığı 11,5 My ve 9 My K/Ar yaşları için kaynak gösterilen çalışmalarda (Borsi vd., 1972 ve Özgenç, 1978) bu radyometrik veriler bulunmamaktadır. Karacık vd. (2013), Genç vd. (2001)'nin Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı kabul ettikleri Yeniköy formasyonuna yanal girik riyolit lavlarından aldıkları 17.2 My ile 17.9 My arasında değişen K/Ar yaşları ile bu çalışmada alınan 13,8 My-13,0 My arasındaki K/Ar yaşları arasında uyumsuzluk vardır.

Çubukludağ grubunun Tahtalı formasyonundan yaşlı sedimanter kaya birimlerinin istiflenme düzeni ve havza içindeki dağılımları, tortullaşmanın "İzmir -transfer-

faı"nın (Kaya vd., 2007) GB devamı olan doğrultu atımlı Tuzla Fayı tarafından kontrol edildiğini göstermektedir. Birinci evre Cumaovası volkanitlerinin yerleşimiyle oluşan Tahtalı alt havzasındaki çökelim ise bu denetimin dışında kalmıştır (Şekil 16). Havza, Cumaovası volkanitlerinin yerleşimine kadar olan Erken Miyosen-erken Orta Miyosen döneminde, doğu bloğu batıya doğru sürekli çöken bu sınır fayı tarafından asimetric biçimlendirilmiştir. Çubukludağ grubu çökeliminin doğrultu atımlı Tuzla Fayı'ndan doğuya doğru zaman aşmalı gelişimi, yanal havza asimetrisinin göstergesidir. Çubukludağ istifinin en yaşlı ve kalın bölümleri batıda, görece genç ve daha ince bölümleri ise çöküntünün doğu kesiminde yer alır (Şekil 16). Depolanma eksenlerinin yanal göçüyle ortaya çıkan havza asimetrisinin ve kalın stratigrafi kesitleriyle belirlenen episodik hızlı çökme eğiliminin, doğrultu atımlı havzaların başlıca

özelliklerinden olduğu gösterilmiştir (Christie-Blick ve Biddle, 1985).

Çubukludağ havzasının güney bölümünde esas olarak Bahçecik formasyonu çökelleri yüzeyler. Kuzey bölümde ise Çatalca, Bahçecik ve Yeniköy formasyonlarından oluşan eksiksiz bir istiflenme gözlenir. Bu durumun, aksiyal havza asimetrisini gösterdiği ileri sürülebilir. Havzanın güney bölümü, belirgin olarak sıkışma deformasyonuna uğramıştır. Orhanlı güneyinde yüzeyleyen havza dolgusunun, özellikle Tuzla Fayı'na yaklaştıkça sıklaşan ve kanat eğimleri artan KD-GB eksen uzanımlı kıvrımlanma deformasyonu geçirdiği; Tuzla Fayı'nın Cumalı Ilıcaları batısındaki bölümünde ise, Bornova fliş zonu kayalarının Bahçecik formasyonu çökellerine bindirdiği gözlenir (Eşder, 1988; Emre vd., 2005). Kuzey bölümde, Çubukludağ grubu çökelinin başlangıcından itibaren egemen olan serbestleme/çökme eğilimi ise, Cumaovası volkanitlerinin yerleşimine kadar olan süre içinde, Çatalca+Bahçecik+Yeniköy formasyonlarından oluşan eksiksiz tortul istifin 1500 metreye yaklaşan kalınlıklara ulaşmasını sağlamıştır. Edil üyesi gölsel istifinin havza içinde yalnızca Yeniköy çevrelerinde çökmesi ve kalınlığının 600 metreye kadar ulaşması, serbestleme alanı olarak yorumlanan kuzey bölümdeki hızlı çökmenin kanıtı olarak gösterilebilir.

