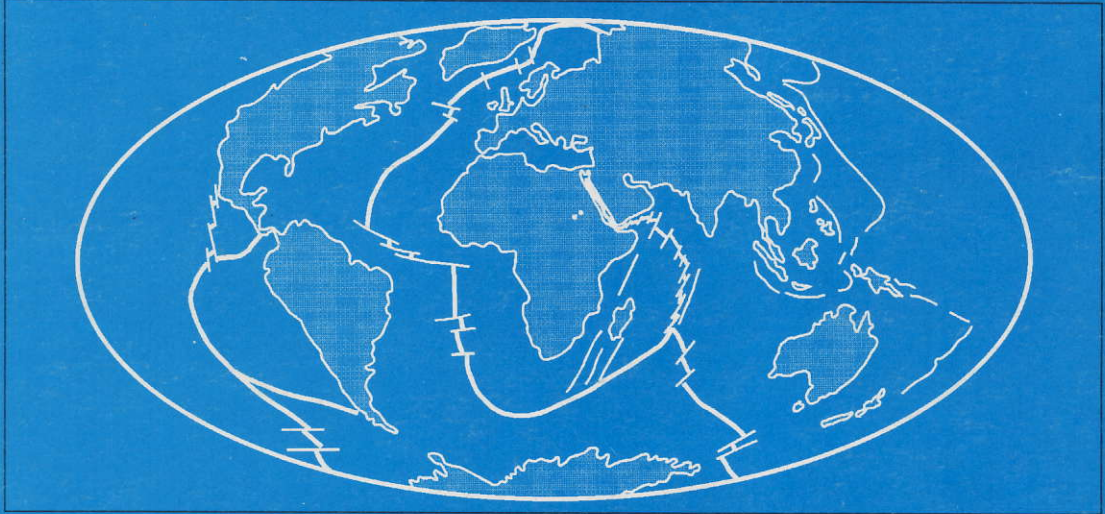




CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
MÜHENDİSLİK FAKÜLTESİ DERGİSİ

Bulletin of the Faculty of Engineering, Cumhuriyet University

SERİ A - YERBİLİMLERİ
Serie A - Earth Sciences



CİLT NO 12-13 SAYI: 1-1 ARALIK 1995-1996
VOL: 12-13 NO:1-1 DECEMBER 1995-1996

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

- Doğu Toros otoktonu ve örtü kaya birimlerinin litoloji ve mineralojisi (Sarız-Tufanbeyli-Saimbeyli yöresi)**
Lithology and mineralogy of Eastern Taurus autochthonous and cover rock units (Sarız-Tufanbeyli-Saimbeyli region)
.....Ömer BOZKAYA, Hüseyin YALÇIN 1
- Harabekayış formasyonunun (Elazığ) bentik foraminifer içeriği**
The benthic foraminifera of harabekayış formation (Elazığ)
.....Nazire ÖZGEN, Mehmet AKYAZI 39
- Oğlakçı (Sivrihisar-Eskişehir) volkanitlerinin petrolojisi ve jeokimyası**
Petrology and geochemistry of Oğlakçı (Sivrihisar-Eskişehir) volcanics
.....Abidin TEMEL 53
- Gümüşhacıköy (Amasya) Pb-Zn-Ag yataklarının jeolojisi**
Geology of the Gümüşhacıköy (Amasya) Pb-Zn-Ag deposits
.....Gülcan BOZKAYA, Ahmet GÖKÇE, Ahmet EFE 73
- Lütesiyen yaşlı Yeşildere yelpaze deltası'nın gelişimi: Sivas havzası**
The evolution of Lutetian Yeşildere fan delta: Sivas basin
.....Attila ÇİNER, Erdal KOŞUN 91
- İşhan köyü (Sivas GD'su) yöresinin stratigrafisi ve paleontolojisi**
The stratigraphy and paleontology of İşhan village (SE Sivas) region
.....Fadime SUATA, Nurdan İNAN 101
- Tonştaynlar : eleştirili bir derleme**
Tonsteins : a critical review
.....Gülşen GÜMÜŞER, Hüseyin YALÇIN 117
- The Karaçayır syenite, North of Sivas : an A-type, peraluminous and post-collisional alkaline pluton, Central Anatolia, Turkey**
Karaçayır syeniti, Kuzey Sivas, Orta Anadolu, Türkiye : A-tipi, peralümino ve çarpışma sonrası alkali bir plüton
..... Durmuş BOZTUĞ, Sabah YILMAZ, Musa ALPASLAN 141

DOĞU TOROS OTOKTONU VE ÖRTÜ KAYA BİRİMLERİNİN LİTOLOJİ VE MİNERALOGİSİ (SARIZ-TUFANBEYLİ-SAİMBEYLİ YÖRESİ)

LITHOLOGY AND MINERALOGY OF EASTERN TAURUS AUTOCHTHONOUS AND COVER ROCK UNITS (SARIZ-TUFANBEYLİ-SAİMBEYLİ REGION)

Ömer BOZKAYA
Hüseyin YALÇIN

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Sivas
Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Sivas

ÖZ : Bu çalışmada Kambriyen-Miyosen yaş aralığına sahip sedimanter-meta-sedimanter birimlerin litolojik ve mineralojik özellikleri incelenmiştir. Alt Paleozoyik yaşlı birimler belirgin yönlü doku ve sleyt klivajına sahip arduvaz, meta-silttaşı ve meta-kireçtaşı; Orta-Üst Paleozoyik yaşlı birimler ise kumtaşı, silttaşı, şeyl ve kireçtaşı ile temsil edilmektedir. Mesozoyik çoğunlukla karbonat, Senozoyik ise karbonat ve kısmen kırıntılı kayalar içermektedir.

Egemen karbonat mineralini tüm birimlerde kalsit oluşturmakta, dolomit miktarı Değirmenteş, Şafaktepe, Ziyarettepe, Katarası ve Köroğlutepe formasyonlarında artmaktadır. Dolomitlerin dikey dağılımları bölgedeki Permian-Triyas, Triyas-Jura ve Jura-Kretase ayırımında önemli bir mineralojik ölçüt oluşturmaktadır.

Kuvars, feldispat ve fillosilikat mineralleri Paleozoyik yaşlı birimlerde bol olarak gözlenmekte ve Kambriyen 'den Permian 'e doğru azalmaktadır. Fillosilikat mineralleri sedimanter gömülme ile ilişkili progresif bir evrim sunmakta olup, kil mineral toplulukları esas alınarak 4 zon ayırt edilmiştir: 1. zon (Kambriyen-Silüriyen / Emirgazi, Değirmenteş, Armutludere, Halıyayla, Puşçutepe ve Yukarıyayla formasyonları) illit + klorit ± C-V; 2. zon (Devoniyen / Ayıtepesi ve Şafaktepe formasyonları) illit + klorit + C-V + C-S karışık tabakalıkları; 3. zon (Devoniyen-Kretase / Gümüşali, Ziyarettepe, Yiğiltepe, Katarası, Ayvat, Köroğlutepe ve Yanıktepe formasyonları) kaolinit + I-S; 4. zon ise (Kretase-Eosen / Elmaçat, Güzelimköy, Hocabet, Kayapınar ve Demirolok formasyonları) smektit + paligorskit türü kil mineral toplulukları içermektedir.

ABSTRACT : In this study, the lithological and mineralogical characteristics of sedimentary-meta-sedimentary units ranging from Cambrian to Miocene have been investigated. Lower Paleozoic units are represented by slate (ardoise), meta-siltstone and meta-limestone with remarkably oriented texture and slaty cleavage, but Middle-Upper Paleozoic units by sandstone, siltstone, shale and limestone. Mesozoic includes mainly carbonates whereas Senozoic is composed mostly of carbonates and partly clastic rocks.

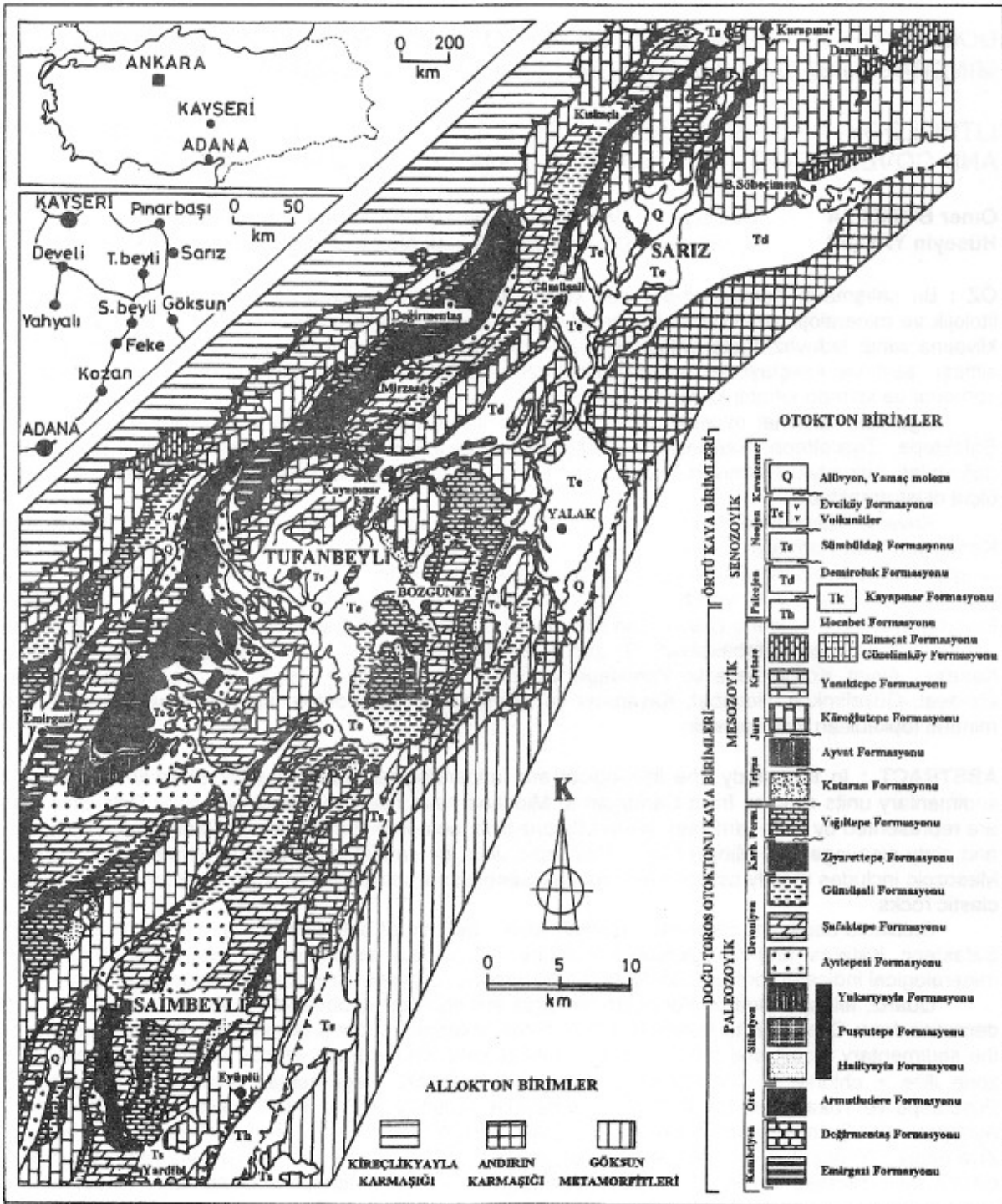
Calcite is dominant carbonate mineral, while amounts of dolomite increase in the Değirmenteş, Şafaktepe, Katarası and Köroğlutepe formations. The vertical distribution of dolomite is an important mineralogical indicator for Permian-Trias, Trias-Jurassic, Jurassic-Cretaceous distinctions.

Quartz, feldspar and phyllosilicate minerals are abundantly observed in the Paleozoic units and decrease from Cambrian to Permian. Phyllosilicate minerals show a progressive evolution related to the sedimentary burial, and four zones are distinguished on the basis of clay mineral associations: 1. zone illite + chlorite ± C-V (Cambrian-Silurian / Emirgazi, Değirmenteş, Armutludere, Halıyayla, Puşçutepe ve Yukarıyayla formations); 2. zone illite + chlorite + C-V + C-S mixed layers (Devonian / Ayıtepesi ve Şafaktepe formations); 3. zone kaolinite + I-S (Devoniyen-Kretase / Gümüşali, Ziyarettepe, Yiğiltepe, Katarası, Ayvat, Köroğlutepe ve Yanıktepe formations); 4. zone smectite + paligorskite (Kretase-Eosen / Elmaçat, Güzelimköy, Hocabet, Kayapınar ve Demirolok formations).

GİRİŞ

İncelemenin konusunu oluşturan Doğu Toros Otoktonu (Geyikdağı Birliği; Özgül, 1976) Kambriyen 'den Tersiyer 'e kadar uzanan birimleri kapsamakta ve bölgedeki allohton birimlerin (Kireçlik Yayla Karmaşığı, Erkan ve diğ., 1978; Andırın Karmaşığı, Metin ve diğ.,

1987; Göksun Metamorfileri, Demirtaşlı ve diğ., 1983) temelini oluşturmaktadır (Şekil 1). Doğu Toros Otoktonu ile ilgili olarak inceleme alanında ve yakın çevresinde yapılan çalışmaların büyük çoğunluğunu stratigrafi veya genel jeoloji (Özgül ve diğerleri, 1972, 1973; Erkan ve diğ., 1978; Metin ve diğ., 1982, 1987,



Şekil 1. İnceleme alanının yerbulduru ve jeoloji haritası
Figure 1. Location and geology map of study area

1990; Metin, 1983/1984; Tutkun, 1984; Tutkun ve Boztaş, 1991; Varol ve diğ., 1986, 1987; Dean ve Monod, 1990; Otlu, 1992), diğer az bir bölümünü ise yapısal jeoloji (Tutkun, 1989; Kozlu ve diğerleri, 1990), paleontoloji (Yalçınlar,

1955; Varol ve diğerleri, 1988), petrol (Demirtaşlı, 1967) ve kömür jeolojisi (Karayığit ve Akdağ, 1992), Devoniyen, Triyas ve Jura-Kretase yaşlı birimlerde karbonatlı kayaç

petrolojisi (Varol,1992; Varol ve Magaritz, 1992) oluşturmaktadır.

Bu çalışmada sedimanter kayaçların tümkayaç ve kil mineralojisinin ortaya konulmasının yanı sıra, özellikle çok düşük dereceli metamorfizmaya sahip Alt Paleozoyik yaşlı birimlere ait litolojilerin diyajenetik-metamorfik dereceyi yansıtan bir şekilde tanımlanması amaçlanmıştır.

ANALİTİK YÖNTEMLER

Bu çalışma kapsamında Metin ve diğerleri (1990) tarafından derlenen Elbistan 1/22 paftasının 1:100 000 ölçekli jeoloji haritasının kuzeydoğusuna (Sarız kuzeyi) Otlu (1992) tarafından yapılan 3 adet 1:25 000 ölçekli pafta ile güneybatısına (Saimbeyli güneyi) Tutkun (1984) tarafından yapılan 2 adet 1:25 000 ölçekli pafta eklenerek, ayrıca diğer araştırmacıların (Özgül ve diğ., 1972; Metin ve diğ., 1987) haritaları da göz önüne alınarak bölgenin tümünü temsil eden bir jeoloji haritası (2300 km²) düzenlenmiştir (Şekil 1).

Birimlerin bölgedeki düşey ve yanal yöndeki gerek litolojik-stratigrafik ve gerekse mineralojik değişimlerini belirlemek amacıyla her formasyondan mümkün olduğunca Sarız, Tufanbeyli ve Saimbeyli bölgelerini temsil edecek şekilde en az birer adet stratigrafik kesit ölçümleri gerçekleştirilmiştir.

Ölçülü stratigrafik kesitlerden itibaren toplam 1117 adet örnek alınmış ve C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları 'nda (MİPJAL) ince-kesit, kırma-öğütme-eleme, kil ayırma ve X-ışınları difraksiyonu-XRD (Rigaku DMAX IIC model difraktometre) gibi çeşitli işlemlerden geçirilmiştir. Örneklerden 828 'i üzerinde optik mikroskop, 999 'u üzerinde XRD tüm kayaç ve 318 'i üzerinde de kil fraksiyonu çözümlenmeleri yapılmıştır.

LİTOLOJİ VE MİNERALOJİ

Bölgedeki birimlere ait formasyon adlamaları Emirgazi, Ayıtepesi, Yanıktepe ve Demiroluk formasyonları Özgül ve diğ. (1973); Değirmentaş, Armutludere, Halityayla, Puşçutepe, Yukarıyayla, Şafaktepe, Gümüşali, Ziyarettepe, Yiğiltepe, Katarası formasyonları Demirtaşlı (1967); Ayvat formasyonu Varol ve diğ. (1987); Güzelimköy formasyonu Metin ve diğ. (1990); Elmaçat formasyonu Erkan ve diğ. (1978); Hocabet formasyonu Tutkun (1984); Sümbüldağ formasyonu Metin ve diğ. (1982) ve Kayapınar formasyonu Bozkaya 'dan (1995) alınmıştır. Bunlardan Demiroluk ve Sümbüldağ formasyonları örtü, diğerleri ise otokton kaya birimlerini temsil etmektedir. Bu çalışmada aynı

formasyon adları kullanılmakla birlikte, kayaçlar her araştırmacı tarafından farklı şekillerde adlandırılmıştır. Örneğin Emirgazi formasyonunda silttaşı, kumtaşı ve kuvarsit (Metin, 1983/1984 ve 1984), subarkoz, silttaşı ve kiltası (Ayhan, 1987/1988), şist, kuvarsit ve meta-kumtaşı (Özgül ve diğerleri, 1973, Metin ve diğerleri, 1990), yumrulu kireçtaşı arakatlı şist ve meta-kuvarsit (Özgül ve diğerleri, 1972) tanımlamaları arduvaz, meta-silttaşı, meta-kumtaşı ve meta-kireçtaşlarına karşılık gelmektedir. Benzer biçimde, Armutludere formasyonundaki arduvaz ve yumrulu meta-kireçtaşları için silttaşı-yumrulu kireçtaşı (Metin, 1983/1984; Ayhan, 1987/1988), klorit-serizit-kuvars şist (Özgül ve diğerleri, 1972; 1973), meta-silttaşı arakatlı ankimetamorfik şeyl için kuvarsit aratabakalı şeyl (Özgül ve diğerleri, 1972), milli şeyl (Özgül ve diğerleri, 1973), şeyl, silttaşı, kumtaşı (Metin, 1983/1984; 1984; Metin ve diğerleri, 1987; 1990; Ayhan, 1987/1988) ve metamorfik şisti şeyl ve kiltası (Tutkun, 1984) tanımlamaları yapılmıştır. Bu farklılıklar birimlerin litolojik deneştirmelerini zorlaştırmasının yanı sıra, diyajenez ve/veya metamorfizma derecelerinin daha az veya çok anlaşılmasına da yol açmaktadır.

Emirgazi formasyonu (εε)

Kambriyen yaşlı birimin egemen litolojisini arduvaz ve arakatlı meta-silttaşı ve meta-kireçtaşları oluşturmaktadır. Zeytin yeşili, grimsi yeşil ve yer yer bordo renkli arduvazlar tabakalanma düzlemine çapraz yarılımlı (kesişen kalem yapısı, Ramsay ve Huber, 1989), parlak ve kırılımandır. Arduvazlar kuvars, feldispat, serizit, klorit, kalsit ve opak minerallerden oluşmaktadır. Matrikteki kil minerallerinden itibaren neomineralizasyon ve rekristalizasyon süreçleriyle oluşan serizit ve klorit büyümeleri sleyt klivajı oluşturacak şekilde sıkışma yönüne diktir. Arduvazlarda çok az miktarda detritik muskovit ve klorit de bulunmaktadır. Kuvars-arduavazlarda, kuvarslar gözenek dolgusu veya rekristalize olup, basınç çözünmesiyle matrikteki serizit ve kloritlerle iğnemsî biçimlerde sınır ilişkileri sunmaktadır.

Yumrulu ve mikrokıvrımlı meta-kireçtaşları orta ve yer yer kalın tabakalı (3-4 m) olup, belirgin bir yönlenmeye ve bol kırıklı yapıya sahip olması nedeniyle buruşma klivajına ve gözlü gnayslara benzer yapılara sahiptirler. Genellikle bordo-kahverengimsi meta-kireçtaşları bordo ve yeşilimsi bir kalsit çimentosu içerisinde pembemsî-beyazımsı kalsit ve kuvars yumruları (3-5 cm) içermelerinden dolayı alacalı bir görünüme sahiptirler. Meta-kireçtaşlarını oluşturan yumrulu

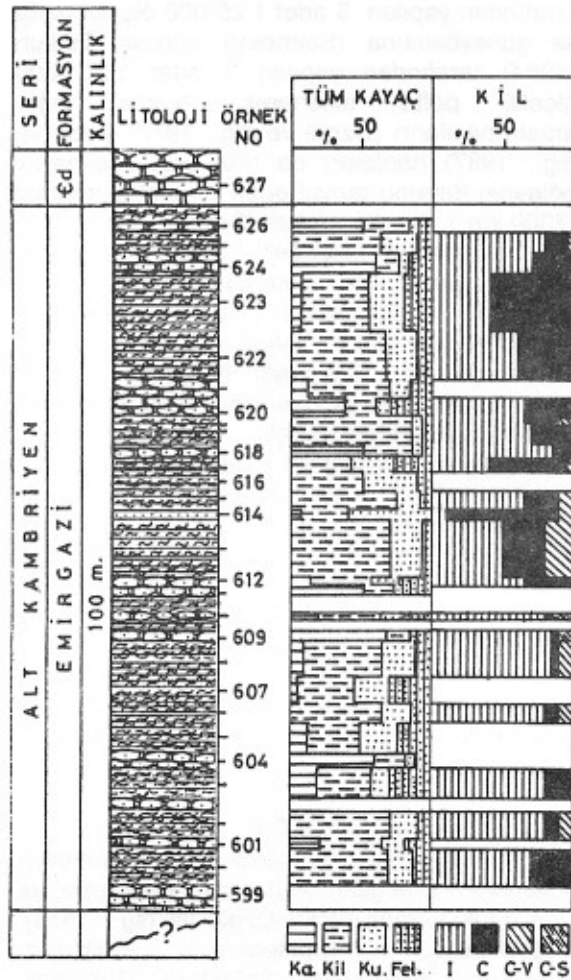
bileşenler, uzun eksenleri tabakalanma ve/veya şistozite düzlemine paralel dizilmişlerdir. Mikrogranoblastik dokulu ve ender olarak korunmuş fosillerin de gözleendiği meta-kireçtaşları, kalsitin yanı sıra kuvars, plajiyoklaz, biyotit, muskovit, klorit, zirkon ve opak mineraller gibi ekstraklastlar içermektedir. Kuvars ve feldispatlar fosil kavkı dolgularını ornatmış biçimde de gözlenebilmektedir. Litosparitik (Folk, 1968) meta-kireçtaşlarında düşük dereceli metamorfizma koşullarında kil minerallerinden itibaren neomineralizasyon veya detritik fillosilikatlardan itibaren ilerleyen dönüşüm (pozitif transformasyon/agradasyon) sonucu gelişen serizit ve klorit büyümeleri de gözlenmektedir. Meta-kireçtaşları çatlaklarında post-sedimenter süreçlerle oluşan yerel spekülritçe zengin ezik zonlar ve mikrolaminallı ince taneli klastik bileşenlerce zengin seviyeler de yer almaktadır.

İlk defa bu çalışmada Çakırlar güneyinde breşik arduvaz parçaları içeren altere görünümü grimsi-sarımsı meta-dolomit arakatıklarının varlığı da ortaya konulmuştur. Meta-dolomitler başlıca dolomit ve az miktarda kalsit, kuvars, polisentetik ikizlenme göstermeyen albit, fillosilikat (serizit, yer yer dağınık ve lifsi kümecikler halinde iğnemsicubuksu kloritler) ve turmalin içermektedir.