Akhisar Çöküntüsü'nün, bölgesel sıkışmaya eşlik eden K-G doğrultulu egemen genişleme sürecinde, Geç Miyosen başlarından Günümüz'e kadar, ortalama KB gidişli ve genellikle kuzey yönünde çökmüş verev/normal faylarla enine bölündüğü bilinmektedir (Emre vd., 2011; Özkaymak vd., 2012). Akhisar çöküntüsünün GB bölümünde çökelmiş Çubukludağ havza dolgusunu KB yönünde kesen en önemli normal fay ise, bir anlamda "yapısal-stratigrafik bölme hattı" olarak yorumlanan Künerlik-Çileme fayıdır. Bu hipotetik hat, taban bloktaki Alt-Orta Miyosen yaşlı Çubukludağ grubu kaya birimleri ile tavan bloktaki Üst Miyosen-Erken Pliyosen

yaşlı Gaziemir grubu çökellerini birbirinden ayırır ve Gaziemir grubu çökellerinin depolandığı Geç Miyosen havzasını güneyden sınırlar (Şekil 11).

Çubukludağ havzasının Erken Miyosen'de açılımla başlayan Çubukludağ grubu tortullaşmasının Orta Miyosen sonlarına kadar devam ettiği önerilmiştir. Havza açılımı ve dolgulanmasının Erken Miyosen içindeki başlangıç zamanı tartışmalıdır. Kaya vd. (2007)'inde önerilen "Foça", "Yuntdağı", "Akhisar" ve "Gördes" bloklarında yürütülmüş önceki çalışmaların biyokronolojik değerlendirmeleri, bölgesel Neojen tortullaşmasının esas olarak geç Erken Miyosen'de geliştiği yönündedir (Göktaş ve Ünay, 2000; Ünay ve Göktaş, 2000; Ünay vd., 2003; Bruijn vd., 2006; Kaya vd., 2007). Bu çalışmalarda tanımlanan küçük memeli faunaları, ağırlıklı olarak MN3 biyozonunda toplanır. (Hilgen vd. [2012]'ye göre MN3 biyozonunun sınırları 19,5 My ile 17,2 My arasındadır ve Burdigaliyen'i gösterir). Çubukludağ grubu tortullaşması, 13,8 My-13,0 My arasında yaşlandırılan Cumaovası volkanitleriyle yanal ilişkili Tahtalı formasyonu ile sona erer.

Altta alüviyal Akçaköy formasyonu ve üstte yer alan gölsel Buca formasyonundan yapıları Gaziemir grubu Geç Miyosen- Erken Pliyosen tortullaşmasını simgeler ve Künerlik-Çileme yapısal-stratigrafik bölme hattından, Bornova kuzeyindeki Beşyol ve Yakaköy çevrelerine kadar olan geniş bir alanda yayılım gösterir. Künerlik-Çileme hattının güneyinde kalan taban bloğu, Orta Miyosen sonlarından Kuvaternere kadar çökelmezlik alanı konumundadır. Gaziemir Geç Miyosen havzasının batı kenarındaki alüvyon yelpazesi tortullaşmasını yansıtan Akçaköy formasyonu, havzanın doğu kenarında Göktaş (2012) tarafından tanımlanan Ayrancılar formasyonunun zaman-kayastratigrafik eşdeğeridir. Havza kenarlarında yanal girik, iç kesimlerde ise dar bir aralıkta düşey geçişli olarak Akçaköy alüviyal istifi üzerine gelen gölsel Buca formasyonu, tipik olarak yeşil renkli kiltası-

silttaşı egemen bir istifte (Develi üyesi) başlar ve kireçtaşlarıyla sona erer.

Katkı Belirtme

Bu makale, “Çeşme, Urla, Cumaovası, Kemalpaşa-Torbalı Çöküntülerindeki Neojen ve Kuvaterner Havzalarının Stratigrafisi ve Paleocoğrafik Evrimi” (2008-30-14-01.g) başlıklı MTA projesinin bir bölümünü kapsar. Yük. Müh. Murat Yükcünç arazi çalışmalarına yardımcı olmuştur. Makalenin yayına hazırlanmasındaki çok yönlü katkılarından dolayı Dr. H. Yavuz Hakyemez’e ve DSİ sondaj stamplarından yararlanma olanağı sunan Jeo. Yük. Müh. Alim Murathan’a teşekkür ederim.