Kaba taneli meta-silttaşları ve yer yer karbonatlı meta-silttaşları (% 15-20 kalsit) çok daha yeşilimsi, sert ve belirgin yönlendirilmiştir. Ender olarak gözlenen grimsi-siyahımsı ince taneli meta-kumtaşları (10 cm), arduvazlar içerisinde meta-silttaşları gibi küçük çıkıntılar oluşturmaktadır. Orta-iyi boylanma derecesine sahip meta-klastitler başlıca kuvars, plajiyoklaz, kalsit, serizit, muskovit, biyotit, klorit ve eser miktarda zirkon, turmalin ve opak mineraller içermektedir. Blastopsamitik (meta-kumtaşı) ve blastopelitik (meta-silttaşı) dokulu (Spry, 1969) meta-klastitler ilksel sedimenter dokularını korumakla birlikte, fillosilikat minerallerince oluşturulan yönlendirilme ve kil matriksden itibaren gelişen serizitleşme ve kloritleşme gibi metamorfizma etkilerini de taşımaktadır. Kuvars ve feldispat tanelerinin sınırları basınç çözünmesi nedeniyle matriksteki serizit ve kloritlerle kaynaşmış, çok ince testere dişi şeklinde görülürler. Meta-klastitlerin bağlayıcı malzemesinde ve gözeneklerinde yerli kloritlerin yanı sıra, podlar (veya porfiroblastlar) biçimindeki kloritler de bulunmaktadır.

Formasyondaki kil mineral bileşenlerini başlıca illit, klorit ve daha az da C-V ile C-S oluşturmaktadır. En yaygın kil mineral parajenezleri illit + klorit ve illit + klorit + C-V, ender olarak illit ± klorit ± C-S ve illit + C-V'dir.

Karbonat ve silikat minerallerinin dağılımı litolojiye bağlı olup, kalsit meta-kireçtaşlarında, kuvars ve feldispat meta-klastitlerde, fillosilikatlar arduvazlarda artmaktadır (Şekil 2). Kloritin üst seviyelere doğru artışı ile kuvars ve feldispatın artışı arasında pozitif bir ilişki bulunmaktadır. Bu da neomineralize kloritlere ek olarak detritik kuvars ve feldispatlar ile birlikte detritik kloritlerden kaynaklanmaktadır. Ayrıca, kloritlerin meta-kumtaşı gibi arduvazlara göre daha gözenekli olan kayaçlarda neoformasyonu uygundur. Kloritin yanı sıra C-V ve C-S özellikle orta kesimlerde artmaktadır. C-S yalnızca meta-kireçtaşlarında gözlenmiştir.



Şekil 2. Emirgazi formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Emirgazi kuzeyi), (Ka:Kalsit, Ku:Kuvars, Fel:Feldispat, I:İllit, C:Klorit, C-V:Klorit-Vermikülit, C-S:Klorit-Smektit)

Figure 2. Vertical distributions of minerals determined in Emirgazi formation (north of Emirgazi), (Ka:Calcite, Ku:Quartz, Fel:Feldspar, I:Illite, C:Chlorite, C-V:Chlorite-Vermiculite, C-S:Chlorite-Smectite)

Değirmentaş formasyonu (εd)

Orta-Üst (?) Kambriyen yaşlı Değirmentaş formasyonu, en alt seviyelerde içerdiği karbonat dışı bileşenlerden (ekstraklastlardan) kaynaklanan kırmızımsı-bordomsu alacalı renkli, gerek el örneği ve gerekse mikroskopik ölçekte belirgin bir mikrolaminalanma ve mikroyönlenmeye sahip ve yumrulu, üst kesimleri ise yaygın kalsit dolgulu beyazımsı-grî ve yer yer grimsi-siyah meta-kireçtaşlarından oluşmaktadır. Formasyon yer yer grimsi-siyahımsı meta-dolomit ve beyaz meta-kuvarskumtaşları da içermektedir. Birimin üst seviyelerinde gözlenen alacalı renkli ve yumrulu kireçtaşları önceki çalışmalarda da vurgulandığı gibi (Özgül ve diğerleri, 1972; Metin ve diğerleri, 1987) kılavuz seviye niteliğindedir.

Birimde kalsit, dolomit, kuvars, plajiyoklaz ve fillosilikat minerallerinin yanı sıra, özellikle kahverengimsi-bordo meta-kireçtaşlarında levhamsı hematit (spekularit) ve pirit türü demir mineralleri de belirlenmiştir. Meta-kireçtaşları, Emirgazi formasyonundakilere benzer özellikte olup, alttan üste doğru kuvars, feldispat, muskovit, klorit, zirkon ve opak mineral türü klastik bileşenler azalmaktadır. Armutludere formasyonuna yakın en üst kesimlerde ise klastik minerallerin miktarı yeniden artmaktadır. Allokem olarak fosil ve intraklastlar tanımlanabilmiştir. Ekstraklastların büyük bir bölümünü oluşturan kuvars ve feldispatlar yer yer fosil kavkı dolgusu şeklinde de görülmektedir. Meta-silttaşı ve arduvaz mikrolaminaları içeren bazı meta-kireçtaşları makaslama hareketlerine uğramaları sonucu birbirinden kopmuş meta-silttaşı ve arduvaz dilimleri de içermektedirler. Formasyonun en alt seviyelerini temsil eden meta-dolomitler ve meta-dolomitik kireçtaşları, meta-kireçtaşlarına göre daha iri granoblastik (mozayik) dokulu ve daha az ekstraklast içermektedir. Alt seviyelerde gözlenen ve kuvars arenit olarak adlandırılan meta-kumtaşları blastopsamitik dokuya sahip olup, bol miktarda kuvarsin yanı sıra az miktarda serizitleşmiş plajiyoklaz, muskovit, serizit, klorit, apatit, zirkon, epidot ve opak mineraller içermekte ve bağlayıcı malzemesini ise serizit ve silis oluşturmaktadır.

Formasyondaki kil minerallerini başlıca illit olmak üzere daha az da klorit, C-V ve smektit temsil etmektedir. İki örnekte saf illit, diğer örneklerde ise illit + klorit, illit + klorit ± C-S ve illit + klorit + C-V + S parajenezleri gözlenmiştir. Birimdeki C-V, C-S aratabakalıları ve smektit gerileyen dönüşüm (negatif transformasyon/degradasyon) ürünüdürler.

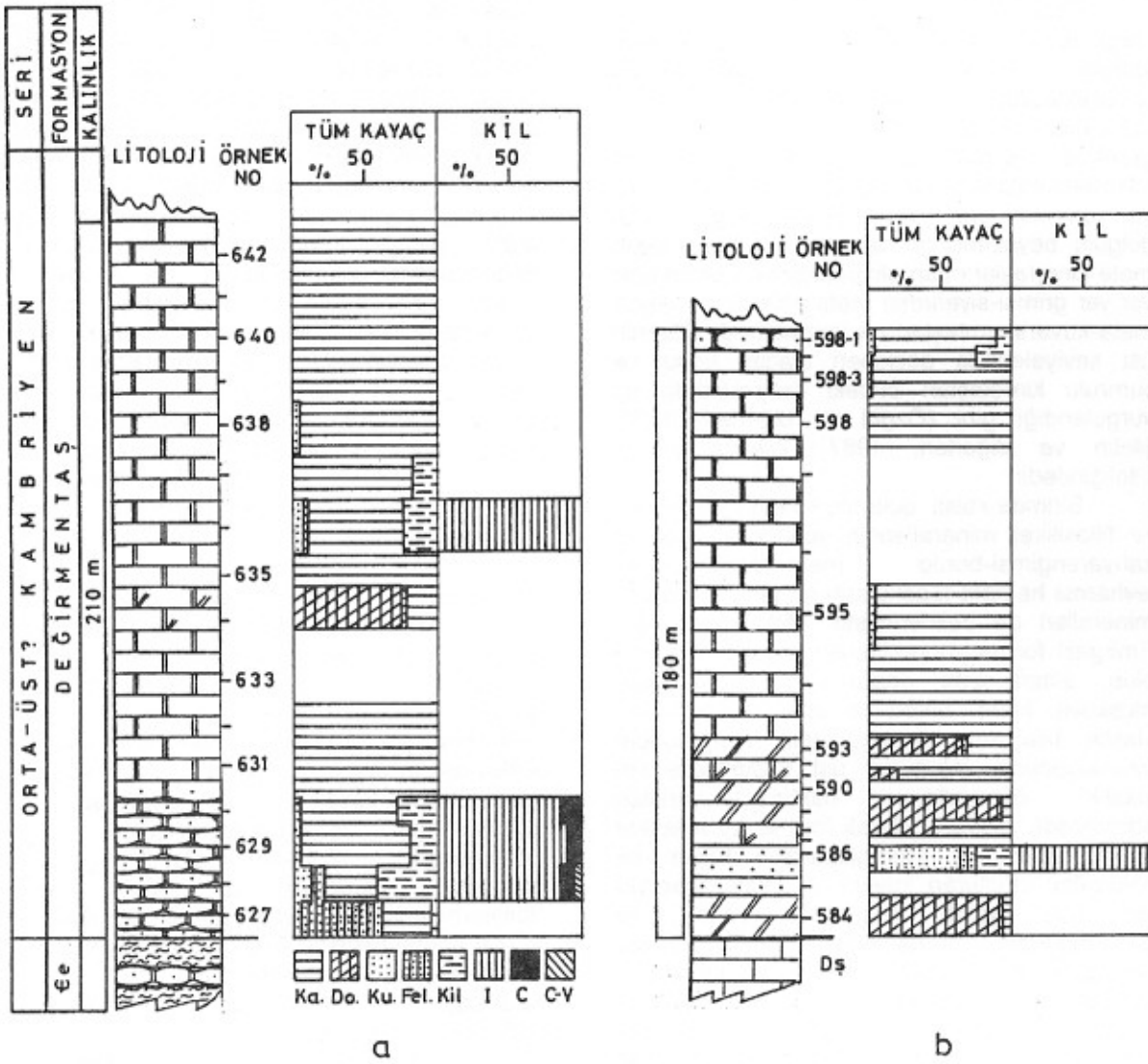
Formasyon tekdüze görünümüne rağmen düşey ve yanal yönde önemli mineralojik dağılım sunmaktadır (Şekil 3.a,b). Alt seviyeler kırıntılı bileşenlerce zengin olması nedeniyle silikat minerallerince daha zengin, üst seviyelere doğru karbonat minerallerinin egemen olduğu görülmektedir (Şekil 3.a). Alt seviyelerde silikat minerallerinin bol olması birimin alttaki silikat minerallerince zengin Emirgazi formasyonu ile tedrici geçişli olduğunun bir işareti olarak değerlendirilebilir. Dolomit orta seviyelerde ortaya çıkmaktadır. Kil minerallerinden alt seviyelerde illitin yanı sıra klorit ve C-V bulunmakla birlikte, üst seviyeler yalnızca illit ile temsil olunmaktadır. Emirgazi kuzeyindeki kesitte (Şekil 3.b) alt seviyede dolomit ve kuvars, üst seviyelerde ise tümüyle kalsit bulunmaktadır. Alt seviyede yer alan meta-kumtaşlarının kil fraksiyonu tümüyle illitten oluşmaktadır.

Armutludere formasyonu (Oa)

Ordovizyen yaşlı birimin en alt seviyeleri yeşilimsi, yer yer trilobitli ve parlak yüzeyli, belirgin yönlenme ve/veya klivaj düzlemleri gösteren arduvaz ve pembemsi-grimsi yumrulu meta-kireçtaşı arakatıklarından oluşmaktadır. Arduvazların dış yüzeyi sarımsı kahverengimsi, taze kırık yüzeyleri ise yeşilimsi olup, çatlaklarında spekularit dolguları da gözlenmiştir. Meta-kireçtaşları içerdikleri mikamsı minerallerden ileri gelen yönlenmelerinin yanı sıra yumrulu görünümleri ile de karakteristiktir. Mikrogranoblastik dokulu meta-kireçtaşları kalsitin yanı sıra kuvars, feldispat, klorit, muskovit, zirkon ve opak mineralleri içermektedir.

Daha üst seviyelerde meta-silttaşı arakatıklarından oluşan yeşilimsi-kahverengimsi arduvazlar alt seviyelerdekilere göre daha az yönlenme, buna karşın daha çok konkoyidal kırılmalara ve tabakalanma düzlemine verev konumlu yarımlara (kesişen kalem yapısına) sahiptir. Kırıntılı dokunun hemen hemen gözlenmediği arduvazlar başlıca kuvars, plajiyoklaz, klorit, muskovit, kalsit, biyotit ve eser miktardaki turmalin, zirkon ve opak (çoğunlukla pirit, kısmen spekularit) minerallerden oluşmaktadır. Matriksten itibaren gelişen serizitleşmeler parlak girişim renkli pulcuklar şeklinde olup, bazı kesimlerde muskovit boyutuna ulaştıkları da gözlenmektedir.

Birimin orta seviyelerinde genellikle yeşilimsi grimsi ve kahverengimsi gibi değişik renklere sahip, daha ince tabakalı ve/veya laminalı ankimetamorfik şeyller yer almaktadır. Kuvars ve feldispatın arttığı meta-silttaşı seviyeleri ankimetamorfik şeyllere göre biraz



Şekil 3. Değirmentaş formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Tufanbeyli-Emirgazi güneyi, b. Tufanbeyli-Emirgazi kuzeyi (Do:Dolomit)

Figure 3. Vertical distributions of minerals determined in Değirmentaş formation, a. Tufanbeyli-south of Emirgazi, b. Tufanbeyli-north of Emirgazi (Do:Dolomite)

daha çıkıntı oluşturduğu için bazı kesimler ar dalanmalı gibi görünüm sunmaktadır. İnce çok ince taneli meta-kumtaşı ve kaba taneli meta-silttaşı bolluk sırasına göre kuvars, plajiyoklaz, serizit, klorit, muskovit, kalsit, dolomit, biyotit, turmalin, zirkon, apatit ve opak mineraller içermektedir.

En üst seviyelere doğru ise şeyller egemen olmaktadır. Alt seviyelerden üst seviyelere doğru yönelme ve/veya şistozite izlerinin azalması veya diğer bir ifadeyle arduvazların şeyl benzeri görünüm kazanması, 1000 m kalınlığındaki birimin metamorfizma

derecesinin alttan üste doğru azalmasına işaret etmektedir.

Formasyonun Saimbeyli bölgesindeki yüzlekleri Sarız ve Tufanbeyli'dekilere büyük benzerlik göstermekle birlikte, en alt seviyedeki yumrulu meta-kireçtaşı arakatlı seviyeler gözlenmemektedir. Diğer bölgelerdekine göre biraz daha kahverengimsi tonun artması daha fazla götit içermesinden kaynaklanmaktadır. Alt sınırı Orta Devoniyen yaşlı Şafaktepe formasyonu ile faylı olup, bu sınırda desimetre kalınlığına sahip tremolit/aktinolit şistler bulunmakta ve bol miktardaki epidot (pistazit,

klinozoyisit), tremolit ve kloritin yanı sıra kuvars, feldispat, muskovit ve opak mineraller içermektedir.

Birimin kil fraksiyonunu illit, klorit ve degradasyon ürünü C-V, C-S ve smektit oluşturmaktadır. En bol bulunan kil minerali illit olup, bunu klorit ve C-V izlemektedir. C-S iki, smektit ise yalnızca bir örnekte belirlenmiştir. Kil mineralleri illit + klorit, illit + C-V, illit + klorit + C-V ve klorit + illit birlikteliğine sahiptir.

Formasyonun düşey yöndeki mineralojik dağılımları Toybuk yaylası-Halayık tepe arasında (Tufanbeyli) ve Cinlipınar derede (Saimbeyli) ölçülen kesitlerde incelenmiştir (Şekil 4.a,b). Tufanbeyli bölgesini temsil eden kesitte (Şekil 4.a) kalsit alt seviyelerde, dolomit ise orta ve üst seviyelerde ortaya çıkmaktadır. Saimbeyli bölgesinde ise karbonat mineralleri tümüyle kalsit ile temsil olunmaktadır (Şekil 4.b). Tufanbeyli bölgesinde klorit miktarı üste doğru biraz artmakta, Saimbeyli'de ise özellikle alt ve kısmen de üst kesimlerde yoğunlaşmaktadır. Başlıca C-V ile temsil edilen karışık katmanlı kil mineralleri Saimbeyli bölgesinde daha yaygındır. Aratabakalı kil minerallerinin Saimbeyli yöresinde yaygın olması, bu kesimin Tufanbeyli yöresine göre daha düşük dereceli metamorfizma koşullarına uğradığına işaret etmekte ise de, yüzeysel bozunmanın etkilerinin daha fazla olmasından da kaynaklanabilir. Saimbeyli yöresindeki yüzeysel bozunmanın yaygınlığı sonucu Tufanbeyli yöresinde gözlenen spekülaitin yerine burada götit ortaya çıkmaktadır. Bu da daha önce hematit şeklindeki Fe-oksit mineralinin yüzeysel bozunma sonucu Fe-oksit-hidroksit minerali olan götite dönüştüğünü düşündürmektedir. C-S yalnızca Saimbeyli bölgesinde orta seviyelerdeki arduvazlarda belirlenmiştir (Şekil 4.b). Fillosilikatların litolojiye bağımlılıkları Saimbeyli kesitinde daha belirgin olup, karbonat minerallerince zengin seviyelerde kloritlerin artmasına karşın aratabakalılar hiç gözlenmemektedir.

Halityayla formasyonu (Sh)

Alt Silüriyen yaşlı formasyonun egemen litolojisini açık kahverengimsi, beyazımsı ve yer yer yeşilimsi kumtaşları oluşturmaktadır. Kalın tabakalanmalı (0.5-1 m), bazen laminalı konkoyidal kırıklı kumtaşları çapraz tabakalanma ve oygu gibi birincil sedimanter yapılar da içermektedir. Kumtaşları alt ve orta kesimlerde genellikle 5-10 cm lik ince seviyeler halinde yeşil şeyl, üst seviyelerde killi/mikalı kumtaşı arakatıkları da içerirler. Kuvars ve feldispat tanelerinden (1-3 cm) oluşan

çakıltaşları ve çakıllı kumtaşları formasyonun alt seviyelerinde yer almaktadır.

Orta-kaba kum boyutundaki kumtaşı ve şeyllerde başlıca kuvars olmak üzere, feldispat (plajiyoklaz, ortoklaz, pertit) serizit, klorit, biyotit, muskovit, zirkon, turmalin, epidot, apatit, opak mineraller ve metamorfik kayaç parçacıkları (kuvarsit, klorit şist) belirlenmiştir. Kumtaşları, genellikle subarkoz, daha az da kuvars arenit türündedir (Folk, 1968). Matriks oranı çok az olan (< % 5) bazı kumtaşlarında kuvarsların detritik doğasını koruduğu, diğer bir ifadeyle önemli bir rekristalizasyona uğramadığı görülmektedir. Genellikle orta-iyi dereceli boylanmaya ve yarı yuvarlak bileşenlere sahip olan kumtaşları dokusal ve mineralojik açıdan yarı olgundurlar. Bağlayıcı malzeme kil matriksten itibaren gelişen klorit ve daha az serizitten oluşmaktadır.

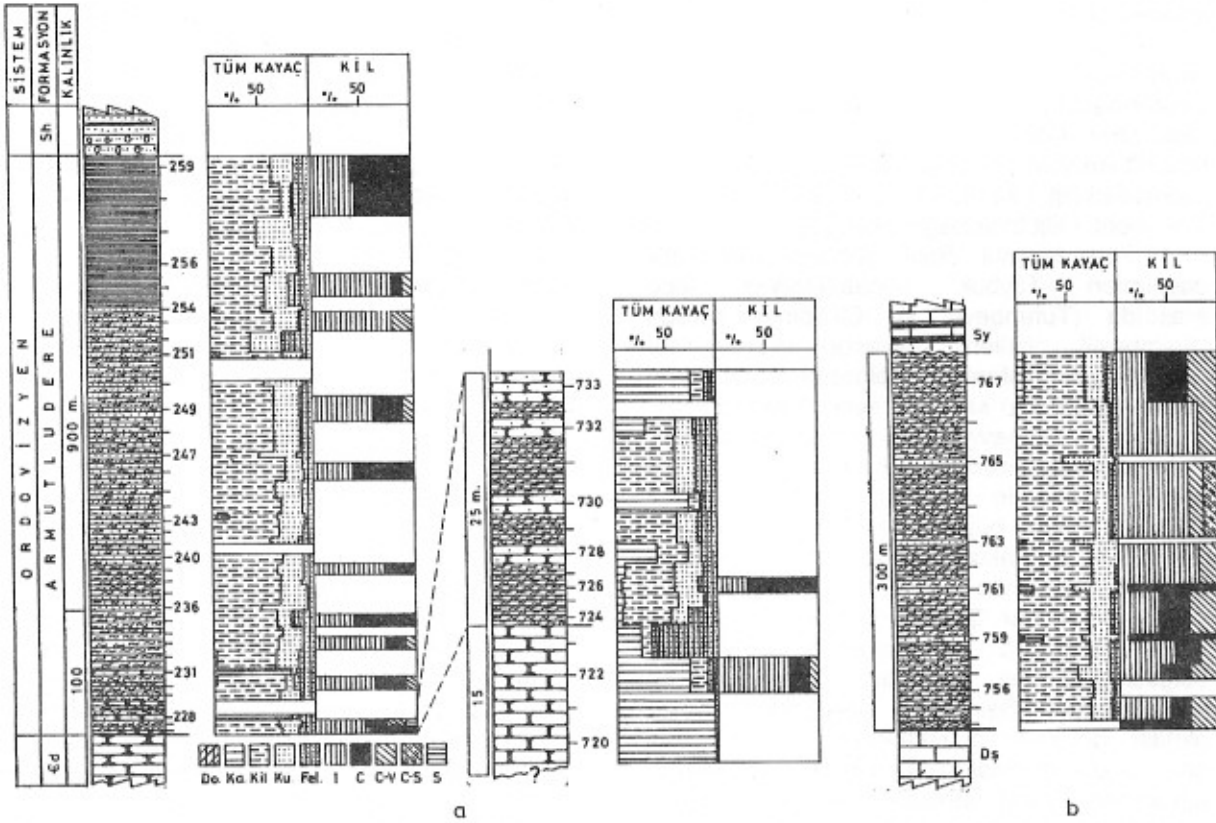
Kumtaşlarında otijenik kloritler yaygındır. Kil matriksten itibaren gelişen kloritlerin yanı sıra, ortoklaz ve plajiyoklazlar üzerinde veya özellikle plajiyoklazları ornatın klorit oluşumları da sözkonusudur. Tali minerallerden zirkon miktarı da diğer birimlere göre daha fazla olup, bazı kesimlerde zirkonca zengin kümecikler de gözlenmektedir. Kuvarsit ve klorit şist gibi metamorfik kayaç parçacıklarının yanı sıra detritik mika ve turmalin gibi minerallerin bulunması metamorfik bir kökeni işaret etmektedir. Bununla birlikte polisentetik ikizlenmeli plajiyoklazların dışında, pertitik ortoklazların da yer alması kaynak bölgede plütonik kayaçların da bulunduğunu göstermektedir.

Formasyondaki kil fraksiyonunu illit, klorit ve C-V oluşturmaktadır. En bol bulunan kil minerali illit olup, bunu klorit ve C-V izlemektedir. En yaygın gözlenen kil mineral parajenezi illit + C-V olmakla birlikte, tümüyle klorit ve klorit + illit şeklindeki parajenezler de bulunmaktadır.

Tüm kayaç ve kil fraksiyonuna ait mineralojik değişimler tümüyle litolojiye bağımlıdır (Şekil 5). Kuvars ve feldispat tüm litolojilerde gözlenmekte, kumtaşlarında artmakta, kil mineralleri de tümüyle şeyl veya killi kumtaşlarına bağımlı kalmaktadır. Klorit tümüyle kumtaşlarında gözlenirken, C-V aratabakalıları da yalnızca şeyllerde ortaya çıkmaktadır.

Puşçutepe formasyonu (Sp)

Alt Silüriyen yaşlı birimin alt seviyesinin egemen litolojisini tabakalanma düzlemine paralel yarılım gösteren, oldukça yumuşak ve dağılgan, genellikle açık yeşilimsi yer yer grimsi



Şekil 4. Armutludere formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Tufanbeyli Toybuk yaylası-Halayik tepe, b. Saimbeyli-Cinlipınar dere (S:Smectit)

Figure 4. Vertical distributions of minerals determined in Armutludere formation, a. Tufanbeyli, Toybuk yaylası-Halayik tepe, b. Saimbeyli-Cinlipınar dere (S:Smectite)

graptolitli şeyler oluşturmaktadır. Üst seviyeler tümüyle siyah organik maddeli şeyl ve grimsi-siyahımsı silttaşları ardalanmasından oluşur. Silttaşları 5-10 cm kalınlığında oldukça düzgün tabakalanma düzlemlerine sahip olup, bol organik madde içermeleri nedeniyle kömürümsü bir görünüm sunarlar. Silttaşlarıyla ardalanmalı organik maddeli şeyler 2-3 cm lik tabakalar halindedir. Silttaşları başlıca kuvars, feldispat, biyotit, muskovit, serizit, kalsit, zirkon, klorit, opak mineraller (çoğunlukla özşekilli pirit) ve grafit içermektedir. Örnekler karbon içeriğinin fazla olması nedeniyle mikroskopta çoğunlukla izotropik bir görünüm sunmaktadır. Arkozik bileşime sahip kaba taneli silttaşları bol miktarda detritik klorit ve mika mineralleri içermekte ve bağlayıcı malzemesini çoğunlukla serizit ve daha az da klorit oluşturmaktadır.

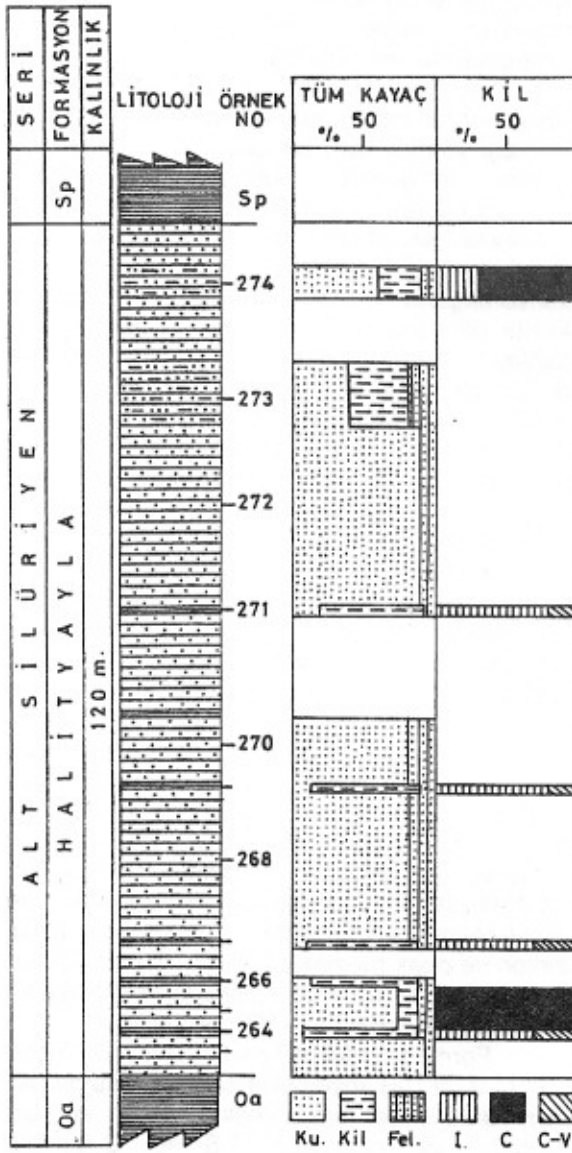
Formasyonun kil mineralleri başlıca illit, klorit ve C-V ile temsil edilmektedir. İllit en bol gözlenen kil minerali olup, bunu C-V ve klorit izlemektedir. Örneklerde saf illitin yanı sıra, en

yaygın kil parajenezini illit + C-V + klorit oluşturmaktadır.

Birim düşey yöndeki litoloji farklılığına bağlı olarak mineralojik değişimler sunmaktadır (Şekil 6). Alt seviyedeki şeyler kil (illit, C-V ve klorit), kuvars, feldispat, üstteki organik maddeli şeyler tümüyle illit ve kuvars içermekte, arakatlı silttaşlarında bol miktarda kuvars bulunurken, feldispat çok az veya hiç gözlenmemektedir. Alt seviyelerde miktar bakımından feldispatlar kuvars ile birlikte pozitif, üst seviyede ise negatif bir ilişki göstermektedir.

Yukarıya formasyonu (Sy)

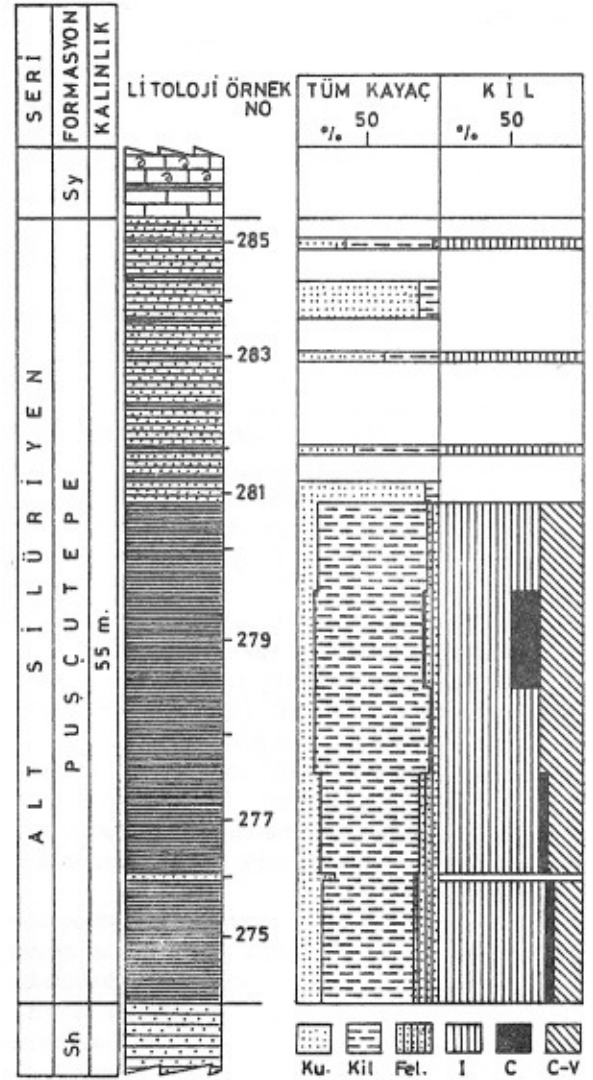
Üst Silüriyen-Alt Devoniyen yaşlı formasyonun alt seviyeleri gri-siyah, bol ortoseras fosilli, orta tabakalanmalı (25-30 cm, yer yer 1 m), yumrulu (çapı 2-3 cm) kireçtaşları ve aratabakalı yeşil, yarılgan, yer yer kongresyon yapılı, ince tabakalı (5-10 cm) şeyllerden oluşmaktadır. Kireçtaşları kalsitin yanı sıra dolomit, kuvars, feldispat, biyotit, muskovit, klorit



Şekil 5. Halityayla formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Tufanbeyli-Halevik dere)

Figure 5. Vertical distributions of minerals determined in Halityayla formation (Tufanbeyli-Halevik dere)

ve opak mineraller (çoğunlukla pirit) içermektedir. Genellikle mikrosparitik (mikrosparit, biyomikrosparit, fosilli mikrosparit, litoklastlı fosilli mikrosparit) ve sparitik (sparit, biyosparit, biyolitosparit, fosilli sparit) dokuludurlar (Folk, 1968). Kireçtaşlarının tümü az veya çok ekstraklast içermekte olup, bunları başlıca kuvars ve feldispatların yanı sıra



Şekil 6. Puşçutepe formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Tufanbeyli-Halevik dere)

Figure 6. Vertical distributions of minerals determined in Puşçutepe formation (Tufanbeyli-Halevik dere)

metamorfik bir provenanstan kaynaklanan fillosilikatlar oluşturmaktadır.

Üst seviyelere doğru kireçtaşı azalmakta, şeyl miktarı ise artmaktadır. Üst seviyedeki şeyllerin kalınlığı 40-50 cm'ye kadar ulaşmakta, buna karşın kireçtaşı seviyelerinin kalınlıkları 15-20 cm'ye düşmektedir. Saimbeyli bölgesinde formasyonun alt seviyesindeki şeyller Puşçutepe formasyonundaki gibi yüksek miktarda organik madde içermektedir.

Şeyller üzerinde gerçekleştirilen kil fraksiyonu incelemelerine göre illit, C-V, klorit ve bir örnekte de C-S belirlenmiştir. En yaygın

kil mineral parajenezlerini illit + C-V ve yalnızca illit oluşturmakta, ender olarak illit + klorit + C-V de gözlenmektedir.

Üç ölçülü kesite göre (Şekil 7.a,b ve c), dolomit en alt seviyelerde gözlenmektedir. Kuvars ve feldispatlar şeyl seviyelerinde artmakla birlikte, bazı kireçtaşı seviyelerinde de önemli miktarlara ulaşmaktadır. Alt seviyelerde illit egemen olurken, üst seviyelere doğru aratabakalılar (C-V) artmaktadır. Klorit az miktarda yalnızca Saimbeyli bölgesindeki kesitte belirlenmiştir. C-V aratabakalıları Tufanbeyli bölgesinde Saimbeyli bölgesine göre daha yaygındır.

Ayitepesi formasyonu (Da)

Alt Devoniyen yaşlı formasyon ince taneli kumtaşı (yer yer iri taneli silttaşı) ve şeyl araldanmasından oluşmaktadır. Kumtaşlarının dış yüzeyi sarımsı-kahverengimsi, taze kırık yüzeyi koyu grimsi, alt seviyelerde solucan izli olup, 20 cm ile 1 m arasında değişen kalınlıklara sahiptir. Kumtaşlarıyla araldanmalı yeşil renkli şeyller alt seviyelerde 20-30 cm kalınlıklarda iken, daha üst seviyelerde daha da incelmektedir (10-15 cm). Bununla birlikte orta seviyelerde oldukça kalın şeyl seviyeleri de (10 m) yer almaktadır. Şeyller yarılgan ve oldukça kırıklı bir görünümlüdür. Formasyonun üst seviyelerine doğru dolomit çimentolu kumtaşları ve yer yer kumlu dolomitik kireçtaşları ortaya çıkmaktadır.

Formasyon Saimbeyli yöresinde Tufanbeyli'den farklı olarak kumtaşı ve şeylin yanı sıra siyahımsı-kahverengimsi brakyopodlu kireçtaşları da içermektedir. Kumtaşları grimsi-kahverengimsi ve yer yer beyazımsı renklere sahip olup, kireçtaşı ve kumlu kireçtaşlarına göre daha az bulunmaktadır. 20-40 cm arasında değişen kalınlıklara sahip kireçtaşı ve kumtaşları arasında yer alan şeyller genellikle 15-20 cm kalınlıkta, laminalı ve genellikle grimsi-kahverengimsi ve yeşilimsidir.

İnce taneli kumtaşı ve kaba taneli silttaşları başlıca kuvars ve feldispat (plajiyoklaz, ortoklaz, mikroklin) ile kalsit, dolomit, biyotit, muskovit, klorit, serizit, turmalin, zirkon, apatit ve opak mineraller içermektedir. Genellikle köşeli-yarı köşeli bileşenlerden oluşan kumtaşı ve silttaşları orta-iyi boylanmaya sahip olup, dokusal ve mineralojik açıdan yarı olgunlaşmışlardır. Halevik derede (Tufanbeyli) şeyllerle araldanmalı kumtaşları genellikle arkoz, en alt seviyelerdeki silttaşları daha çok subarkoz karakterinde olup, kumtaşlarına göre daha fazla kuvars içerirler. Bağlayıcı malzemeyi genellikle serizitleşmiş ve kloritleşmiş kil matriks ve karbonat çimento oluşturmaktadır. Bağlayıcı

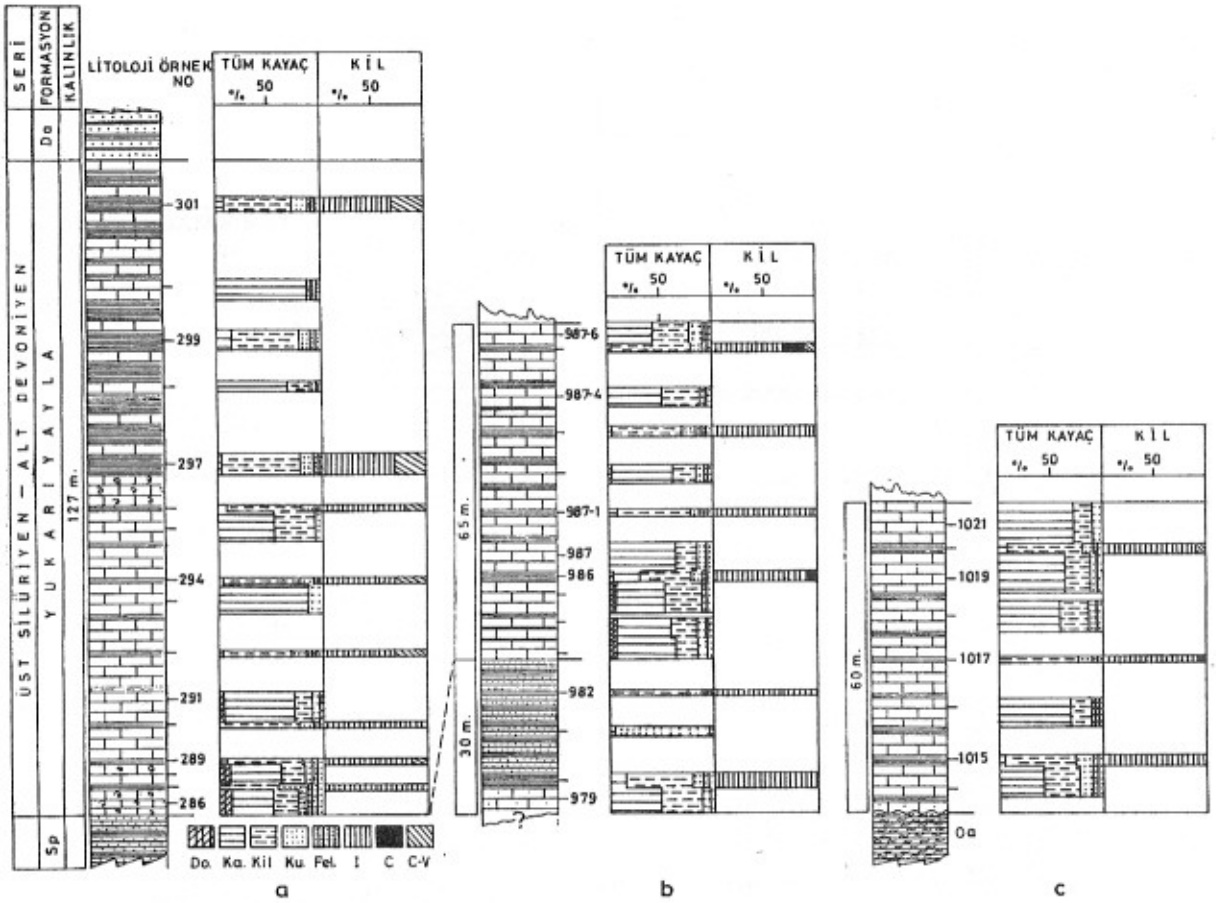
malzemesinde karbonat çimentonun egemen olduğu kayaçlar karbonatlı arkoz veya karbonatlı silttaşlarıdır. Detritik mika mineralleri ince-uzun pullar şeklinde ve genellikle gelişigüzel yönlendirilmiştir.

Yer yer mikrolaminalanma gösteren silttaşlarında bazen opak minerallerce zengin kumtaşı yamacıkları, arkozik kumtaşlarında da silttaşı yamacıkları bulunmaktadır. Alttaki Halitayla formasyonundaki kumtaşlarına göre matriksteki serizitleşme ve kloritleşme çok ince taneli gelişmiş ve hatta bazılarında koyu kahverengimsi kil matriks tümüyle serizit ve klorite dönüşmemiştir. Orta ve üst seviyelerde bağlayıcı malzemede kalsitin yanı sıra dolomit ortaya çıkmakta ve üst kesimlerde daha da egemen olmaktadır. Karbonatlı arkoz ve dolomitli arkoz türü kumtaşlarının yanı sıra, karbonat minerallerinin daha da fazla olduğu karbonat kayaçları dolomitli litosparit şeklinde adlandırılmışlardır.

Saimbeyli yöresinde kırıntılı kayaçların yanı sıra karbonat kayaçlar da egemendir. Genellikle kuvars arenit ve daha az da subarkoz türündeki kumtaşlarında feldispat miktarı Tufanbeyli bölgesindekilere göre daha azdır. Karbonat kayaçları tümüyle sparitik (sparit, biyosparit, biyolitosparit, fosilli sparit, fosilli litosparit, litoklastlı sparit) karakterdedir. Karbonatlı kayaçların ekstraklast ve fosil içeriği fazla olup, fosilli litosparit ve biyolitosparit türü karbonat kayaçları daha yaygındır. Ekstraklastların çoğunluğunu kuvars ve fillosilikatlar oluşturmakta, feldispat, turmalin, zirkon ve opak minerallere de rastlanılmaktadır. Formasyon az da olsa kalsirudit ve dolosparit gibi karbonat kayaçlarını da içermektedir.

Formasyondaki kil minerallerini illit, klorit, I-S, C-V ve C-S mineralleri oluşturmaktadır. İllit tüm örneklerde gözlenmekte olup, en bol bulunan kil mineralidir. I-S ve C-S türü aratabakalılar alttaki formasyonlara göre artış göstermektedir. Tüm kil mineral parajenezlerinde aratabakalı kil mineralleri bulunmaktadır. Kil mineral parajenezlerini illit + I-S, illit + C-V, illit + klorit + I-S, illit + C-S oluşturmaktadır.

Birim Tufanbeyli yöresinde düşey yönde önemli bir mineralojik değişim sergilememekte, ancak litolojiye bağımlı olarak kuvars ve feldispatlar kumtaşı ve silttaşı seviyelerinde, kil mineralleri ise şeyllerde artmaktadır (Şekil 8.a). Kumtaşları kalsit ve dolomit gibi karbonat mineralleri de içermektedir. Dolomitlerin miktarı üst seviyelere doğru biraz daha artmaktadır. Saimbeyli yöresinde karbonat mineralleri Tufanbeyli yöresindekilere göre daha egemen olmakta, dolomit miktarı da üst seviyelere doğru



Şekil 7. Yukarıyayla formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Tufanbeyli- Halevik dere, b. ve c. Saimbeyli-Cinlipınar dere

Figure 7. Vertical distributions of minerals determined in Yukarıyayla formation, a. Tufanbeyli-Halevik dere, b. and c. Saimbeyli-Cinlipınar dere

artmaktadır (Şekil 8.b). Kil mineralleri alt seviyelerde illit ve C-V iken, üst seviyelere doğru illit ve I-S parajenezine geçmektedir.

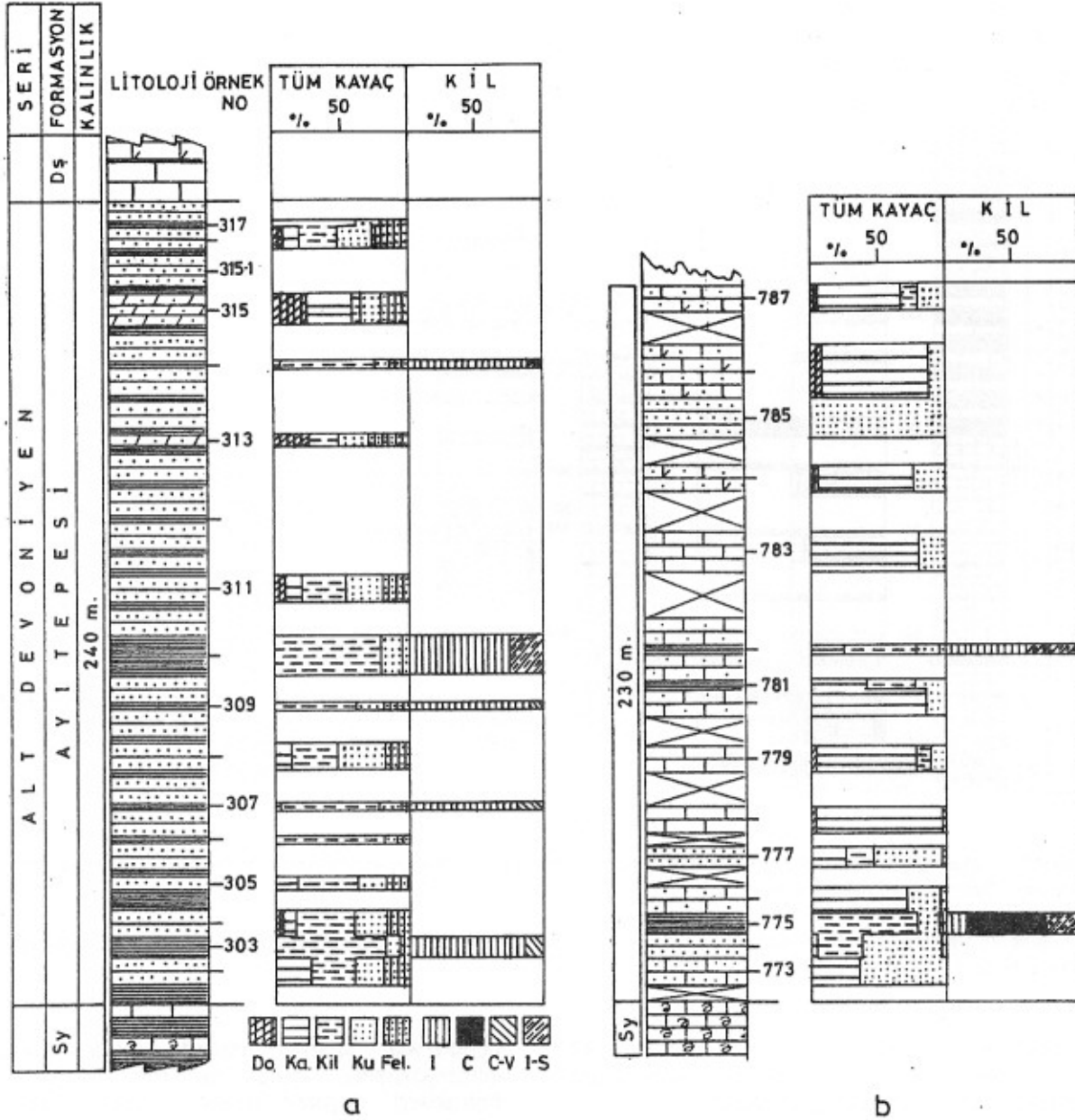
Şafaktepe formasyonu (Dş)

Orta Devonyen yaşlı birimin egemen litolojisini tabakalanmalı, bazen masif görümlü dolomitik kireçtaşı, kireçtaşı ve ender olarak dolomit türü karbonat kayaçları oluşturmaktadır. Ayrıca Kıskaçlı ve Sarız yol ayrımında, arakatlı ve yer yer ardalı olarak çakıltası, kumtaşı, şeyl ve çakıllı veya kumlu kireçtaşı litolojileri de bulunmaktadır. Önceki araştırmacılar tarafından formasyonun tümüyle karbonat kayaçlarından oluştuğu belirtilmekle birlikte, birimin şeyl laminasyonları içerdiği de saptanmıştır.

Kıskaçlı kuzeyinde (Sarız) formasyonun üst seviyelerini temsil eden kireçtaşlarının

çoğunlukla sparitik (sparit, fosilli sparit, intrabiyo-sparit), daha az da mikrosparit (intraklastlı biyomikrosparit, biyomikrosparit) olduğu belirlenmiştir. Kireçtaşlarında bu formasyona özgü olarak özşekilli kuvarslar gözlenmektedir. Karbonat minerallerinin üzerinde gelişmiş ve diyajenetik ornatma ürünü olarak düşünülen kuvarsların, çubuksu biçimlerde de gözlenmesi otijenik olarak oluştuklarını da ortaya koymaktadır. Gümüşali formasyonuna yakın en üst seviyelerinde mercek şekilli, kuvars ve fluorit içeren barit oluşumları da gözlenmektedir.