EXTENDED SUMMARY

Terrestrial sedimentation of Early-Middle Miocene on the Çubukludağ basin are studied under the name Çubukludağ group. The sedimentary fill on the basin, which opened asimetrically under the control of “older” Tuzla Fault (Emre et al., 2005) during an Early Miocene extension, comprises Çatalca, Bahçecik, Yeniköy and Tahtalı formations as well as Cumaovası volcanics from bottom to top. The oldest unit of the basin fill is Çatalca formation broadly indicating Early Miocene sedimentation. The lower part of the sedimentary succession, exposed along a parallel strip to Tuzla Fault with a NE-SW strike, is buried beneath younger units with vertical components of a strike-slip fault, activity of which lasts onwards. Generally comprising limnic-fluvial detritals deposited in a low-energetic environment, the succession begins by lacustrine deposits with coal-bearing marsh levels and contains mainly sublacustrine fluvial deposits. Marginal basin detritals, which are expected to have been under the sedimentary succession, have no outcrops in the study area. Marking the sequence of a probable basin margin, alluvial fan/deltaic deposits, the part of which

rests on Seferihisar Uplift making the footwall of Tuzla Fault should have been eroded, and hanging wall deposits should have been buried beneath younger units with vertical/oblique slip movements of the fault. Bahçecik formation overlying Çatalca formation with an unconformity, including not any break in sedimentation, indicated by an abrupt change on the depositional environment, show a sedimentation originated from river-dominated lacustrine fan delta. The sedimentary succession is built from red-claret red coarse conglomerates like “a terrestrial molasse” deposited on a high-energetic environment, and bears lacustrine limestone interbeds with no lateral extent (Sarımustafa member). There are marsh deposits with thin coal seams on the base sections in some of lacustrine interbeds indicating predominantly freshwater alga-bearing limestones. Considered as overlying Bahçecik formation with a low-angle unconformity, Yeniköy formation marks an early Middle Miocene sedimentation. Yeniköy succession contains composite fan delta deposits with a lateral extent (Akselvi member) in front of old Tuzla fault, and lacustrine deposits with a lateral extent (Edil member). The lower part including supraaqueous deposits of a fan delta system, described as the name Akselvi member, is made from red-claret red fluvial conglomerates with a low-textural maturity. The upper part indicating a sublacustrine deposition are distinguished as a succession dominated by sandstone, pebbly sandstone and conglomerate bearing lacustrine claystone-siltstone interbeds. Lacustrine Edil member, deposited by laterally passing to a subaqueous fan delta succession, predominantly contains laminated shales as well as felsic pyroclastic interbeds, early-stage products of Cumaovası volcanism. Pyroclastic interbeds are in dominantly ashfall facies, and ignimbrite units are subordinate.

Became active in late periods of the sedimentation during which Yeniköy formation occurred, Cumaovası volcanism has two stages

of volcanism exposed by calc-alkaline rhyolitic volcanics, showing a lateral contact relationship with the deposition of Tahtalı formation. K-Ar ages ranging from $13,0 \pm 0,4$ Ma to $13,8$ Ma were obtained from rhyolite lavas emplaced as domes and dome flows. The initial stage of Cumaovası phreatomagmatic volcanism took place in the lake where Edil member was depositing. When multi-layered ignimbrite units and rhyolite lavas were emplaced, the Edil lake was entirely filled in the main explosion stage, initiated with the deposition of base turbulence, and then the sedimentation of Yeniköy formation was complete. With the emplacement of first-stage Cumaovası volcanics, the basin in which Yeniköy formation had been deposited was closed and the lower basin was formed in the area where Tahtalı formation was deposited, located in about east of the volcanic axis. The deposition of Tahtalı formation, assumed to have been occurred during late Middle Miocene, has a lateral relationship with second-stage Cumaovası volcanism. Tahtalı formation, initiating with unconformable alluvial fan deposits (Sakartepe member) over Bornova Flysch Zone exposed at southern margin of the basin and mainly indicating a sedimentation of braided river deposits, includes lacustrine interbeds originated from a floodplain. Tahtalı formation has a lateral contact relationship with second-stage Cumaovası volcanics. Lacustrine levels, marked by algal limestone and widely exposed in the uppermost part of the sequence, are differentiated as Çamköy limestone member. The pyroclastics belonging to the second-stage of Cumaovası volcanism were emplaced between fluvial deposits of Tahtalı formation and Çamköy limestone.