Kıskaçlı-Sarız yol ayrımında formasyonun yaklaşık orta seviyelerinde gerçekleşen kırıntılı sedimantasyon tedrici olarak artmakta ve yine üste doğru tedrici olarak azalmaktadır. Kırıntılı seviyeleri temsil eden litarenitik kumtaşları bol miktardaki porfirik dokulu volkanik ve daha az



Şekil 8. Aytepesi formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Tufanbeyli-Halevik dere, b. Saimbeyli-Cinlipınar dere (I-S:İllit-Smektit)

Figure 8. Vertical distributions of minerals determined in Aytepesi formation, a. Tufanbeyli-Halevik dere, b. Saimbeyli-Cinlipınar dere (I-S:Illite-Smectite)

da metamorfik kayaç parçacıklarıyla (arduvaz veya fillit türü kayaçlar ile kuvarsitler) birlikte kuvars, plajiyoklaz, ortoklaz, kalsit, dolomit, klorit, muskovit, biyotit, turmalin, zirkon, apatit ve opak mineraller içermektedir. Volkanik kayaç parçacıklarının fenokristallerini çoğunlukla çubuksu plajiyoklazlar ve tümüyle kloritlemiş mafik mineraller, hamuru ise tümüyle kloritlemiş volkanik cam oluşturmaktadır. Bu

kayaçlar Orta Devoniyen sırasındaki Hersiniyen orojenezinin başlangıcına karşılık gelmekle birlikte (S.İnan, sözlü görüşme, 1996, C.Ü.), yalnızca bir lokasyonda gözlenmesi genel bir yaklaşım yapılmasını güçleştirmektedir.

Tufanbeyli yöresinde birimin en alt seviyelerini temsil eden Halevik dere, karbonat kayaçların çoğunluğunu sparitik (spartit, fosilli litoklastlı spartit, litoklastlı fosilli

sparit) ve mikrosparitik (litoklastlı biyomikrosparit, intramikrosparit, fosilli mikrosparit) kireçtaşları ile dolosparit ve fosilli dolomitik mikrosparit türü dolomit ve dolomitik kireçtaşları oluşturmaktadır. Mirzaağa köyünde birimin alt seviyelerinde genellikle ekstraklastlarca (kuvars, plajiyoklaz, biyotit, muskovit, klorit) zengin mikrosparitik (litomikrosparit, fosilli litomikrosparit, litoklastlı mikrosparit) kireçtaşları yer almaktadır. Orta kesimlere doğru tümüyle iri dolosparit, üst kesimlere doğru dolomitli intrasparit, en üst kesimlerde de fosil ve intraklast içeriği yüksek sparitler (biyosparit, intraklastlı biyosparit, biyointrasparit, fosilli intrasparit) bulunmaktadır. Orta kesimdeki temiz ve tekdüze sparitik dolomitler, Varol (1992) tarafından homojen dolomitler şeklinde adlandırılmış ve bunların erken diyajenezde karışım suyu (deniz-tatlı su) alanında (gelgit-düzlüğü) dolomitleşen kireçtaşlarından türediği belirtilmiştir.

Saimbeyli yöresinde, formasyonun karbonat kayaçları genellikle dolomit ve ekstraklast içermekte ve tabandan tavana doğru önemli bir mineralojik ve dokusal farklılık sunmamaktadır. Ekstraklast (kuvars, plajiyoklaz, muskovit, klorit ve biyotit) içeriğinin fazla olması ve dolomitli seviyelerin az da olsa hemen tüm seviyelerde yer alması ile Tufanbeyli ve Sarız yöresindekilerden ayrılırlar. Formasyonun alt seviyeleri intraklast ve fosil türü allokemlerce zengin sparitik (dolomitli intrasparit, dolomitli fosilli intrasparit, intraklastlı biyosparit) dokulu olup, ekstraklast içeriği azdır. Orta seviyelere doğru ekstraklast miktarı artmakta ve litosparit, litoklastlı biyomikrosparit, kalsitli litodolosparit olarak tanımlanan karbonat kayaçlarına geçilmektedir. Orta-üst seviyelerde yer yer litoklast miktarı daha da artarak litosparitlere ve karbonatlı subarkozlara geçmektedir.

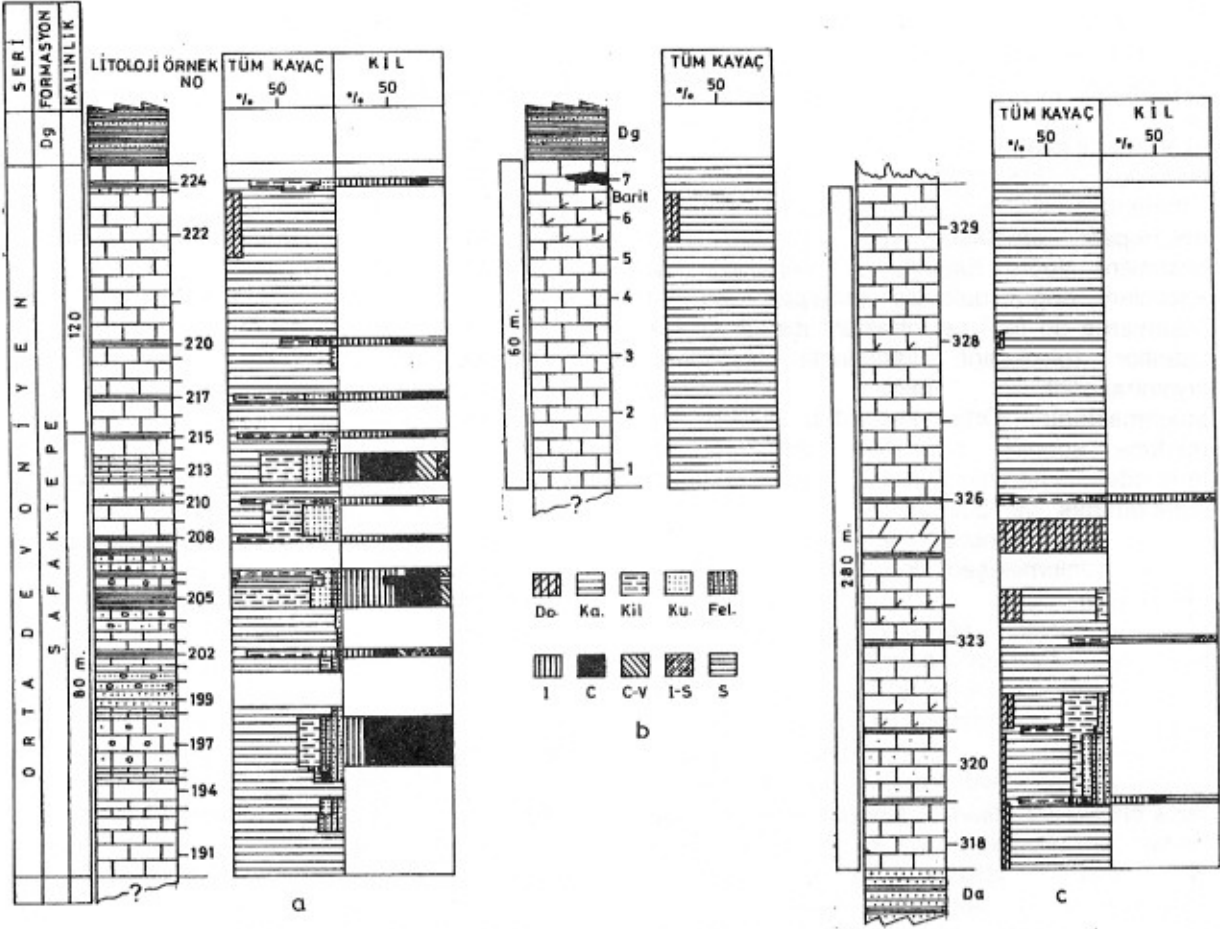
Formasyonun kil mineralleri illit, klorit, C-V, C-S, I-S ve smektit ile temsil olunmaktadır. İllit ve klorit egemen kil mineralleri olup, bunları bolluk sırasına göre smektit, C-S, I-S ve C-V izlemektedir. Kil mineral parajenezlerini başlıca illit + I-S, illit + klorit + C-S, illit + C-S + smektit + I-S + klorit ve illit + C-S + smektit + I-S oluşturmaktadır. Bununla birlikte Sarız yöresi Kısaçlı köyü yol ayrımında kırıntılı bileşen içeren litolojilerde başlıca illit + klorit + C-V ve illit + klorit + C-S + C-V parajenezleri sözkonusudur.

Kısaçlı-Sarız yol ayrımında özellikle orta seviyelerde silikat minerallerinin arttığı gözlenmektedir (Şekil 9.a). Genellikle kalsitle temsil edilen karbonat mineralleri alt ve üst

seviyelerde daha yaygındır. Dolomit en üst seviyelerde gözlenmiştir. Klorit alt seviyelerde daha bol olup, üst seviyelere doğru azalmakta, buna karşın illit artmaktadır. Karışık katmanlı kil minerallerinden C-S ve C-V orta seviyelerde, smektit ise üst seviyelerde daha çok bulunmaktadır. Klorit, C-V ve C-S minerallerinin bu yöredeki bolluğu bu bileşenlerin detritik olduğunu ve tümüyle volkanik ve çok az da metamorfik provenanstan kaynaklandığına işaret etmektedir. Bölgenin en kuzeyini temsil eden Sarız-Kısaçlı kuzeydoğusundaki kesitte (Şekil 9.b) birim tümüyle karbonat (kalsit) minerallerinden oluşmakta ve dolomit üst seviyelere doğru ortaya çıkmaktadır. Sarız ve Tufanbeyli arasında Halevik derede yine karbonat minerallerinin egemen olduğu gözlenmektedir (Şekil 9.c). En yaygın karbonat mineralini kalsit oluşturmakta, dolomit alt ve özellikle orta seviyelerde ortaya çıkmaktadır. Kuvars, feldispat ve kil mineralleriyle temsil edilen silikat mineralleri alt seviyelerde daha yaygındır. Bu da formasyonun Ayıtepesi formasyonu ile uyumlu geçiş gösterdiğine işaret etmektedir. Kireçtaşları ile arakatlı şeyllerdeki kil mineralleri silikat minerallerinin bulunduğu seviyenin altında illit + klorit + smektit, ortasında smektit + I-S, üstünde ise illit + I-S şeklinde dağılım sunmaktadır. Tufanbeyli-Mirzaağa'da birim alttan üste doğru önemli mineralojik değişimler göstermektedir (Şekil 10.a). Alt seviyeler kalsit, kuvars, feldispat ve kil, orta ve üst seviyeler tümüyle karbonat mineralleriyle temsil edilmektedir. Dolomit orta seviyelerin, kalsit ise üst seviyelerin egemen karbonat minerallerini oluşturmaktadır. Alt seviyedeki bir killi kireçtaşında kil fraksiyonu illit + klorit + C-S parajenezi göstermektedir. Saimbeyli yöresinde karbonat mineralleri düşey yönde önemli bir mineralojik farklılık göstermemektedir (Şekil 10.b). Dolomit tüm seviyelerde gözlenmekle birlikte, alt ve üst seviyelerde biraz daha yoğunlaşmaktadır. Diğer yörelerdekine göre daha fazla miktarda bulunan kuvars, feldispat ve kil en alt ve en üst seviyelerde gözlenmemekte, daha çok orta seviyelerde egemen olmaktadır. Kil mineralleri illit + klorit + C-S + I-S + smektit parajenezine sahip olup, alt seviyelere doğru illit, üst seviyelere doğru smektit miktarı artmaktadır.

Gümüşali formasyonu (Dg)

Üst Devoniyen yaşlı formasyonun egemen litolojisini ince (5-10 cm) silttaşları ile kumtaşı aratabakalı grimsi-yeşilimsi, parlak görünümlü, oldukça yumuşak ve yarılmı şeyller oluşturmaktadır. Grimsi-siyahımsı renkli bol brakyopod ve mercan içeren 50-60 cm kalınlığa



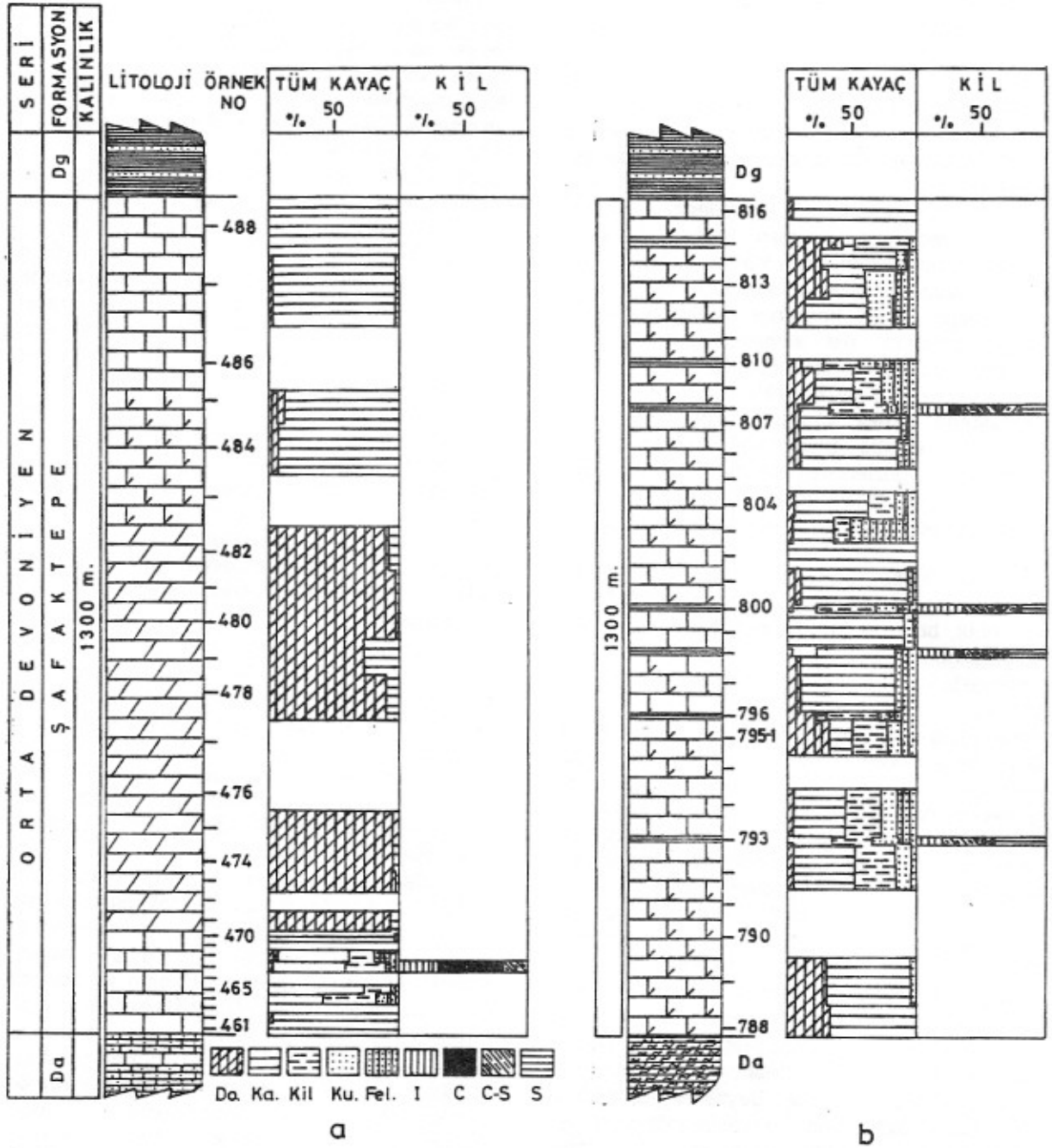
Şekil 9. Şafaktepe formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Sarız-Kısaçlı yol ayrımı, b. Sarız-Kısaçlı kuzeydoğusu, c. Tufanbeyli-Halevik dere

Figure 9. Vertical distributions of minerals determined in Şafaktepe formation, a. cross-road of Sarız-Kısaçlı, b. Sarız-northeast of Kısaçlı, c. Tufanbeyli-Halevik dere

sahip resifal kireçtaşları ve beyazımsı-krem 30-100 cm kalınlığındaki kuvars kumtaşları arakatlılar şeklinde gözlenirler.

Sarız-Kısaçlı yöresinde, şeyller içerisindeki silttaşı ve kumtaşı aratabakaları genelde homojen bir dağılım sunmakta ise de üst seviyelere doğru miktarı artmaktadır. Resifal kireçtaşları alt ve orta seviyelerde seyrek olarak gözlenir. Üst seviyelere doğru resifal kireçtaşlarının yerini tümüyle kumtaşları alır. Kumtaşlarının kalınlığı 50-100 cm arasında değişmekte, bazı seviyelerde ise 20 m' ye ulaşmakta ve ince (2-3 cm) şeyl laminasyonlu kalın tabakalar oluşturmaktadır. Üst seviyedeki kumtaşları cevher sıvımalı veya hematit yumrulu ve yer yer limonitli olmaları nedeniyle kırmızımsı-kahverengimsi ve sarımsı renklerde. Cevherli kumtaşları Saimbeyli-Hüseyinbelen çevresinde de gözlenmiştir.

Birimdeki kırıntılı kayaçların çoğunluğunu çok ince kum boyutundaki kumtaşları, az bir kısmını ise kaba silt tane boyutundaki silttaşları oluşturmaktadır. Ana bileşenleri kuvars ve plajiyoklaz ve ortoklazın yanı sıra, bazen önemli miktarlarda (> % 10) fillosilikatlardan (serizit, muskovit, biyotit ve klorit) oluşan bu kayaçlar tali miktarlarda hornblend, turmalin, zirkon, apatit ve opak mineralleri içermektedir. Bazı kumtaşlarında zirkon miktarı artmaktadır. Bazen mikali da olabilen arkoz ve subarkoz türü kumtaşları iyi boylanmış, yarı köşeli, yarı yuvarlak olup, dokusal ve mineralojik açıdan olgunlaşmışlardır. Bağlayıcı malzemeyi serizit ve klorite dönüşmüş kil matris oluşturmaktadır. Sparitik ve mikrosparitik dokulu (litobiyomikrosparit, litosparit, litoklastlı biyosparit) kireçtaşları bol litoklast ve brakyopod kavkuları içermektedir.



Şekil 10. Şafaktepe formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Tufanbeyli- Mirzaağa, b. Saimbeyli-Hüseyinbelen kuzeyi

Figure 10. Vertical distributions of minerals determined in Şafaktepe formation, a. Tufanbeyli-Mirzaağa, b. Saimbeyli-north of Hüseyinbelen

Kumtaşı ve siltaşlarının bağlayıcı malzemesindeki kil minerallerinden itibaren agradasyon ürünü ve otijenik oluşumların yanı sıra, biyotitlerden itibaren gelişen degradasyon ürünü klorit oluşumları da gözlenmektedir. Matrikste serizitle birlikte bulunan veya

gözeneklerde gelişen kloritler yeşilimsi renklere iken, biyotitlerden itibaren oluşanlar daha çok kahverengimsi yeşildir. Kloritlerin genelde yaygın olmasının yanı sıra, Saimbeylinin güneydoğusunda da gözlemlendiği

gibi fillosilikatlar tümüyle serizit ve detritik muskovitten de oluşabilmektedir.

Formasyondaki kil minerallerini bolluk sırasına göre kaolinit, illit ve I-S ve az miktarda da klorit ve C-V oluşturmaktadır. En yaygın kil mineral parajenezleri illit + I-S + kaolinit ve illit + kaolinit + klorit + C-V ± I-S şeklindedir. Ayrıca, I + I-S ve tümüyle illitten oluşan fraksiyonlar da gözlenmektedir.

Formasyondaki minerallerin düşey yöndeki değişimleri hemen hemen tümüyle litolojik farklılıklardan kaynaklanmaktadır. Alt ve orta seviyelerde şeyl ve kireçtaşı daha fazla olduğu için kil ve karbonat mineralleri daha yaygın olmakta, üst seviyede ise tümüyle kumtaşı ve şeyl litolojilerinin yer alması nedeniyle kuvars ve özellikle feldispat miktarı artmaktadır (Şekil 11.a,b ve c). Tufanbeyli yöresindeki kesitte (Şekil 11.b) üst seviyelerde feldispat gözlenmemektedir. Saimbeyli yöresinde ise diğerlerinden farklı olarak üst seviyelere doğru kalsit miktarı artmaktadır (Şekil 11.c).

Kil fraksiyonundaki dikey dağılımda, Sarız yöresinde kaolinit üst seviyelere doğru artmakta, buna karşın Tufanbeyli ve Saimbeyli bölgelerinde ise üst seviyelere doğru azalmaktadır. Illitlerin miktarı Tufanbeyli bölgesinde Sarız ve Saimbeyli'dekilere göre daha fazla olmaktadır. Klorit ve C-V miktarı Sarız bölgesinden Tufanbeyli bölgesine doğru azalmakta, Saimbeyli bölgesinde ise hiç gözlenmemektedir. Bu farklılık detritik oldukları düşünülen klorit ve C-V'lerin kaynağını oluşturan özellikle volkanik kaynaktan beslenmenin Sarız bölgesinde daha yoğun olduğunu, diğer bir ifadeyle güneye doğru azaldığına işaret etmektedir. Nitekim, Devoniyen' de Sarız yöresinde volkanik kayalardan getirimin egemen olduğu Kıskaçlı-Sarız yol ayrımındaki kesiti kapsayan Şafaktepe formasyonunda da gözlenmiştir. Tüm kayaç mineralojisi gibi, kil mineralleri de litolojiye bağımlılık göstermektedir. Şeyllerde I-S miktarı daha fazla gözlenirken, kumtaşlarında klorit ve özellikle C-V artmaktadır. Klorit ve C-V' in artan feldispat miktarıyla doğru orantılı olarak arttığı, hatta bazı seviyelerde feldispatın olmadığı, şeyl ve kumtaşlarında hiç gözlenmediği belirlenmiştir. Klorit ve özellikle C-V' in kırıntılı seviyelerde ve feldispatlarla birlikte ortaya çıkması, bunların detritik ve/veya oluşumlarının bu minerallerle ilişkili olduklarına işaret etmektedir.

Ziyarettepe formasyonu (Cz)

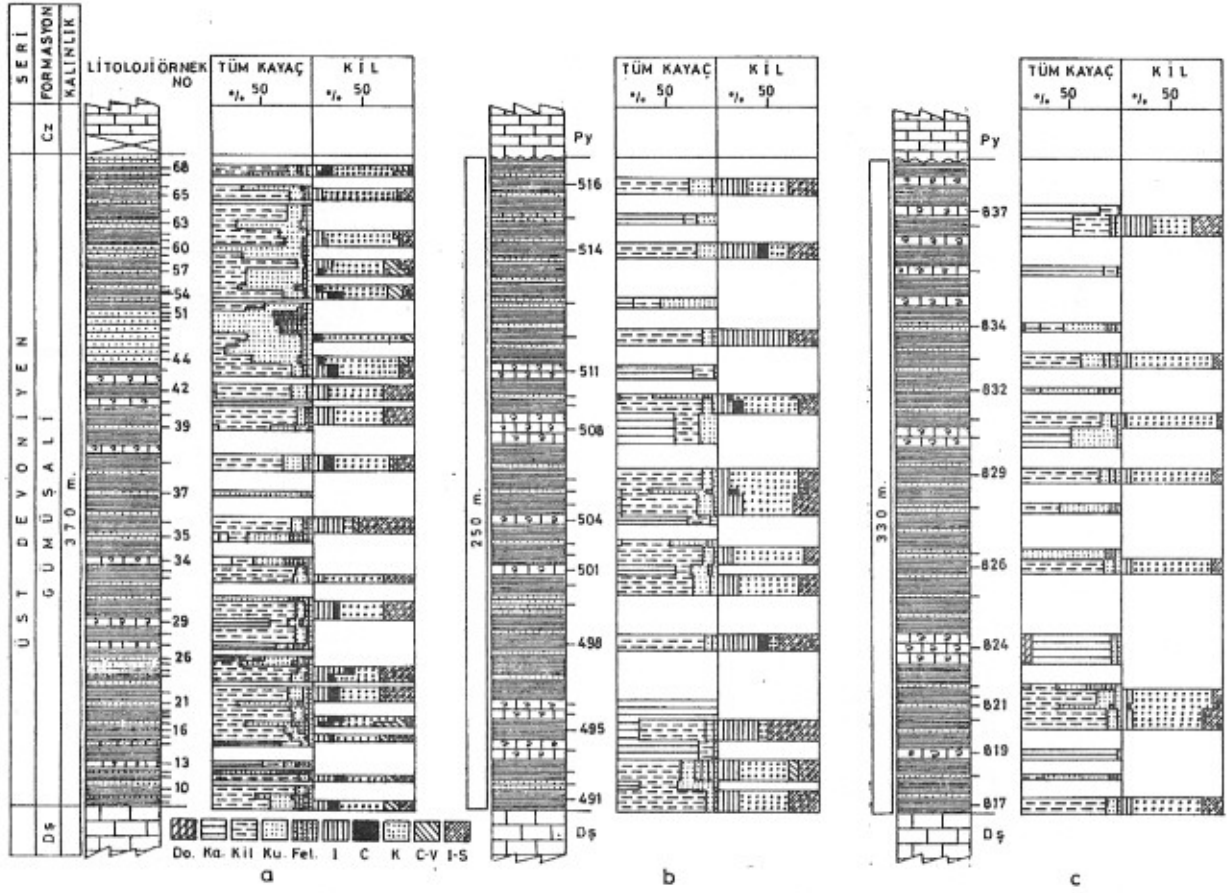
Alt Karbonifer yaşlı formasyonun egemen litolojisini Sarız yöresinde alt seviyede yer alan

gri, yer yer mercan resifleri içeren kireçtaşları ve genellikle sarımsı-kırmızımsı dolomitik kireçtaşları oluşturmaktadır. Üst seviyelere doğru daha yaygın gözlenen kireçtaşları, krem renkli olmalarıyla üzerine gelen Yığıltepe formasyonuna ait grimsi-siyahımsı kireçtaşlarından ayrılır. Dolomitik kireçtaşları orta seviyelerde daha yaygındır. Karbonat kayaçlarla arakatlı (0.5-1 m) jipsli ve spekülartitli siyah organik madde içeren şeyller ile kalınlıkları 2 m ye kadar ulaşan yeşil şeyl ve marnlar yer alırlar. Üst seviyelere doğru 4-5 m kalınlığında bordomsu şeyller egemen duruma geçmektedir. Sarız-Kıskaçlı kesiminde grimsi kireçtaşları ile açık kahverengimsi-sarımsı dolomitik kireçtaşları ve beyaz renkli dolomitler gözlenmiştir.

Tufanbeyli-Ayvat güneyinde diğer bölgelerdekinden farklı olarak formasyon üst seviyelere doğru ortaya çıkan gri-krem karbonatlı kumtaşı dışında, bütünüyle gri-siyah kumlu kireçtaşı ile gri-yeşil şeyl aralanmasından oluşmaktadır. En üst seviyelerde Değirmendere'dekine benzer şekilde siyahımsı organik maddeli şeyller gözlenmiştir.

Saimbeyli'de yüzeyleyen formasyona ait litolojiler, Tufanbeyli kesimdekine benzer biçimde kireçtaşı-şeyl aralanması gösteriyor ise de, kireçtaşı seviyelerinin daha kalın, şeyl seviyelerinin ise daha ince olması açısından farklılık sunmaktadır. Gri-siyah kireçtaşları 0.5-1 m kalınlığa sahip iyi tabakalanma sunarlar. Gri-yeşil şeyl ve marnlar ise, 15-20 cm kalınlığında ince seviyeler şeklindedir.

Sarız yöresindeki karbonat kayaçları çoğunlukla sparitik dokulu ve dolomitce zengin olmakla birlikte, Tufanbeyli ve Saimbeyli yörelerindeki sparitik dokuyla birlikte mikrosparitik doku da sergilemekte ve dolomit içermemektedir. Sarız-Değirmendere'de formasyonun en üst seviyelerinde intraklastlı dolosparitlerin gözlenmesi ve üzerinde yer alan Yığıltepe formasyonunda dolomitin gözlenmemesi bu formasyonların ayırt edilmesinde mineralojik ölçüt olarak kullanılabilmesine işaret etmektedir. Dolomitin (ve kaolinit), formasyonun en üst seviyelerinde yer alması, Alt Karbonifer sonuna doğru ortamın oldukça sığlaştığına veya diğer bir ifadeyle karasallaşmaya başladığını göstermektedir. Üstteki Yığıltepe formasyonunda dolomitin bulunmaması da bu iki formasyon arasındaki uyumsuz ilişkinin bir sonucu olarak değerlendirilebilir. Karbonifer ile Permien sınırları için fosil gözlenilmediği durumlarda, dolomitin mineralojik bir indikatör olarak kullanılabilmesi, bu iki sınırın uyumsuz olması



Şekil 11. Gümüşali formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Sarız-Yağoluğu dere, b. Tufanbeyli-Ağdaşalan, c. Saimbeyli-Hüseyinbelen (K:Kaolinit)

Figure 11. Vertical distributions of minerals determined in Şafaktepe formation, a. Sarız Yağoluğu dere, b. Tufanbeyli-Ağdaşalan, c. Saimbeyli-Hüseyinbelen (K:Kaolinite)

nedeniyle tüm bölge için mümkün olamamaktadır.

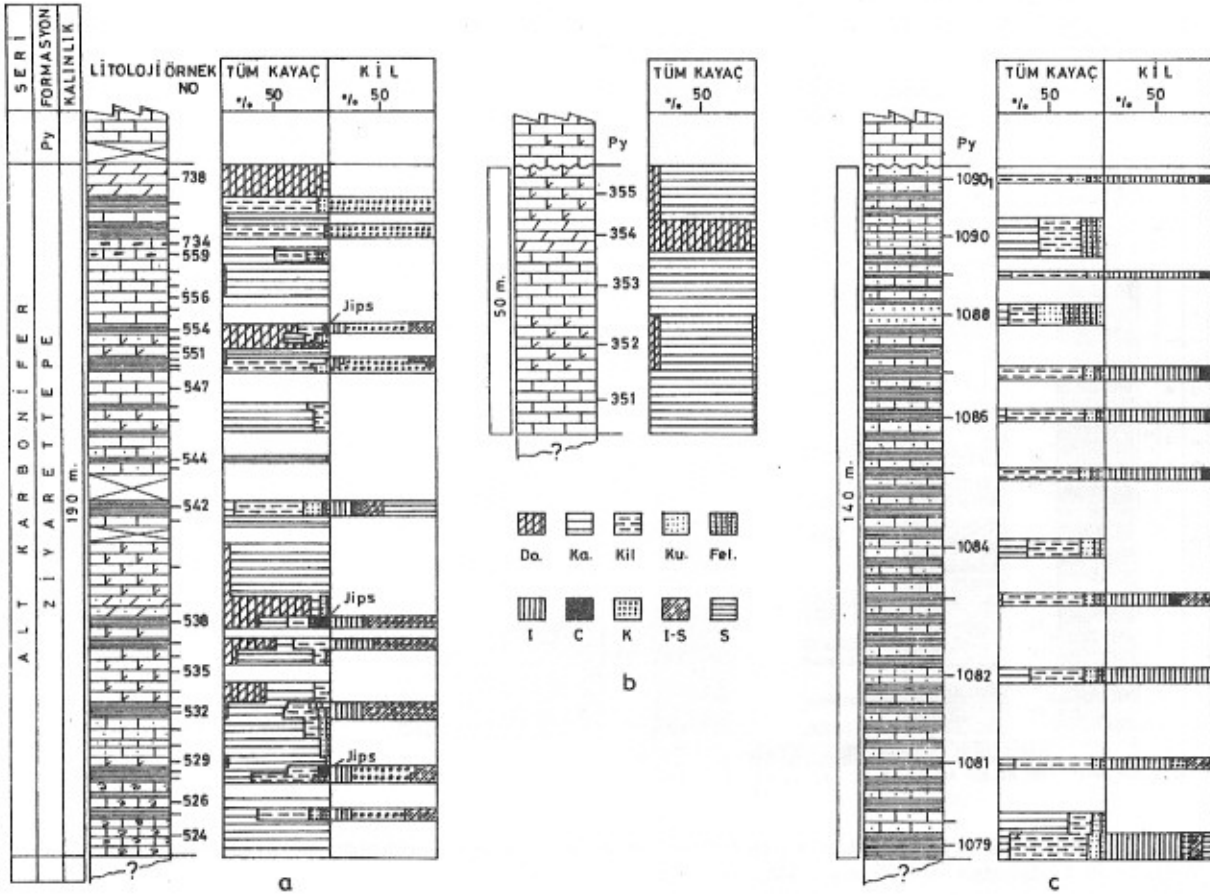
Dolomitin yanı sıra az da olsa kalsit içeren iri dolosparitlerde (biyolitosparit, litodolosparit, kalsitli litodolosparit, litoklastlı intrabiyo-sparit, litoklastlı biyo-sparit) kuvars, plajiyoklaz, ortoklaz, muskovit, klorit, biyotit, turmalin, zirkon ve opak minerallerden oluşan ekstraklastlar bulunmaktadır. Resifal özellikteki bazı fosil kavkılarında kalsedonik kuvars oluşumları gelişmiştir. Ekstraklast oranı kuzeyden güneye doğru kısmen artmakta ve Tufanbeyli bölgesinde olduğu gibi yer yer karbonatlı subarkoz türü kırıntılı kayalara geçilmektedir. İnce kum tane boyutuna sahip bileşenlere ve iyi boylanmaya sahip olan bu kırıntılı kayaların bağlayıcı malzemelerini karbonat çimento ve kil mineralleri oluşturmaktadır.

Birimin kil minerallerini başlıca illit, kaolinit, I-S, smektit ve klorit oluşturmaktadır.

En bol bulunan smektiti kaolinit ve I-S izlemektedir. Birimde en yaygın gözlenen kil mineral parajenezleri illit + I-S ve I + I-S + kaolinit 'dir. Illit + smektit + I-S ± klorit ± kaolinit ve illit ± klorit parajenezleri daha az gözlenmektedir. Ayrıca illit veya kaolinitten oluşan saf kil fraksiyonlar da saptanmıştır.

Formasyonun Sarız-Değirmendere kesitinde (Şekil 12.a) karbonat minerallerinin yanı sıra kuvars, feldispat ve kil mineralleri de gözlenmektedir. Kalsit tüm seviyelerde, dolomit orta ve özellikle en üst seviyelerde yer almaktadır. Jipsli organik maddece zengin siyah renkli şeyllerde yer alan kil mineralleri alt seviyelerde kaolinit + I-S + illit, orta seviyelerde illit + I-S ± kaolinit, en üst seviyelerdeki kahverengi-bordo şeyller ise tümüyle kaolinit içermektedir. Smektit orta seviyelerde yer alan bir örnekte belirlenmiştir.

Bölgenin en kuzeyini temsil eden Yağoluğu dere (Kıskaçlı-Sarız; Şekil 12.b)



Şekil 12. Ziyarettepe formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Sarız-Değirmendere, b. Sarız-Yağoluğu dere, c. Tufanbeyli-Ayvat

Figure 12. Vertical distributions of minerals determined in Ziyarettepe formation, a. Sarız-Değirmendere, b. Sarız-Yağoluğu dere, c. Tufanbeyli-Ayvat

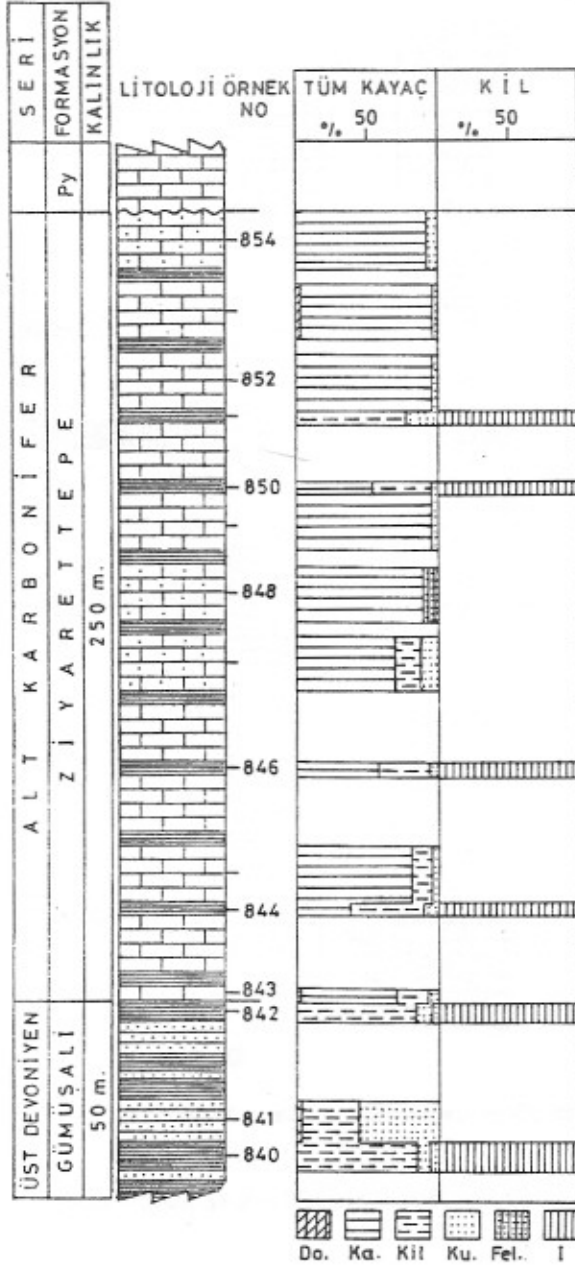
formasyonun tümüyle kalsit ve üst seviyelerde ortaya çıkan dolomitten oluştuğu gözlenmektedir.

Bölgenin orta kesimlerini temsil eden Tufanbeyli-Ayvat kesiti (Şekil 12.c) bölgenin kuzeyindekilerden farklı olarak kalsitle birlikte önemli miktarda silikat mineralleri de (kuvars, feldispat ve özellikle kil) içermektedir. Bu mineraller hemen hemen tüm seviyelerde gözlenmekte ve üst seviyelere doğru biraz daha artmaktadır. Kil minerallerini başlıca illit oluşturmakta, az miktarda kaolinit, klorit, I-S ve smektit de gözlenmektedir. En alt seviyede illit + I-S + kaolinit + smektit, orta ve üst seviyelerde ise tümüyle illit ± klorit bulunmaktadır.

Saimbeyli'de (Şekil 13) daha az olmakla birlikte Ayvat kesitine benzer şekilde karbonat (kalsit ve ender dolomit) ve silikat mineralleri (kuvars, feldispat ve kil) gözlenmektedir. Karbonat mineralleri tümüyle kalsitten

oluşmakta, dolomit ise çok az miktarda olup, üst seviyelerdeki bir örnekte saptanmıştır. Kil mineralleri diğer yörelerden farklı olarak tümüyle illitle temsil olunmaktadır.

Kuzeyden güneye doğru minerallerin yanal yönde de farklılıklar sunmaktadır. Bunlardan başlıcaları karbonatların, özellikle dolomitin kuzeyde egemen olması, ayrıca illit ile diğer silikatların güneye doğru artmasıdır. Killer kuzeyde genellikle I-S, kaolinit ve daha az da illit ile temsil edilmekte, orta kesimlerde illit miktarı daha da artmakta, I-S daha az bulunmaktadır. Kuzeyde yaygın olan kaolinit, orta kesimlerde (Tufanbeyli) gözlenmemekte, bu mineralin yerini az miktardaki klorit almaktadır. Güneyde (Saimbeyli) ise tümüyle illit ortaya çıkmaktadır. Bu farklılıklar bölgenin kuzeyinde kimyasal sedimantasyonun egemen olduğunu, güneye doğru kırıntılı sedimantasyonun daha da arttığını göstermektedir.



Şekil 13. Ziyarettepe formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Saimbeyli güneyi)

Figure 13. Vertical distributions of minerals determined in Ziyarettepe formation (south of Saimbeyli)

Yığıltepe formasyonu (Py)

Üst Permiyen yaşlı formasyonun egemen litolojisini yeşil şeyl laminasyonlu grimsi-siyahimsi düzenli tabakalanmalı (15-80 cm)

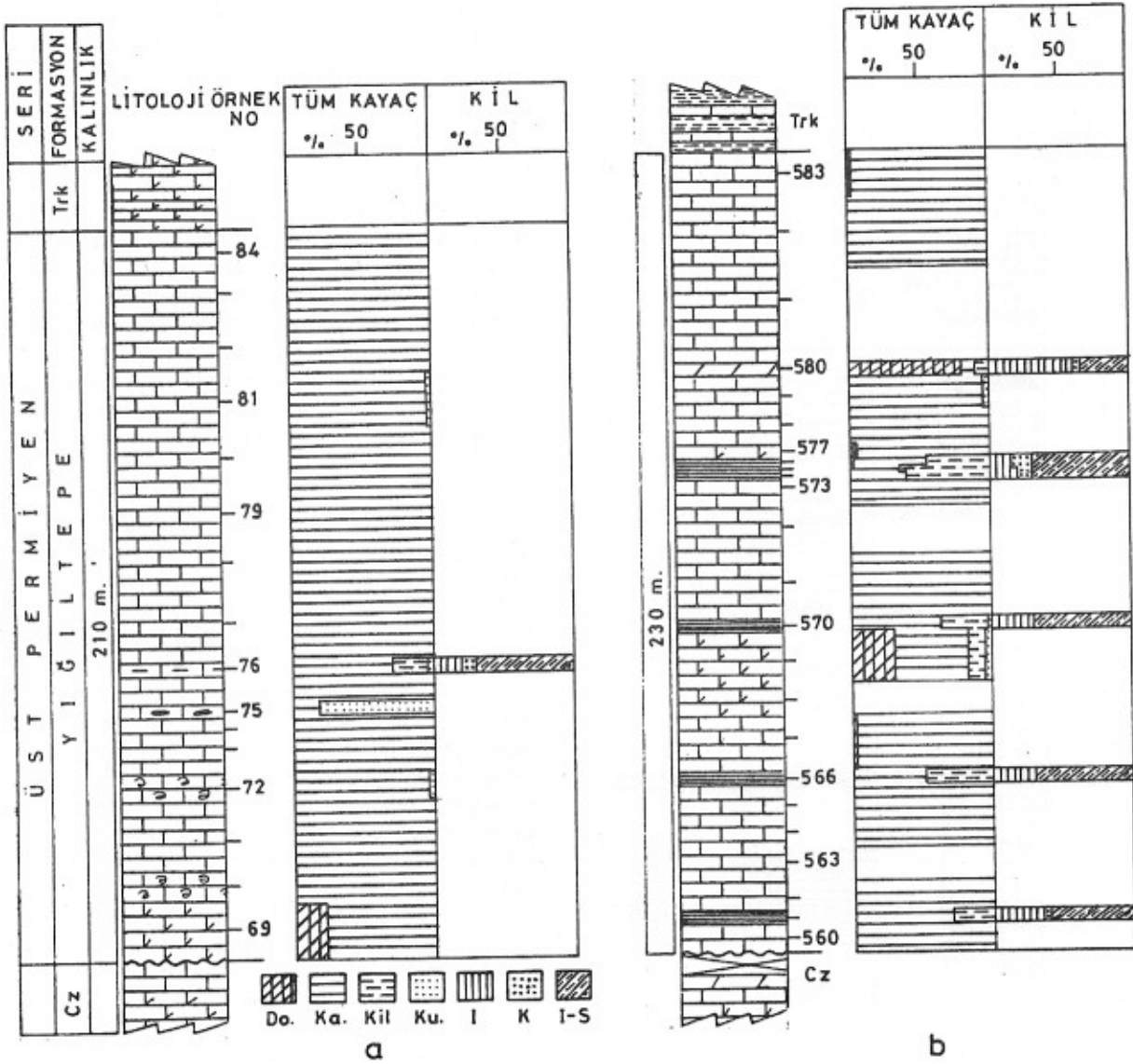
kireçtaşları oluşturur. Değirmenderede çok iyi mostra veren kireçtaşlarının yer yer gri-siyah, yer yer kalsit kristal mercikleri içeren organik maddece zengin şeyl laminasyonları (yer yer 2 m) içerdiği de gözlenmiştir. Ayrıca üst kesimlerde küremsi ve elipsoyidal kalsit jeodları içeren ve travertenimsi bir görünüm sunan kireçtaşları da bulunmaktadır.

Karbonatlı kayaçlarında kalsit ve dolomitin yanı sıra kuvars/kalsedon, feldispat, muskovit ve opak mineraller saptanmıştır. Çoğunlukla sparitik (sparit, dolosparit, oosparit, biyosparit, intrabiyosparit, çörtlü biyostrasparit, fosilli sparit, oolittli sparit, dolomitik sparit, intraklastlı biyosparit, litoklastlı biyosparit) ve daha az da mikrosparitik (mikrosparit, biyomikrosparit, fosilli mikrosparit, intrabiyomikrosparit, intraklastlı biyomikrosparit, intraklastlı dolomikrosparit, litoklastlı biyomikrosparit) dokulu kireçtaşları Ziyarettepe formasyonundakilere göre daha az dolomit ve ekstraklast içermektedir. Kalsedonik kuvars veya çört yumruları içermeleri de, alt ve üstteki benzer görünümlü kireçtaşlarından ayırt edilmelerini sağlayabilmektedir. Allokemleri bol miktardaki fosillerin (özellikle Mizzia sp. türü algler) yanı sıra intraklast ve bazen de oolittler oluşurmaktadır. Sparitik bir bağlayıcı içerisinde yer alan çoğunlukla yuvarlağımsı ve daha az da elipsoyidal oolittlerin çekirdeklerindeki intraklast, kalsit ve yer yer de fosil parçacıklarını saran mikritik dokulu konsantrik lamellerin sayısı azdır.

Sarız-Değirmendere ile Tufanbeyli ve Sarız arasında da (Kan geçidi) gözlendiği gibi, formasyon organik maddece zengin şeyller içermektedir. Bu seviyelerdeki kireçtaşlarının bol miktarda organik madde ve pirit içerdikleri gözlenmiştir. Fay zonlarına yakın veya kıvrımlı bölgelerdeki karbonatlı kayaçları oldukça breşik bir dokuya ve yaygın kalsit dolgulu damarlara sahiptir.

Birimde en bol gözlenen kil minerali I-S olup, bunu illit izlemektedir. Kaolinit eser miktarda yer almaktadır.

Formasyonun dikey yöndeki mineralojik dağılımı Yağoluğu dere kesitindeki gibi (Şekil 14.a), en alta dolomitin yer alması ve çörtlü seviyelerde kuvarsın artması dışında homojen bir dağılım sunmaktadır. Bir örnekteki kil fraksiyonu I-S + illit + kaolinit şeklindedir. Değirmendere'de (Şekil 14.b), organik maddeli şeyl arakatıklarına bağlı olarak kil miktarı daha fazladır. Dolomit orta seviyelerde ortaya çıkmaktadır. Kil mineral parajenezi I-S + illit + kaolinit olup, önemli bir dikey dağılım sunmamaktadır.



Şekil 14. Yığıltepe formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Sarız-Yağoluğu dere, b. Sarız-Değirmendere

Figure 14. Vertical distributions of minerals determined in Yığıltepe formation, a. Sarız-Yağoluğu dere, b. Sarız-Değirmendere

Katarası formasyonu (Trk)

Alt Triyas yaşlı birim Kısaçlı doğusunda 5 m kalınlığında kırmızımsı sarımsı ve alacalı dolomitik kireçtaşı, beyaz dolomit ve kırmızımsı-pembemsi dolomitik kireçtaşı ve pembemsi-gri alacalı kireçtaşlarından oluşmuştur. Değirmendere'de gözlenen yüzleği Kısaçlı'daki gibi 5 m kalınlığa sahip olmakla birlikte, egemen litolojiyi gri-siyah bazen sarımsı-kahverengimsi kireçtaşı (15-20 cm) ile sarımsı-yeşilimsi yer yer grimsi marn (25-30 cm) ardalanması oluşturmaktadır.