Gaziemir group, which is built from lower alluvial Akçaköy formation and upper lacustrine Buca formation, indicates the sedimentation occurred during Late Miocene-Early Pliocene. Akçaköy formation shows a sedimentation in the western margin of Late Miocene Gaziemir basin. Lacustrine Buca formation has a green claystone-siltstone dominated succession (Develi member) and limestones-dolomitic limestones, overlying

Akçaköy alluvial succession laterally passing at the basin margins and vertically in a restricted zone along the interior parts.

Çubukludağ basin shrunk due to the NW-SE compression, which was likely active in the beginning of Late Miocene. Thus, the basin fill was subjected to a folding deformation with a NE-SW elongation of axis, intensity and limb dips of which increases, particularly when approached to the Tuzla Fault. Akhisar Depression was divided by average NW-trending and commonly N-side depressed normal faults in width during the NE-SW strike dominant extension process, accompanied with regional compression, since beginning of Late Miocene onwards. The most prominent normal fault which northwesterly cuts Çubukludağ group deposits in Çubukludağ basin making SW portion of Akhisar Depression is "Künerlik-Çileme tectonostratigraphic division line". The Künerlik-Çileme line separates the rock units of Lower-Middle Miocene Cumaovası group on the footwall from the deposits of Upper Miocene-Early Pliocene Gaziemir group on the hanging wall, and so forms the southern border of the Late Miocene basin where the deposits of Gaziemir group was deposited.

ORCID

Fikret Göktaş  <https://orcid.org/0000-0002-0011-4361>

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akartuna, M. 1962. İzmir-Torbalı-Seferihisar-Urta bölgesinin jeolojisi hakkında. Maden Tetkik ve Arama Dergisi 59, 1-18.
- Arni, P. 1937. Yeniköy Seydiköy Cumaovası kömür sahasındaki tetkikata ait muvakkat rapor. Maden Tetkik ve Arama Genel Direktörlüğü Rapor No: 149 (yayımlanmamış).
- Akdeniz, N., Konak, N., Öztürk, Z. ve Çakır, M.H., 1986, İzmir-Manisa dolayının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 7929 (yayımlanmamış).
- Christie-Blick, N., Biddle, K.T., 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. In:

- Biddle, K.T., Christie-Blick, N. (Eds.), Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 37, 1–34
- Borsi, J., Ferrara, G., Innocenti, F., Mazzuoli, R., 1972. Geochronology and petrology of recent volcanics in the eastern Aegean Sea (West Anatolia and Lesbos Island). *Bulletin of Volcanology* 36, 473–496.
- Bruijn, H. de, Mayda, S., Ostende, L., Kaya T. ve Saraç, G. 2006. Small mammals from the Early Miocene of Sabuncubeli (Manisa, SW Anatolia, Turkey). *Beitrage zur Paläontologie* 30, 57-87.
- Candan, O., Dora, O.Ö., Oberhänsli, R., Oelsner, F., Dürr, S. 1997. Blueschist relics in the Mesozoic cover series of the Menderes Massif and correlations with Samos Island, Cyclades. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 77, 95-97.
- Çetinkaplan, M., Candan, O., Oberhänsli, R. 2007. Menderes Masifi'nin Batısında Yer Alan Kikladik Kompleksin Tersiyer Yaşlı Yüksek Basınç/Düşük Sıcaklık Metamorfizması-Türkiye. Menderes Masifi Kollokyumu, 5-10 Kasım 2007, İzmir, Genişletilmiş Bildiri Özleri Kitabı, 66-73.
- Emre, Ö., Özalp, S., Duman, T.Y. 2011. 1:250.000 ölçekli Türkiye D Fay Haritası Serisi. İzmir NJ 35-7) Paftası, Seri No:6, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara, Türkiye.
- Emre, Ö., Özalp, S., Doğan, A., Özaksoy, V., Yıldırım, C. ve Göktaş, F. 2005. İzmir yakın çevresinin diri fayları ve deprem potansiyelleri. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 10754 (yayımlanmamış).
- Engin, O. 1965. Cumaovası (İzmir) civarındaki linyit ihtiva eden sahanın jeolojisi hakkında rapor. Maden Tetkik ve Arama Genel Direktörlüğü Rapor No: 3765 (yayımlanmamış).
- Eşder, T. ve Şimşek, Ş. 1975. Geology of İzmir-Seferihisar geothermal area. Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, California, USA, 20-29 May 1975, Proceedings 1, 349-361.
- Eşder, T. 1988. Gümüldür-Cumaovası (İzmir) alanının jeolojisi ve jeotermal enerji olanaklarının araştırılması. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Bölümü Anabilim Dalı, 401 s. (yayımlanmamış).
- Genç, C. Ş., Altunkaynak, Ş., Karacık, Z., Yazman, M. ve Yılmaz, Y. 2001. The Cumaovası graben, South of İzmir: its tectonic significance in the Neogene geological evolution of the western Anatolia. *Geodinamica Acta* 14, 45-55.
- Göktaş, F. 2012. Kemalpaşa-Torbalı (İzmir) havzası ve yakın çevresindeki Neojen-Kuvaterner tortullaşması ile magmatizmasının jeolojik etüdü. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 11575.
- Göktaş, F. 2013. Cumaovası volkanitlerinin zamanstratigrafik konumuna ilişkin yeni veriler hakkında kısa not. Maden Tetkik ve Arama Dergisi 147, 179-183.
- Göktaş, F. ve Ünay, E. 2000. The stratigraphy of the NW parts of the Akhisar (Manisa) Neogene basin. International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region (IESCA), 25-29 Eylül 2000, İzmir, Abstracts, 72.
- Hasözbeke, A. 2000. Geology of the Cumaovası (Menderes) region and the forming of the volcanics. BSc thesis, Dokuz Eylül University Department of Geology Engineering, İzmir.
- Hilgen, F., Lourens, L.J., Van Dam, J.A., with contributions by Beu, A.G., Boyes, A.F., Cooper, R.A., Krigsman, W., Ogg, J.G., Piller, W.E., Wilson, D.S. 2012. The Neogene Period. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., Ogg, G. (Eds), *The Geological Time Scale 2012*. Elsevier Publications, 923-978.
- Irvine, T. N. ve Baragar, W. R. A. 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523-548.
- Innocenti, F. ve Mazzuoli, R. 1972. Petrology of İzmir-Karaburun volcanic area (West Turkey). *Bulletin of Volcanology* 36, 83-104.
- Karacık, Z. ve Genç, Ş. C. 2011. Volcano-stratigraphy of the extension-related silicic volcanism in the Çubukludağ graben, western Turkey: implications for generation of thephretomagmatic eruptions triggered by dome emplacement. *Geophysical Research, Abstracts*, 13.
- Karacık, Z. ve Genç, Ş. C. 2012. Petrology of the Miocene volcanism at around the Karaburun Peninsula and Cumaovası graben (Western Anatolia, Turkey): Geochemical and radiochronological data for its regional implications. International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region (IESCA), 1-5 Ekim 2012, İzmir, Abstracts, 25.