Kayapınar güneyinde ve Kan geçidinde formasyon daha kalın olup, alt seviyeleri grimsi-siyahımsı kireçtaşı, dolomit ve dolomitli kireçtaşlarından oluşmaktadır. Orta ve üst seviyelere doğru ince tabakalı sarımsı killi kireçtaşı arakatlı grimsi-sarımsı kireçtaşı ile yeşil marn ardalanmasına geçmektedir. En üst seviyeler ise grimsi kireçtaşlarıyla temsil edilmektedir.

Saimbeyli-Eyüplü kuzey kesimlerinde yüzeyleyen formasyon kuzeydekilere göre kırıntılı litolojiler de içermesiyle farklılık gösterir. Aynı bölgede kuzey kesimde alt seviyeler gri-

yeşil ve grimsi-kahverengimsi kumtaşı ile grimsi-yeşilimsi kilitaşı araldanmasından oluşur. Orta seviyeler grimsi, yer yer beyazımsı-pembemsi renkli dolomit, üst seviyeler ise pembemsi-grimsi kumlu kireçtaşı ve gri-siyah kireçtaşı ile bordo ve sarımsı marn araldanması içerir. Güney kesimde ise alt seviyeleri sarımsı plaketli dolomitik killi kireçtaşı, orta seviyeleri sarı killi kireçtaşı ve sarımsı-yeşil kilitaşı araldanmasından oluşur. Üst seviyelere doğru kilitaşlarının yerini bordo marnlar almaktadır. Diğer bir ifadeyle, Saimbeyli yöresine doğru kırıntılı bileşenler bol bulunmaktayken, Sarız ve Tufanbeyli yörelerinde daha çok kimyasal sedimantasyon ürünü litolojiler yer almaktadır.

Sarız-Kısaçlı-Yağoluğu dere de formasyon tümüyle karbonat kayalardan oluşmaktadır. Dolomit içeriği bakımından zengin olan bu kayalar çoğunlukla sparit (dolosparit, fosilli dolomitli sparit, dolomitli intraklastlı sparit, sparit), daha az da mikrosparit (mikrosparit, fosilli mikrosparit, fosilli dolomitli mikrosparit) dokuludur. Dolomit ve kalsitten oluşan karbonat mineralleri dışında herhangi bir mineral içermemeleri ve çok az allokem içeriğine sahip olmaları ile diğer bölgelerdekilerden ayrılmaktadır. Formasyonda alttaki ve üstteki birimlere göre dolomitli sparitlerin veya dolosparitlerin ortaya çıkması veya dolomit miktarının artış göstermesi bu yöre için Yığıltepe ve Katarası formasyonlarının ayırt edilmesinde, diğer bir ifadeyle Permiyen-Triyas geçişinin belirlenmesinde bir belirteç konumundadır.

Sarız-Değirmendere'de yüzeyleyen karbonat kayalarda Yağoluğu dere'dekilerden farklı olarak dolomit hiç gözlenmemekte ve allokem içeriği yüksek sparitlerin (intrabiyosparit) yanı sıra mikritler de (fosilli mikrit, dismikrit) yer almaktadır. Burada alttaki Yığıltepe formasyonuna göre herhangi bir mineralojik farklılık gözlenmemekte, yalnızca mikritler ortaya çıkmaktadır.

Tufanbeyli-Kayapınar güneyindeki karbonat kayaları alt seviyelerde mikrosparitik (litomikrosparit, intraklastlı mikrosparit), orta seviyelerde sparitik (dolomitik sparit, intraklastlı sparit, intrasparit, fosilli intrasparit, litoklastlı biyostrasparit), üst seviyelerde ise mikritik (fosilli mikrit, intraklastlı fosilli mikrit) doku bakımından daha zengindirler. Kuzeydekilere göre daha yaygın kalsit dolgulu damarlar içeren karbonat kayalarının ekstraklast (kuvars, plajiyoklaz, muskovit, klorit, biyotit, opak mineral) içerikleri daha fazladır.

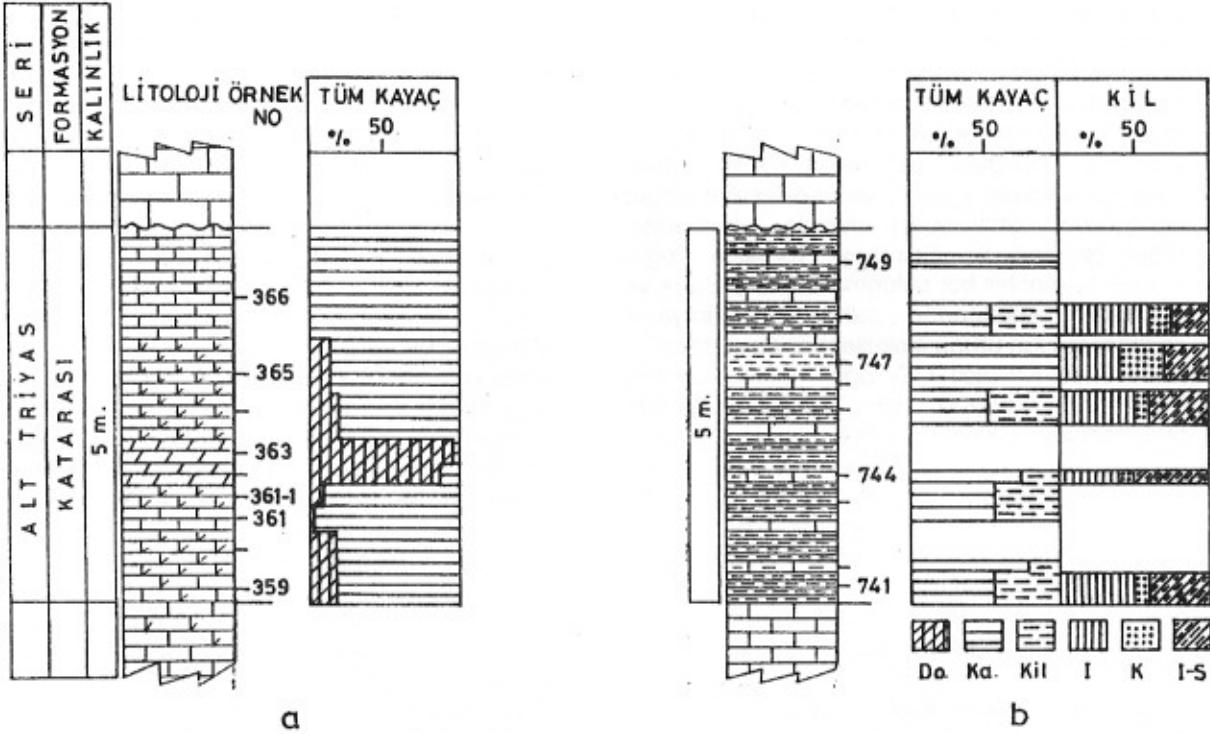
Tufanbeyli-Polatpınar kuzeyindeki karbonat kayaları genellikle sparitik (sparit, litosparit, oosparit, intrabiyosparit, dolomitli

litosparit, fosilli sparit, fosilli intrasparit, litoklastlı biyosparit) daha az mikrosparitik (mikrosparit, fosilli mikrosparit, intraklastlı mikrosparit) ve ender olarak da mikritik bileşimdedir. Formasyonun alt sınırında dolomitli kireçtaşının yer alması (dolomitli litosparit) Kısaçlı köyündekine benzer şekilde dolomitin formasyonun alt sınırı için ölçüt olabileceğine işaret etmektedir. Yöredeki kayalardaki ekstraklastlar kuzeydekilere göre biraz daha fazladır.

Saimbeyli yöresindeki karbonat kayaları ekstraklast içeriğinin kuzeydekilere göre çok daha fazla oluşu ile dikkati çekmektedir. Ayrıca, mikali kuvars arenit ve karbonatlı subarkoz türü kumtaşları da bulunmaktadır. Kırıntılı kayaların ana bileşenlerini kuvars ve daha az da feldispat oluşturmada, bunların yanı sıra muskovit, biyotit, klorit, hornblend, titanit, turmalin, zirkon ve opak mineraller de gözlenmektedir. Kuzeydekilere göre ekstraklastların yanı sıra mikritik (dismikrit, litoklastlı intramikrit) kireçtaşlarını daha fazla içermektedir. Sparitik-mikrosparitik kireçtaşları da (sparit, dolosparit, biyosparit, litoklastlı biyosparit, mikrosparit, fosilli mikrosparit, litoklastlı biyomikrosparit ve dolomitli mikrosparit) gözlenmektedir. Saimbeyli doğusunda formasyon aynı yörede birbirine yakın ölçekte bile önemli yanallı değişimi göstermektedir. Bu yanallı değişim litolojilere kırıntılı bileşenlerin ve dolomitin miktarındaki farklılıklar şeklinde yansımaktadır. Ayrıca, Permiyen Triyas geçişi açısından da farklılık gözlenmektedir. Formasyon Sarız ve Tufanbeyli' dekilere benzer şekilde dolomitli kireçtaşı, diğerinde ise mikali kuvars arenit olarak adlandırılan kırıntılı kayalar ile başlamaktadır.

Birimde illit, I-S, kaolinit, klorit, C-V ve smektit mineralleri belirlenmiştir. Bol miktarda gözlenen illit ve I-S minerallerini kaolinit, C-V, klorit ve smektit izlemektedir. Smektit yalnızca üç örnekte belirlenmiştir.

Formasyon kuzeyden güneye doğru önemli mineralojik farklılık göstermektedir. Bölgenin en kuzeyini temsil eden Sarız-Kısaçlı kesitinde birimin karbonat minerallerinden (kalsit ve dolomit) oluştuğu belirlenmiştir (Şekil 15.a). Dolomit en alt seviyeden itibaren ortaya çıkmakta ve orta seviyede yoğunlaşmaktadır. En üst seviyede ise tümüyle kalsit gözlenmektedir. Sarız-Değirmenderede karbonat minerallerinin yanı sıra önemli miktarda kil mineralleri belirlenmiştir (Şekil 15.b). Kil mineralleri tümüyle illit+I-S+kaolinitten oluşan bir parajenez sergilemektedir.



Şekil 15. Katarası formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Sarız-Kısaçlı Yağoluğu dere, b. Sarız-Değirmendere

Figure 15. Vertical distributions of minerals determined in Katarası formation, a. Sarız-Kısaçlı Yağoluğu dere, b. Sarız-Değirmendere

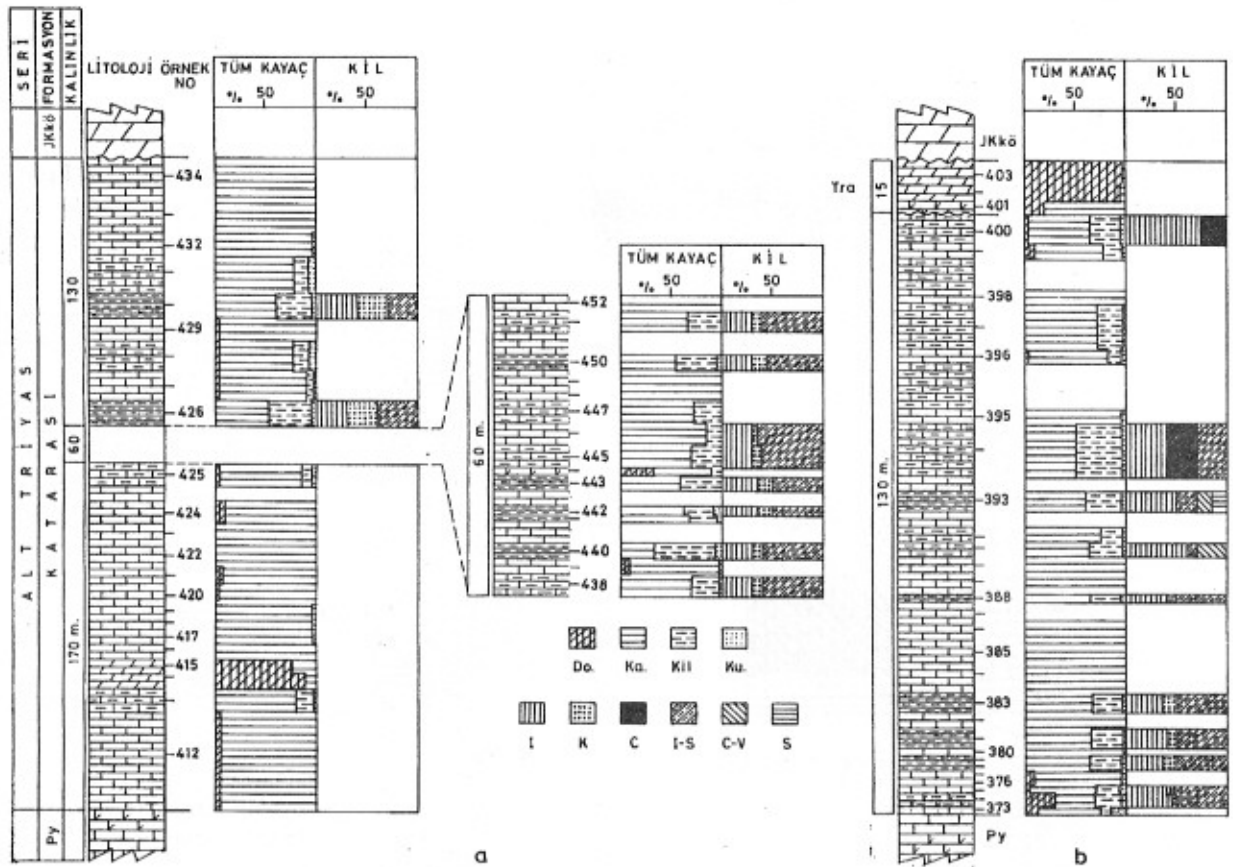
Kayapınar köyünün (Tufanbeyli) hemen güneyinde gerçekleştirilen kesitte bol miktarda karbonat minerallerinin yanı sıra özellikle orta seviyelerde kil minerallerinin yer aldığı gözlenmiştir (Şekil 16.a). Karbonat mineralleri büyük ölçüde kalsit ile temsil edilmektedir. Dolomit alt seviyelerde yoğun olup üste doğru azalmakta, en üst seviyede ise hiç gözlenmemektedir. Kil mineralleri tümüyle illit+I-S+kaolinit ile temsil edilmekte ve kaolinitin üste doğru biraz artması dışında düşey yönde önemli bir değişim göstermemektedir.

Tufanbeyli-Polatpınar doğusundaki kesitte (Şekil 16.b) kil minerallerinin Kayapınar kesitindekilere göre biraz daha arttığı göze çarpmaktadır. Karbonat minerallerinden kalsit egemen olup, dolomit en alt seviyede ve çok az miktarda da en üst seviyede yer almaktadır. Kil mineralleri alttan üste doğru illit + I-S + kaolinit, illit + I-S + C-V ve illit + I-S + klorit şeklinde mineralojik dağılım sergilemektedir.

En üst seviyedeki örnekte ise tümüyle illit+klorit parajenezi söz konusudur. Kil

mineralojisindeki bu değişimin beslenme rejiminden kaynaklandığı düşünülmektedir. Diğer bir ifadeyle, alt seviyelerde tümüyle diyajenetik kil mineralleri yer alırken, üst seviyelerde bunların yanı sıra detritik klorit ve C-V mineralleri de bulunmaktadır.

Bölgenin güneyini temsil eden kesitlerde (Şekil 17.a,b) kuzeydekilere göre kırıntılı bileşenlerden ileri gelen kuvars, feldispat ve kil minerallerinin daha yoğun olduğu gözlenmektedir. Aynı yörede birbirine yakın olarak ölçülen kesitlerden kuzeydekinde (Şekil 17.a) alt seviyelerin kuvars ve kil, orta seviyelerin dolomit, üst seviyelerin ise kil ve kalsit bakımından zengin olduğu belirlenmiştir. Kil mineralleri alt seviyelerde illit + C-V, üst seviyelerde ise illit + C-V + klorit ve illit + klorit şeklindedir. Güneydeki kesitte ise (Şekil 17.b), en alt seviyede dolomit bulunması dışında önemli bir dikey dağılım gözlenmemektedir. Kil mineralleri illit + C-V, illit + C-V + klorit ve üst seviyelerde tümüyle illitten oluşmaktadır.



Şekil 16. Katarası formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Tufanbeyli-Kayapınar, b. Tufanbeyli-Polatpınar doğusu

Figure 16. Vertical distributions of minerals determined in Katarası formation, a. Tufanbeyli-Kayapınar, b. Tufanbeyli-east of Polatpınar

Ayvat formasyonu (Tra)

Üst Triyas yaşlı formasyon alt seviyelerde dış görünümü sarımsı, taze kırık yüzeyi grimsi-mavimsi, yer yer laminalı killi kireçtaşı arakatlıları içeren orta tabakalanmalı fosilli kireçtaşlarından oluşmaktadır. En üst seviyeleri (Polatpınarı doğusu) tümüyle beyazımsı-grimsi dolomit ve sarımsı-kırmızımsı dolomitik kireçtaşlarıyla temsil edilmektedir.

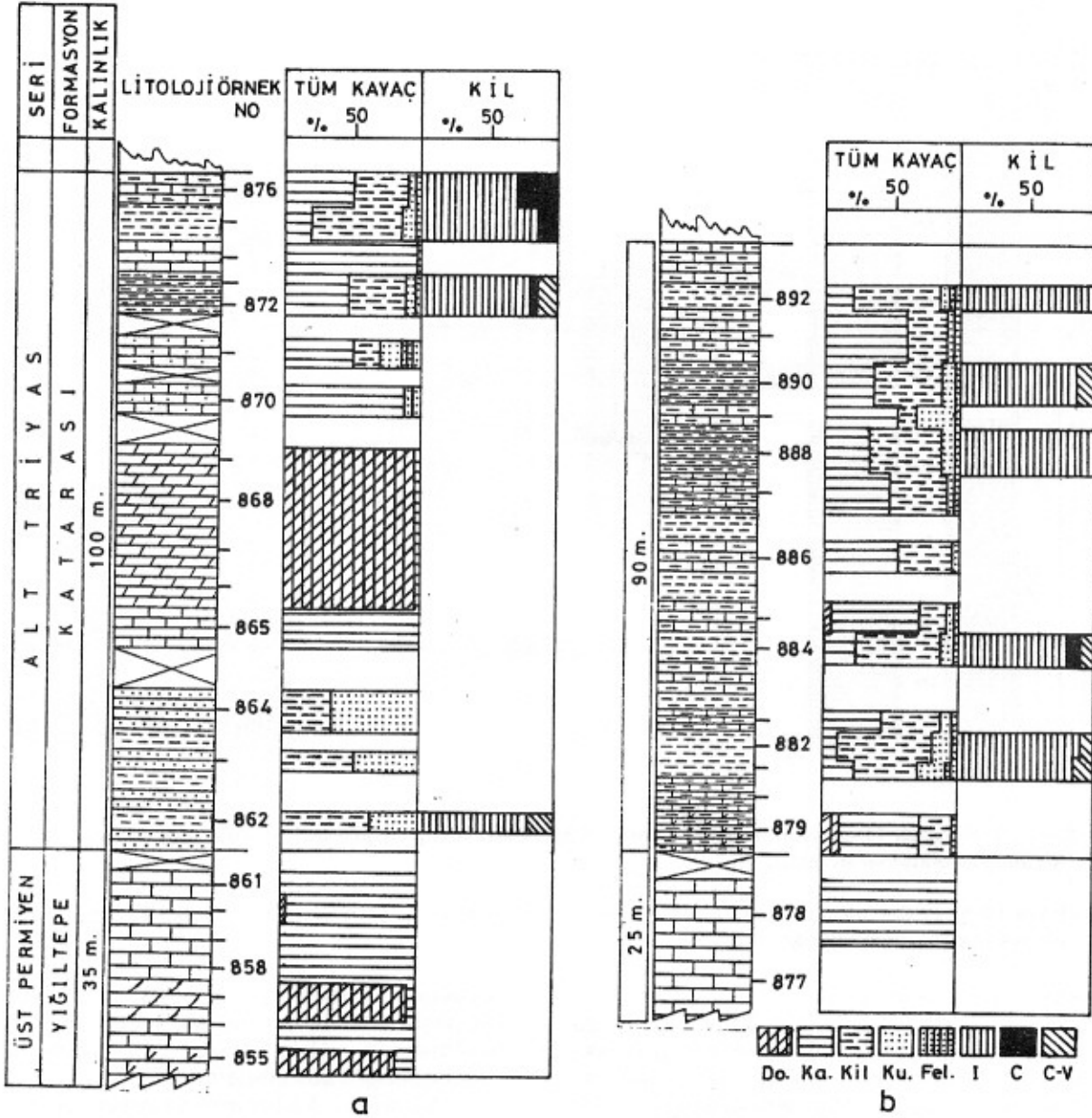
Varol ve diğerleri (1987) formasyonun aşınmadan korunan çökel alanlarında oluştuğunu belirterek, bazı bölgelerde çok ince olması nedeniyle önceki araştırmacılar tarafından gözden kaçırıldığını ve bu durumda da birimin ya alttaki Katarası formasyonuna ya da üstteki Köroğlutepe formasyonuna dahil edildiğini ileri sürmüşlerdir. Yazarlar, özellikle üst seviyelerde yer alan dolomitleşme nedeniyle birimin maskelendiğini, diğer bir ifadeyle üstteki Köroğlutepesi formasyonunun dolomitlerinden ayırt edilemediğini, bununla birlikte dolomitli

seviyenin hemen altındaki dolomitik kireçtaşlarında bazen iyi korunmuş fosillerin bulunmasıyla Üst Triyas'ın varlığının saptanabildiğini belirtmişlerdir.

Birimdeki karbonatlı kayaçlar genelde mikritik olup, az miktarda mikrosparitik (mikrosparit, biyointramikrosparit) dokulu kireçtaşları da yer almaktadır. Dolomitler tümüyle sparitik (dolosparit, dolomitli intrasparit) dokuludurlar. Allokem içeriği formasyon bazında düşük olup birkaç örnekle sınırlı kalmaktadır.

Killi kireçtaşlarından oluşan örnekler üzerinde yapılan çözümlenmeler, bunların hemen hemen eşit miktarlarda bulunan başlıca illit, I-S ve kaolinit içerdiklerini ortaya koymuştur.

Formasyonun dikey yöndeki dağılımı Tekneli (Sarız) yöresindeki kesitte incelenmiş ve killi kireçtaşı seviyelerinde kil ve kuvarsların ortaya çıkması dışında düşey yönde herhangi bir değişim gözlenmemektedir (Şekil 18).



Şekil 17. Katarası formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Saimbeyli doğusu (kuzey kesimi), b. Saimbeyli doğusu (güney kesimi)

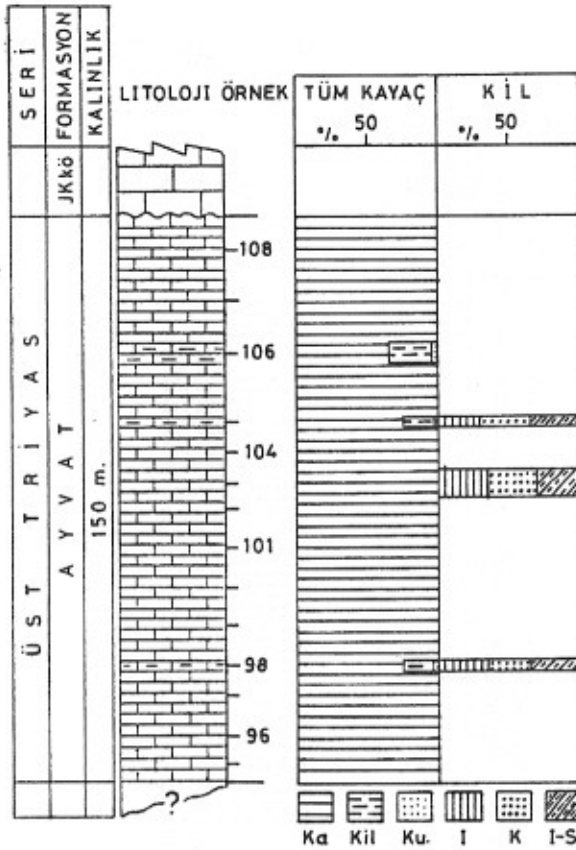
Figure 17. Vertical distributions of minerals determined in Katarası formation, a. east of Saimbeyli (northern part), b. east of Saimbeyli (southern part)

Köroğlutepe formasyonu (JKkö)

Jura-Kretase yaşlı formasyon kalın tabakalı, kıvrımlı ve yer yer breşik karbonatlı kayalardan (baskın olarak grimsi-krem ve beyazımsı krem kireçtaşı, ayrıca sarımsı-açık kahverengimsi dolomitik kireçtaşı, beyaz veya grimsi-beyaz dolomit) oluşmaktadır. Tufanbeyli ile Kayapınar köyü yörelerinde dolomitler birimin alt sınırı ile Jura-Alt Kretase sınırında ortaya

çıkılmaktadır. Saimbeyli Eyüplü köyü çevresinde Tufanbeyli ve Sarız yörelerinden farklı olarak daha çok grimsi renklere sahip olup, dolomitik seviyeler içermemektedir.

Kireçtaşı ve dolomitler genellikle kalsit ve/veya dolomit şeklinde tekdüze bir mineralojik bileşime sahip olup, ancak birkaç örnekte ekstrakt (kuvars, plajiyoklaz, muskovit, klorit) içerdikleri belirlenmiştir.



Şekil 18. Ayvat formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Sarız-Tekneli)

Figure 18. Vertical distributions of minerals determined in Ayvat formation (Sarız-Tekneli)

Kireçtaşları bölgesel açıdan önemli bir dokusal farklılık sunmamaktadır. Mikritik kireçtaşlarının (mikrit, dismikrit, biyomikrit, fosilli mikrit, intramikrit, intrabiyomikrit, fosilli intramikrit, oomikrit, pelmikrit) yanı sıra mikrospartik (mikrospart, biyomikrospart, intrabiyomikrospart, intraklastlı mikrospart, intraklastlı biyomikrospart, fosilli mikrospart, fosilli intramikrospart, dolomitik mikrospart, dolomitik intramikrospart) ve spartik (spart, intraspart, oointraspart, biyostraspart, intrabiyospart, litoklastlı spart, intraklastlı oospart, fosilli intraspart) kireçtaşları da yer almaktadır.

Karbonat kayaçlarında ender de olsa otijenik klorit oluşumu gözlenmiştir. Klorit oluşumları koyu yeşilimsi girişim rengine ve lifsi-ignemsi görünüme sahip Paleozoyik yaşlı kireçtaşı ve meta-kireçtaşlarından oldukça farklıdır. Formasyona ait kireçtaşları genellikle, mikritik doku göstermesi ve yaygın kalsit dolgulu

damarlar içermesi ile Paleozoyik yaşlı diğer kireçtaşlarından ayırt edilmektedir.

Dolomitler tümüyle iri spartik dokuya sahiptirler. Dolomitlerin Jura'nın alt ve üst kesimlerinde ortaya çıkması Triyas-Jura ve Jura-Kretase devirlerinin ayırt edilmesine olanak sağlamaktadır. Tufanbeyli-Kayapınar arasında gerçekleştirilen tip kesitte, formasyon dolospart ve dolomitik intramikrospart türü dolomit ve dolomitik kireçtaşlarıyla başlamaktadır. Dolomitik seviyenin üzerine çoğunlukla mikritik dokuya sahip kireçtaşları gelmekte, Jura'nın en üst kesimlerinde ise yine dolospartler yer almaktadır. Alt Kretase'den itibaren yine mikritik kireçtaşları ortaya çıkmakta ve dolomit gözlenmemektedir. Dolomitlerin Triyas-Jura ve Jura-Kretase sınırlarına yakın yerlerde ortaya çıkması Varol ve Magaritz (1992) tarafından da vurgulanmıştır. Yazar dolomitlerin oluşumunun küçük çaplı transgresif ve regresif periyotlar sırasında deniz seviyesinin değişimi ile ilişkili olduğunu ileri sürmüştür. Dolomitlerin Jura için karakteristik oldukları Torosların kuzeyini temsil eden Hekimhan bölgesinde yapılan çalışmalarda da ortaya konulmuştur (Bozkaya ve Yalçın, 1991).

Mikritik kireçtaşlarında başlıca illit, I-S ve klorit/kaolinit türü kil mineralleri belirlenmiştir. Kil mineral parajenezlerini illit + I-S + klorit/kaolinit, illit + klorit/kaolinit ve tümüyle illit oluşturmaktadır.

Formasyonunu Tufanbeyli-Kayapınar arasındaki kesitte bütünüyle karbonat mineralleri gözlenmekte ve düşey yönde önemli bir mineralojik değişim bulunmamaktadır (Şekil 19.a).

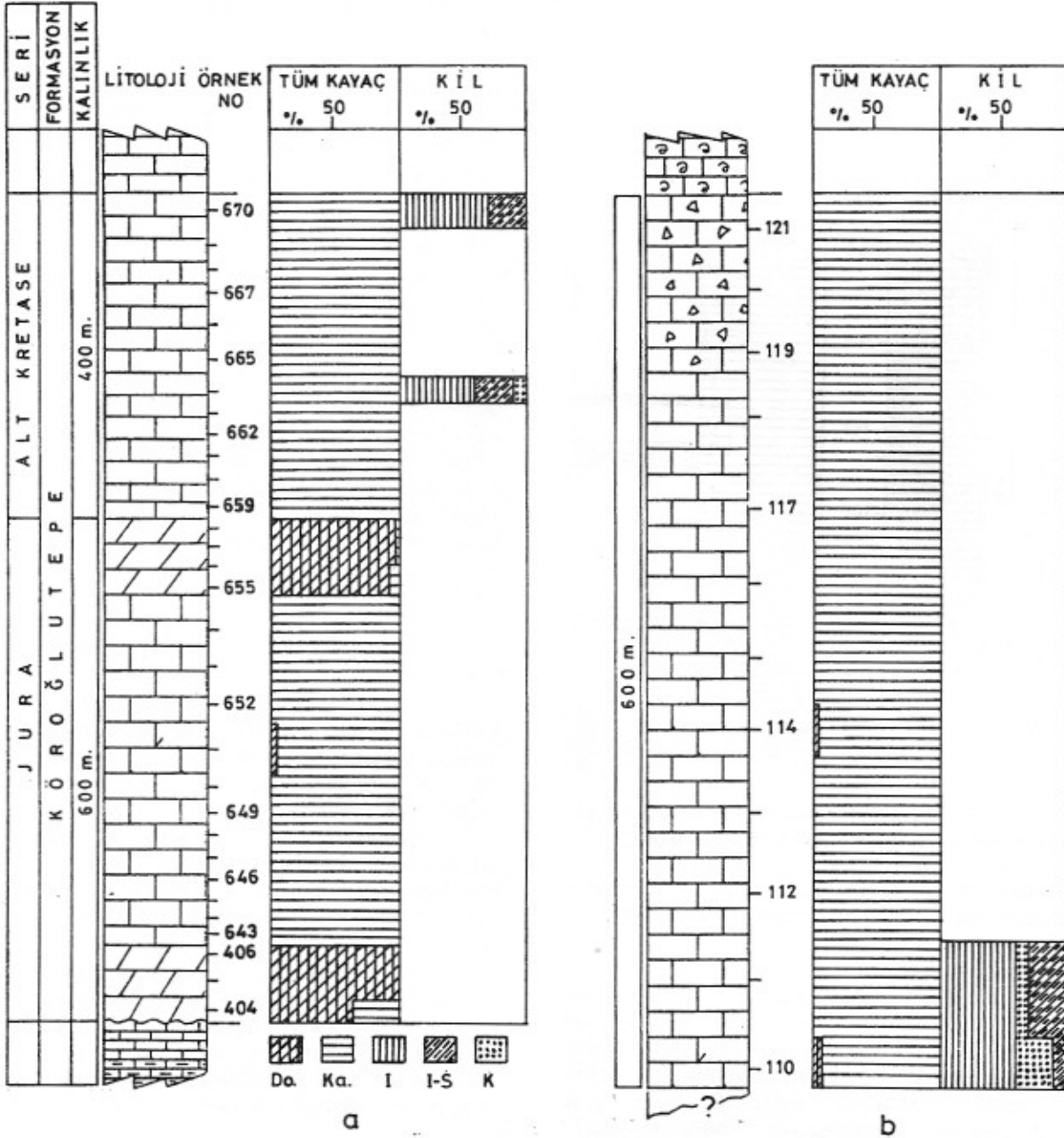
Sarız-Büyüksöbeçimen kuzeyinde ve formasyonun üst seviyelerini temsil eden kesitte (Şekil 19.b) kalsit egemen olup, dolomit yalnızca iki örnekte ve eser miktarda gözlenmiştir. Kil mineralleri tekdüze olup tümüyle illit, I-S ve kaolinitten oluşmaktadır.

Yanıktepe formasyonu (Ky)

Üst Kretase (Santoniyen-Kampaniyen) yaşlı birim tümüyle sarımsı-açık kahverengimsi ve krem, orta-kalın tabakalı, bol fosilli (rudist) kireçtaşlarından oluşmaktadır.

Kireçtaşlarının tümüyle kalsit içerdiği ve spart (biyospart), mikrospart (biyomikrospart, intramikrospart, intrabiyomikrospart, fosilli intramikrospart, intraklastlı biyomikrospart) ve mikritten (biyomikrit, fosilli mikrit, intraklastlı biyomikrit) oluştuğu ortaya konulmuştur. Benzer görümlü olan Koroğlutepe formasyonuna göre bol fosil içermesiyle ayırt edilmektedir.

İki adet mikritik kireçtaşının kil fraksiyonunu illit, smektit, I-S ve klorit/kaolinit



Şekil 19. Köroğlutepe formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a.Tufanbeyli-Kayapınar, b.Sarız-Büyüksoğemen kuzeyi

Figure 19. Vertical distributions of minerals determined in Köroğlutepe formation, a. Tufanbeyli-Kayapınar, b. Sarız-north of Büyüksoğemen

oluşturmaktadır. illit + I-S + klorit/kaolinit ve illit + I-S şeklinde parajenez sunmaktadır.

Bütünüyle kalsit ile temsil edilen karbonat kayalarından oluşan birimde tüm kayacın mineralojisi açısından dikey, yanal ve alansal bir değişim bulunmamaktadır.

Elmaçat formasyonu (Ke)

Üst Kretase (Üst Maestrihtiyen) yaşlı birimin egemen litolojisini beyaz, konkoyidal kırılmalı, yer yer çört yumrulu (kahverengimsi, 1-10 cm), 2-3 m kalınlığındaki seviyeler halinde gözlenen ince taneli pelajik kireçtaşları oluşturmaktadır. Pelajik kireçtaşlarıyla arakatlı olarak 0.5-1 m kalınlığında açık kahverengimsi-

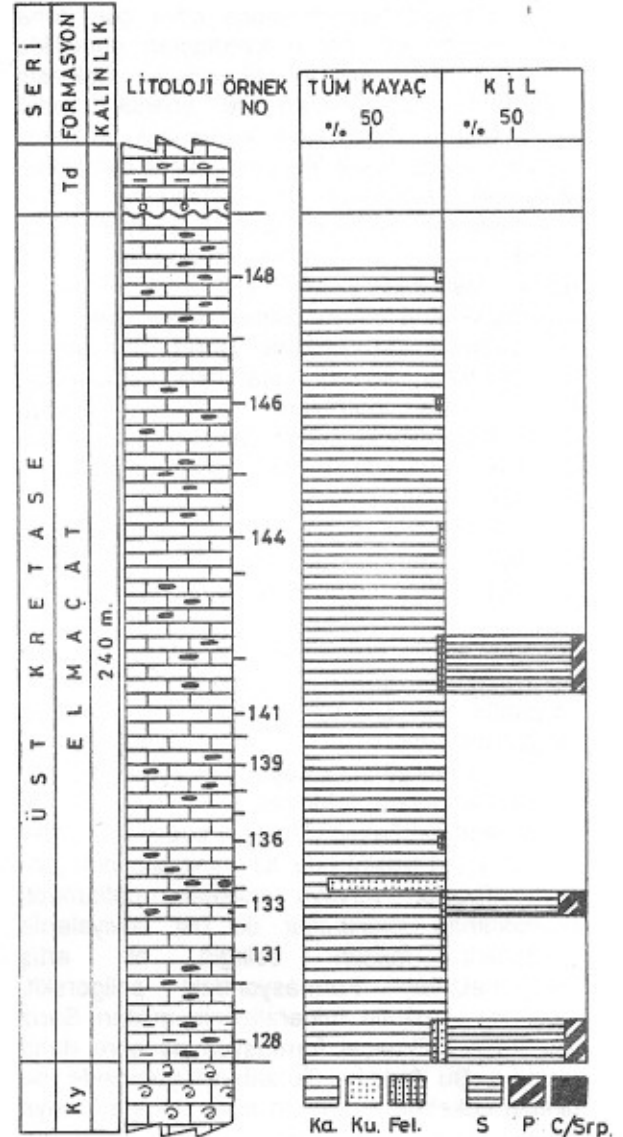
krem renkli kumtaşı veya daha sert, iri taneli, breşik neritik fosillerce zengin kireçtaşları yeralmaktadır.

Kireçtaşları genellikle mikritik (biyomikrit, çörtlü biyomikrit) kısmen de mikrosparitik ve sparitiktir (biyomikrosparit, intrabiyomikrosparit, intraklastlı biyomikrosparit, intraklastlı biyosparit, çörtlü fosilli intrasparit).

Kireçtaşlarının breşik/detritik Rudist, Orbitoides ve Siderolites gibi neritik ortamı karakterize eden fosillerin yanı sıra bol miktarda Globotruncana sp. türü pelajik ortamı yansıtan derin deniz fosilleri ile birlikte, litoklast ve bol miktarda çört ve/veya kalsedonik kuvars içermesi ile Yanıktepe formasyonundakilerden ayrılırlar. Metamorfik ve ofiyolitik birimlerden kaynaklanan ekstraklastlar sırasıyla kuvars, feldispat, biyotit, klorit, muskovit ile birlikte yer yer volkanik ve serpantin türü ofiyolitik kayaç parçacıkları ile temsil edilir. Sığ denize ait ve genellikle breşik şekillerde gözlenen fosillerin havzanın çökeltme sırasındaki tektonik duraysızlığına bağlı olarak sığ deniz resifal bölgelerinden aktarıldığını düşündürmektedir. Benzer ilişki Torosların kuzeyini oluşturan Hekimhan bölgesindeki aynı yaşlı kayaçlarda da gözlenmiştir (Bozkaya ve Yalçın, 1992). Çok az da olsa gözlenen serpantin parçacıkları birimin çökeltmesi sırasında ofiyolitlerin bölgede bulunduğu işaret etmektedir. Ofiyolitik kayaç parçacıklarının yanı sıra paligorskit türü Mg-kil minerallerinin gözlenmesi bu görüşü destekler niteliktedir.

Formasyon başlıca dioktahedral smektit olmak üzere paligorskit ve daha az da klorit ve serpantin türü kil mineralleri içermektedir. Smektit ve paligorskit tüm örneklerde gözlenmekte iken, klorit ve serpantin yalnızca iki örnekte belirlenebilmiştir. Paligorskit miktarı maksimum % 15'e kadar ulaşmaktadır. Serpantin ve kloritler ise eser miktarda (% 5) yer almaktadır. Kil mineral parajenezlerini smektit + paligorskit + klorit + serpantin veya tümüyle smektit + paligorskit oluşturmaktadır. Formasyon alttaki birimlerden farklı olarak bol miktarda smektitin yanı sıra paligorskit ve serpantin içermektedir. Üst Kretase'nin en üst seviyelerindeki derin deniz ortamını temsil eden kireçtaşlarında smektit ve paligorskitin gözlenmesi otokton Toros istifinin kuzeydeki uzantısı olan Hekimhan bölgesinde de belirtilmiştir (Bozkaya ve Yalçın, 1993; Yalçın ve Bozkaya, 1995a).

Birimde belirlenen minerallerin düşey yöndeki değişimleri Büyüksöbeçimen güneyinde yapılan ölçülü kesitte incelenmiştir (Şekil 20). Çörtlü seviyelerde kuvarsların artması dışında mineraller homojen bir dağılım sunmaktadır.



Şekil 20. Elmaçat formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Sarız-Büyüksöbeçimen güneyi), (P:Paligorskit, C/Srp:Klorit ve/veya Serpantin)

Figure 20. Vertical distributions of minerals determined in Köroğlutepe formation (Sarız-south of Büyüksöbeçimen), (P:Paligorskite, C/Srp:Chlorite and/or Serpentine)

Güzelimköy formasyonu (Kg)

Formasyon aynı yaşa sahip olduğu Elmaçat formasyonuna göre özellikle kumlu kireçtaşı ve killi kireçtaşı-marn seviyeleri içermeleriyle ayrılırlar. 2-10 m kalınlığındaki, yer yer çakıllı, kumlu kireçtaşları grimsi-krem, genellikle 30-40 cm kalınlığındaki killi kireçtaşı-

marn seviyeleri ise yeşilimsi-beyazımsı renklindedir.

Elmaçat formasyonuna göre çok daha fazla ekstraklast içeren kireçtaşları genellikle mikritik (fosilli mikrit, biyomikrit, litoklastlı biyomikrit, litobiyomikrit) ve sparitik (fosilli intrasparit, litoklastlı fosilli intrasparit, litoklastlı intrabiyosparit, fosilli litosparit, fosilli intraklastlı litosparit) özelliktedir. Fosiller mikritik dokulu kireçtaşlarında pelajik, sparitik olanlarda ise neritik türdedirler. Sparitik kireçtaşlarında sığ deniz fosillerinin yanı sıra, bol miktarda ekstraklastların da yer alması kıyıya yakın sığ ve duraysız bir ortama işaret etmektedir. Ekstraklastlar kuvars, plajiyoklaz, muskovit, biyotit, klorit, hornblend, piroksen, epidot; litoklastlar volkanik, serpantin ve radyolarit gibi ofiyolitik ve kuvarsit türü metamorfik kayaç parçacıklarından oluşmaktadır.

Formasyonun egemen kil mineralini smektit oluşturmakta, paligorskit, klorit ve serpantin de gözlenmektedir. Ayrıca, bir örnekte eser miktarda talk minerali de saptanmıştır. Formasyondaki kil mineral parajenezlerini smektit + paligorskit + klorit + serpantin ve smektit + klorit + serpantin oluşturmaktadır.

Tufanbeyli Kayapınar'ın hemen kuzeyinde kuvars, feldispat ve kil minerallerinin dikey dağılımı tümüyle litolojiye bağımlıdır (Şekil 21). Killi kireçtaşlarında kil minerallerinin yanı sıra ofiyolitik ve/veya volkanik getirimden kaynaklanan feldispatlar ile üst seviyelerde paligorskit miktarı belirgin bir artış göstermektedir. Formasyondaki paligorskit, klorit ve serpantin minerallerinin miktarı Sarız yöresindeki Elmaçat formasyonuna göre daha fazladır. Bu farklılık Tufanbeyli yöresinde bu birimin çökme ortamının biraz daha sığ veya kıyıya biraz daha yakın olması nedeniyle ofiyolitik malzemenin daha fazla taşınmasından kaynaklanmaktadır.

Hocabet formasyonu (Th)

En alt seviyelerinde düzenli bir Kretase-Tersiyer geçişinin gözlemlendiği kırmızımsı-kahverengimsi ve yer yer krem renkli, çok az dolomit içeren killi kireçtaşları yer almaktadır. Üst Maestrihtiyen ve Alt Paleosen yaşlı pelajik fosiller içeren bu kayaçlar makroskopik olarak birbirinden ayırt edilememektedir. Bu nedenle 5-15 m arasında değişen oldukça ince bir seviye halinde izlenen benzer görünümlü Üst Kretase yaşlı bu kayaçlar da formasyona dahil edilmiştir. Kırmızımsı-kahverengimsi renklerin egemen olduğu bu seviyenin üzerinde beyazımsı-krem ve grimsi ince tabakalı (5-20 cm) plakete görünümlü, tabakalanmalı kireçtaşları ve

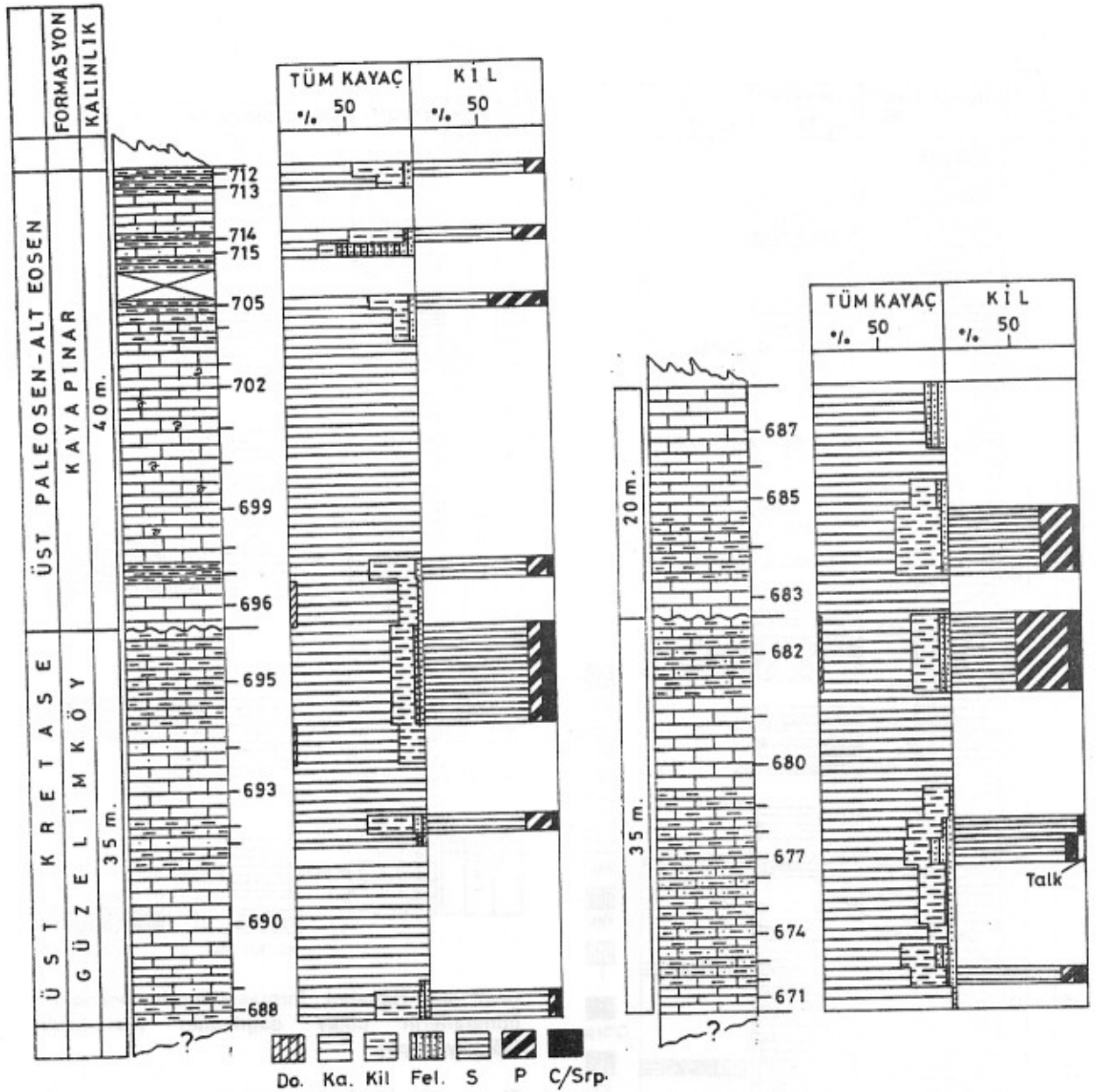
bunlarla aratabakalı çörtlü, genellikle grimsi-kahverengimsi kumlu ve yeşilimsi-grimsi, konkoyidal kırılmalı killi kireçtaşları ile ender olarak karbonatlı kumtaşları yer almaktadır.