- 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 Sciences* 73, 199-217.
- Karacık, Z. ve Genç, Ş.C. 2013. Volcano-stratigraphy of the extension-related silicic volcanism of the Çubukludağ Graben, western Turkey: an example of generation of pyroclastic density currents. *Geological Magazine* 151/3, 492-516.
- Kaya, O. 1979. Ortadoğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tektoniği. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* 22/1, 35-58.
- Kaya, O., Ünay, E., Göktaş, F. ve 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.
- Kayseri-Özel, M.S., Sözbilir, H., Akgün, F. 2014. Miocene palynoflora of the Kocaçay and Cumaovası basins: a contribution to the synthesis of Miocene palynology, palaeoclimate, and palaeovegetation in western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 23, 233-259.
- Le Maitre, R. W. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 208 p.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. ve Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745-750.
- Müller, H. 1937. Cumaovası kömür zuhuratına ait 20.2.1937 ve 23.3.1937 tarihli raporlara zeyil. Maden Tetkik ve Arama Genel Direktörlüğü Rapor No: 167 (yayımlanmamış).
- Okay, A. ve Siyako, M. 1991. İzmir ve Balıkesir arasında İzmir-Ankara Neotetis kenedinin yeni konumu. *Ozan Sungurlu Sempozyumu, Kasım 1991, Ankara, Genişletilmiş Bildiri Özleri Kitabı*, 333-355.
- Özgenç, İ. 1975. İzmir-Cumaovası bölgesi perlit yataklarının jeolojisi. *TÜBİTAK V. Bilim Kongresi, Bildiriler Kitabı*, 261-272.
- Özgenç, İ. 1978a. Cumaovası (İzmir) asit volkanitlerinde saptanan iki ekstrüzyon aşaması arasındaki görelî yaş ilişkisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* 21, 31-34.
- Özgenç, İ. 1978b. İzmir bölgesi perlit yataklarının jeolojisi ve petrolojisi, perlitlerin fiziksel, kimyasal ve genleşme özellikleri. *Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Doktora Tezi*, 190 s.
- Özgenç, İ. 1992. Batı Anadolu bölgesi riyoitik camı kayaların yapı gereçleri açısından kullanıma olanakları. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni* 7, 233-239.
- Özgenç, İ. 1993. Perlitler içindeki suyun kimyasal yapısı ve bu yapının genleşme özelliğine etkisi. *Jeoloji Mühendisliği* 42, 60-63.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., Uzel, B. 2012. Neogene-Quaternary evolution of the Manisa Basin: Evidence for variation in the stress pattern of the İzmir-Balıkesir Transfer Zone, western Anatolia. *Journal of Geodynamics* 65, 117-135.
- Sözbilir, H., Sarı, B., Uzel, B., Sümer, Ö. ve Akkiraz, S. 2011. Tectonic implications of transtensional supradetachment basin development in an extension parallel transfer zone: the Kocaçay Basin, western Anatolia, Turkey. *Basin Research* 23 (4), 423-448.
- Uzel, B. ve Sözbilir, H. 2008. A first record of a strike-slip basin in Western Anatolia and its tectonic implication: The Cumaovası basin. *Turkish Journal of Earth Sciences* 17, 559-591.
- Ünay, E. ve Göktaş, F. 2000. Kınık (Görces) çevresindeki Erken Miyosen yaşlı linyitli çökellerin küçük memeli biyokronolojisi: ön sonuçlar. *Türkiye Jeoloji Bülteni* 43, 1-6.
- Ünay, E., De Bruijn, H. ve Saraç, G. 2003. A preliminary zonation of the continental Neogene of Anatolia based on rodents. In: Reumer, J.W.F. & Wessels, W. (eds.). *Distribution and migration of Neogene mammals in Eurasia. Deinsea* 10, 530-547.
- Ürgün, S. 1970. İzmir vilayeti Seferihisar kazası civarının hidrojeolojik ve jeotermik etüdü. Maden Tetkik ve Arama Genel Direktörlüğü Rapor No: 4344 (yayımlanmamış).
- Wipp, Ç. L., 2006. İzmir-Cumaovası-Görece köyü civarı volkanitleri ve Menderes Masifi metamorfite içindeki bazı granatların mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi ve olası arkeogemolojik bağlantıları. Doktora tezi, Hacettepe Üniversitesi, 138 s.
- Zucchi, F. 1970. Batı Türkiye Perlit yatakları (İzmir-Manisa bölgesi). Maden Tetkik ve Arama Genel Direktörlüğü Rapor No: 4704 (yayımlanmamış).