Diğer taraftan, çok az dolomit içeren kireçtaşlarının Tersiyer'de ortaya çıkması, en üst Kretase'de hiç gözlenmemesi, zaman sınırları ve/veya geçişleri ile dolomitin kronostratigrafik dağılımı arasında bir ilişkinin olduğuna işaret eder niteliktedir. Çok daha geçerli bulgular, incelenen bölgeye göre daha sığ ortamları karakterize eden Hekimhan (Bozkaya ve Yalçın, 1991,1992; Yalçın ve Bozkaya, 1992), Tecer (Yalçın ve İnan, 1992a) ve Koyulhisar (Yalçın ve İnan, 1992b) yörelerinde elde edilmiştir.

Kireçtaşları alt seviyelerde mikritik (biyomikrit), orta seviyelerde sparitik (intrabiyosparit, çörtlü intrasparit, çörtlü intrabiyosparit, litoklastlı sparit, fosilli çörtlü sparit, litoinsparit, intralitosparit, litointrabiyosparit, fosilli litoinsparit), üst seviyelerde ise mikritik ve mikrosparitik (biyomikrit, fosilli mikrit, fosilli mikrosparit, litoklastlı biyomikrosparit) dokuludur. Üst Kretase-Tersiyer geçişinin yer aldığı en alt seviyelerde allokemler, mikritik ortokem içerisinde yer alan ve tümüyle pelajik ortamı temsil eden fosillerden oluşmaktadır. Üst seviyelere göre ekstraklast içeriği çok az olan bu seviyelerde ender de olsa kuvars, biyotit, klorit, muskovit ve serpantin parçacıkları gözlenmiştir. Sparitik dokunun daha egemen olduğu orta seviyelerde neritik fosillerle birlikte intraklastlar da bulunmakta, ekstraklast miktarı ise belirgin bir biçimde artmaktadır. Başlıca kalsit ve ender olarak dolomit gözlemlendiği bu kayaçlarda kuvars, feldispat, muskovit, biyotit, klorit ve amfibol mineralleri ile serpantin, volkanik ve kuvarsit parçacıkları da bulunmaktadır.

Kil mineralleri başlıca smektit, illit, klorit, serpantin, S-C ve I-S' den oluşmakta, smektit + illit + I-S, smektit + klorit/serpantin + C-S + illit, smektit + illit + C-S + I-S + klorit/serpantin, C-S + illit + klorit/serpantin, illit + I-S + klorit + serpantin + smektit, smektit ± illit ± klorit/serpantin ve illit + I-S gibi parajenezler sunmaktadır. Ofiyolitik beslenmeye rağmen Saimbeyli yöresini temsil eden bu formasyonda Sarız ve Tufanbeyli bölgelerindeki gibi paligorskite rastlanılmamış, buna karşın Mg bakımından zengin trioktaedrik smektitler gözlenmiştir.

Birimde karbonat minerallerinden kalsitin egemen olduğu, kuvarsın çörtlü kireçtaşı, eser miktardaki dolomitin ise orta seviyelerde ortaya çıktığı belirlenmiştir. Hocabet dere kesitinde



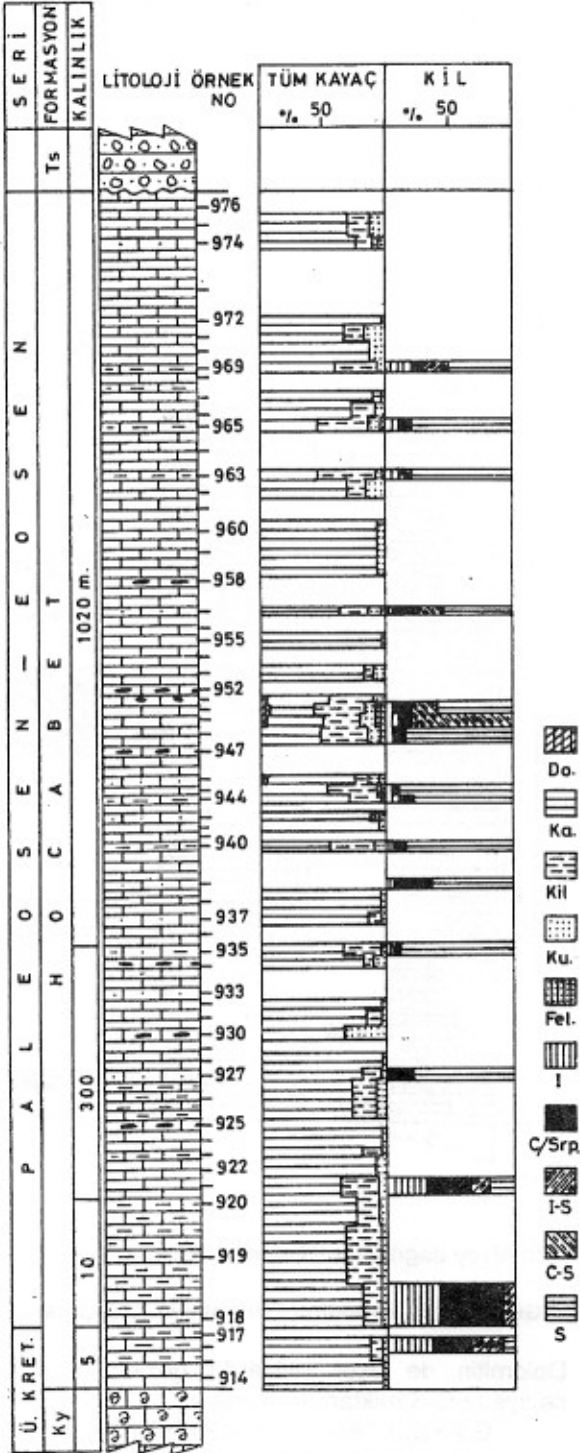
Şekil 21. Güzelimköy formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Tufanbeyli-Kayapınar)

Figure 21. Vertical distributions of minerals determined in Güzelimköy formation (Tufanbeyli-Kayapınar)

genellikle kuvarsla birlik oluşturan feldispatlar ise alt seviyelerde eser miktarda iken, orta ve üst seviyelerde kısmen artmaktadır (Şekil 22). Kil minerallerinin dikey dağılımlarında alttan üste doğru belirgin bir mineralojik farklılık izlenmiştir. Kretase'yi temsil eden alt seviyelerde tümüyle illit, klorit, I-S, ve ender olarak smektit gözlenirken üst seviyelerde klorit miktarı azalmakta ve smektit miktarının yanı sıra C-S minerali de ortaya çıkmaktadır.

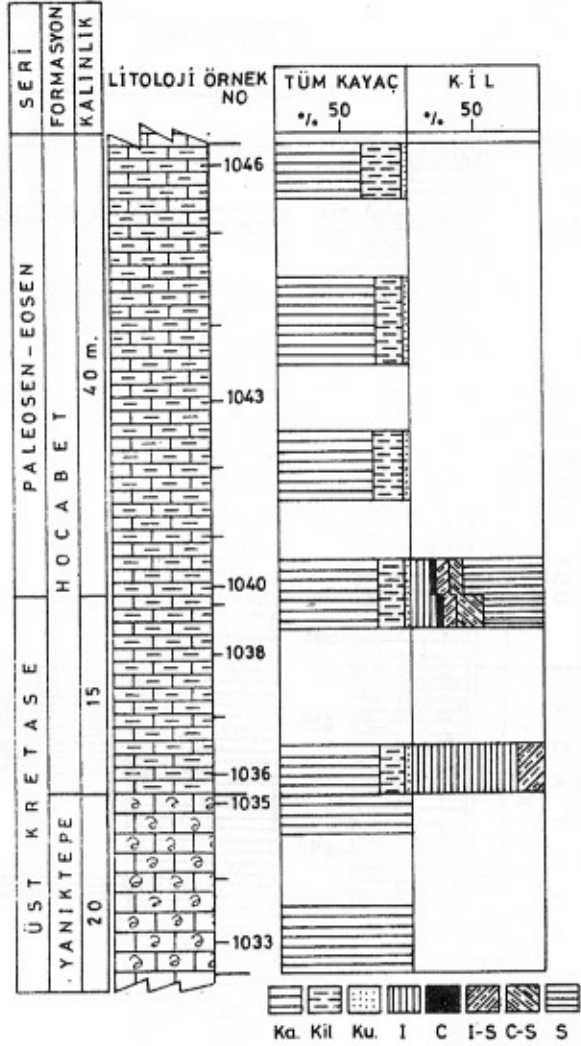
Dolomitin de eser miktarda gözleendiği orta seviyede C-S miktarı artmaktadır.

Gökkaya Tepe kesitinde (Şekil 23), kalsit, kuvar ve kil minerallerinin dikey dağılımlarında belirgin bir farklılık gözlenmemiştir. Buna karşın kil mineralleri açısından Kretase'yi temsil eden alt seviyede yalnızca illit ve I-S gözlenmekte iken, Kretase-Tersiyer geçişine yakın kesimlerde illit miktarı azalmakta, buna karşın smektit, S-C ile klorit ve serpantin ortaya çıkmaktadır.



Şekil 22. Hocabet formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Saimbeyli-Hocabet dere)

Figure 22. Vertical distributions of minerals determined in Hocabet formation (Saimbeyli-Hocabet dere)



Şekil 23. Hocabet formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Saimbeyli-Gökkaya tepe)

Figure 23. Vertical distributions of minerals determined in Hocabet formation (Saimbeyli-Gökkaya tepe)

Bu veriler formasyonun alt seviyesindeki Kretase yaşlı killi kireçtaşlarında metamorfik kayalardan türeyen detritik illit ve kloritler yer almakta iken, üst seviyelerde ofiyolitik ve/veya volkanik beslenme sonucu diyajenetik trioktaedrik smektitler ile detritik serpantinler ve yine volkanik kökenli S-C mineralleri ortaya çıkmaktadır. Bu da Tersiyer döneminde birimin daha fazla ofiyolitik ve volkanik malzeme aldığına işaret etmektedir.

Kayapınar formasyonu (Tk)

İlk kez Bozkaya (1995) tarafından tanımlanan formasyonun Kayapınar köyü kuzeyinde iki adet referans kesit ölçümü yapılmış ve 20 ve 40 m kalınlık belirlenmiştir (bkz. Şekil 21). Formasyonun egemen litolojisini genellikle bol çatlaklı ve breşik, krem ve yer yer grimsi, orta-kalın tabakalı (40-50 cm) kireçtaşları oluşturmaktadır. Kireçtaşları çoğunlukla sparit (intrabiyosparit, intraklastlı biyosparit, litoklastlı biyosparit, fosilli intralitosparit) ve daha az da mikritik (litoklastlı biyomikrit, intraklastlı biyomikrit) dokuya sahiptirler. Mikritik kireçtaşlarında pelajik, sparitik kireçtaşlarında ise neritik fosillerin egemen olduğu ve bu fosillerin bir arada bulunduğu gözlenmiştir. Ekstraklastlar başlıca kuvars, plajiyoklaz, biyotit, klorit, muskovit, hornblend ve apatit mineralleri ile serpantin ve volkanik kayaç parçacıklarından oluşmaktadır. Kireçtaşlarıyla birlikte grimsi killi kireçtaşları ve üst seviyelerde de yeşilimsi ve kahverengimsi marnlar araldanmalıdır.

Formasyonun alt sınırı Güzelimköy formasyonu ile uyumsuzdur. Üst sınırı aşınma yüzeyine karşılık gelmekle birlikte, bölgesel stratigrafi açısından ele alındığında Lütésiyan yaşlı Demiroluk formasyonu ile uyumsuz olarak örtülmektedir.

Alt seviyedeki kireçtaşlarında pelajik fosillerden Üst Paleosen'i karakterize eden *Planorotalites pseudomenardii* (BOLLI) ve *Morrozovella* sp. fosilleri belirlenmiştir (M.Akyazı, C.Ü.). Ayrıca bu kireçtaşlarıyla arakatlı neritik fosillerce zengin kireçtaşlarında da *Rotalia trochidiformis* LAMARCK, *Distictoplast biserialis* DIETRICH, *Idalina sinjarica* GRIMSDALE, *Gypsina linearis* (HANZAWA), *Rotalia perovalis* TERQUEM, *Miscellanea miscella* (d'ARCHIAC & HAIME), *Planorbulina* aff. *antiqua* MANJIN fosilleri bulunmuş ve Üst Paleosen yaşı verilmiştir (N.Özgen, C.Ü.).

Üst seviyelerdeki kireçtaşlarında ise *Idalina sinjarica* GRIMSDALE, *Assilina yvette* SCHAUB, *Lockhartia conditi* DAVIES, *Donatae liburnica* DROBNE, *Cibicides* sp., *Gyroidina* sp., *Kathina* sp., *Anomalina* sp., *Miscellanea* sp., *Mississippina* sp., *Rotalia* sp., *Chrysalidina* sp., *Daviesina* sp., *Fabularia*, *Miliolidae*, *Bryozoa*, *Alg* ve *Ekinid diken*i belirlenmiş (N.İnan ve N.Özgen, C.Ü.) İlerdiyen (Üst Paleosen-Alt Eosen) yaşı verilmiştir.

En üst seviyelerdeki bir kireçtaşında ise *Assilina placentula* DESHAYES, *Idalina* aff. *sinjarica* GRIMSDALE, *Cibicides* sp., *Gyroidina* sp., *Hadonia* sp., *Eponides* sp., *Discocyclina* sp., *Schlosserina* sp., *Ekinid diken*i ve *Alg*

fosilleri saptanmış ve Küviziyan (Alt Eosen) yaşı verilmiştir (N.İnan ve N.Özgen, C.Ü.). Yukardaki verilere göre birimin yaşı Üst Paleosen-Alt Eosen olarak belirlenmiştir.

Formasyondaki kil minerallerini başlıca smektit, paligorskit, klorit ve serpantin oluşturmaktadır. Kil mineral parajenezleri smektit + paligorskit + klorit + serpantin ve smektit + paligorskit 'dir.

Birimin alttaki Güzelimköy formasyonu ile sınırına yakın kesimlerde az miktarda dolomitin ortaya çıkması dışında karbonat minerallerinin dağılımında herhangi bir değişiklik bulunmamaktadır (bkz. Şekil 21). Bununla birlikte feldispat, klorit ve serpantin miktarının en üst kesimlere doğru biraz daha artmaktadır.

Demiroluk formasyonu (Td)

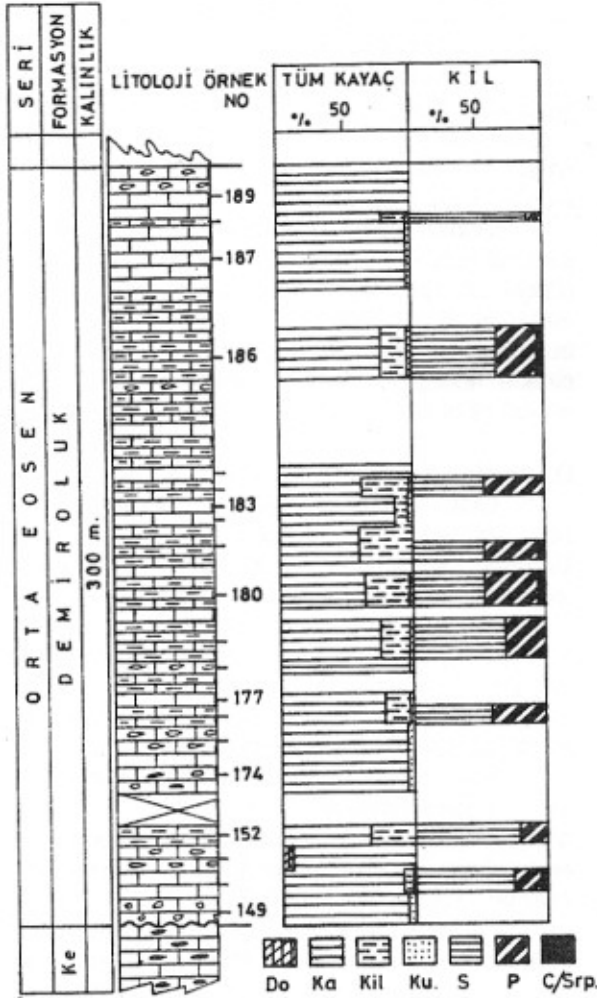
Orta Eosen yaşlı formasyonun alt seviyelerdeki kalın tabakalı (1-2 m) çakıllı kireçtaşı ve karbonatlı çakıltaşı hariç, egemen litolojisini karbonat kayaçlar oluşturmaktadır. 0.5-1 m kalınlığındaki beyazımsı-açık yeşilimsi ve konkoyidal kırılmalı killi kireçtaşları ile araldanmalı olarak 10-50 cm kalınlığındaki sarımsı-kahverengimsi bol fosilli ve yer yer çörtlü kireçtaşları da bulunmaktadır.

Kireçtaşları kalsit ile birlikte az miktarda da kuvars/kalsedon, plajiyoklaz, biyotit, muskovit, klorit ve kayaç parçacıkları (volkanik, serpantin, çört) içermektedir. Kireçtaşları mikritik (biyomikrit, çörtlü biyomikrit, fosilli mikrit), mikrosparitik (intrabiyomikrosparit, intraklastlı biyomikrosparit, fosilli mikrosparit) ve sparitik (çörtlü biyosparit, çörtlü biyointrasparit) özelliktedir. Silis oluşumlarının fazla olduğu birimdeki kireçtaşlarında çört parçacıklarının yanı sıra, gözeneklerde gelişen kalsedonik kuvarlar da yer almaktadır.

Birimde kil mineralleri olarak smektit, paligorskit, klorit ve serpantin belirlenmiştir. Talk yalnızca bir örnekte saptanabilmiştir. Kil mineral parajenezlerini smektit + paligorskit + klorit/serpantin ve smektit + paligorskit oluşturmaktadır.

Büyüksöbeçimen güneyinde, gerek tüm kayaç ve gerekse kil fraksiyonu açısından önemli bir dikey dağılım sunmayan formasyon diğer formasyonlara (Elmaçat, Güzelimköy ve Kayapınar) göre daha fazla paligorskit içermesiyle dikkati çekmektedir (Şekil 24).

Yukardaki mineralojik veriler ortamın diğer formasyonlardakine göre daha alkalın olmasının yanı sıra, paligorskitin kaynağı olan ofiyolitik kayaçların bu dönemde daha fazla malzeme vermesi ile ilişkili olduğunu göstermektedir.



Şekil 24. Demirogluk formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Sarız-Büyükşöbeçimen güneyi)

Figure 24. Vertical distributions of minerals determined in Demirogluk formation (Sarız-south of Büyükşöbeçimen)

Sümbüldağ formasyonu (Ts)

Miyosen yaşlı birimin alt seviyelerini oluşturan kumtaşı arakatlı kalın tabakalı (1.5-2 m) çakıltaşı metamorfik, ofiyolitik ve sedimanter kökenli (kuvarsit, meta-silttaşı, radyolarit, volkanik, çört, kireçtaşı), iyi yuvarlaklaşmış, iri çakıllı yer yer bloklu polijenik bileşenlere sahiptir. Bunun üzerinde ise ince-orta tabakalı (15-20 cm) sarımsı-kahverengimsi litarenitik kumtaşları yer almaktadır.

Formasyonun üst seviyeleri kömür arakatlı karbonatlı kayalardan oluşmaktadır (Şekil 25.a,b). Alt seviyeler yer yer jipsli gri-siyah kömür ve kömürlü marn arakatlı karbonatlı

kayaçlardan oluşmakta iken, orta ve üst seviyeler 15-20 m lik seviyeler halinde açık kahverengi-gri bol çatlaklı kireçtaşı arakatlıları içeren beyaz-bej, yer yer gastropodalı killi kireçtaşlarından oluşmaktadır. Kireçtaşları mikrosparit (mikrosparit, fosilli mikrosparit) daha az da mikritik (mikrit, fosilli mikrit) dokuludur. Kalsitin yanı sıra aragonit ve eser miktarda dolomit de içeren kireçtaşları gerek allokem gerekse ekstraklast (kuvars, biyotit, muskovit, klorit) bakımından fakirdir.

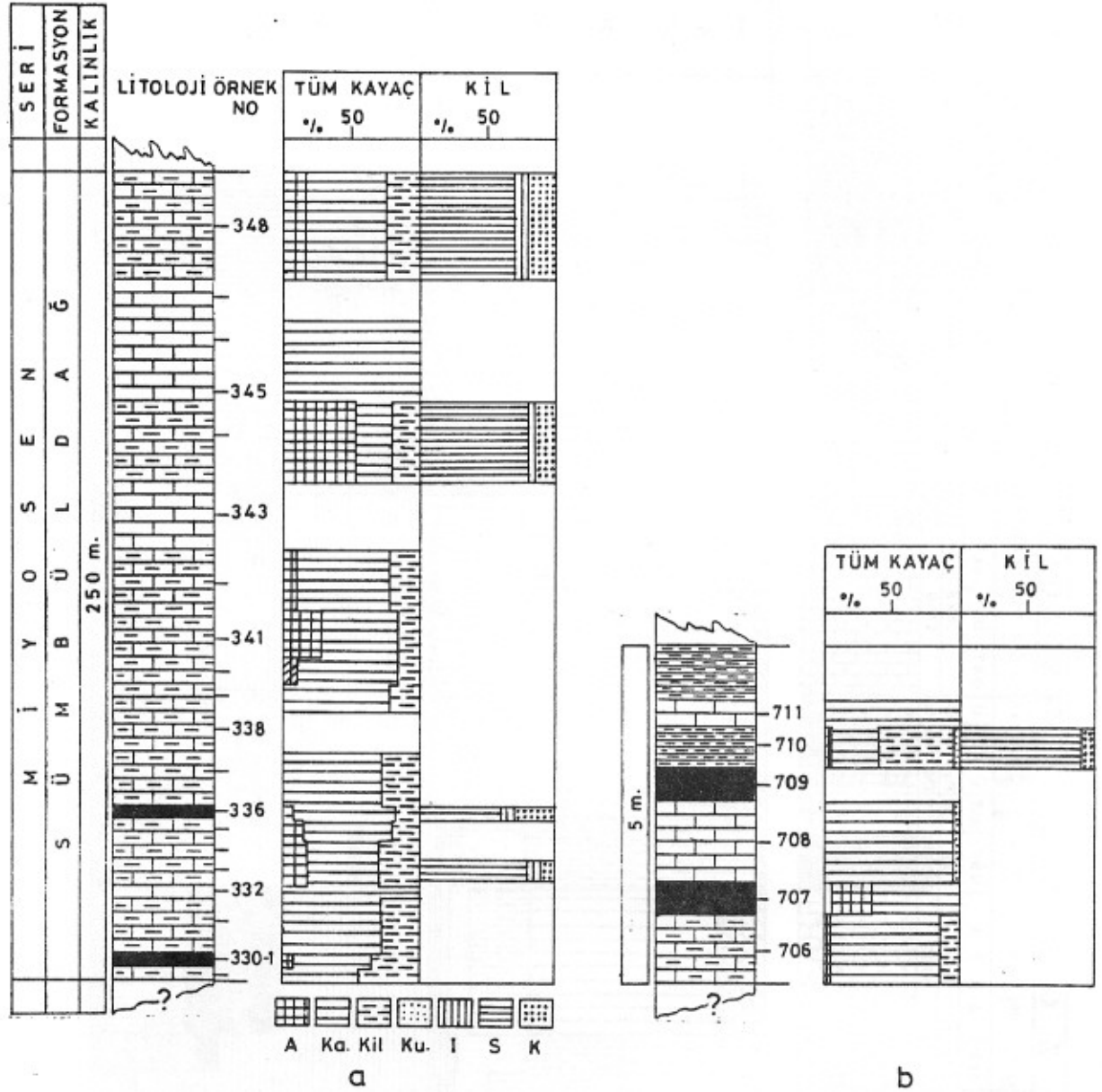
Birimdeki litolojilere ait kil minerallerini bolluk sırasına göre smektit, kaolinit ± klorit ve illit, kil parajenezlerini ise smektit + illit + kaolinit ± klorit ve smektit + kaolinit ± klorit oluşturmaktadır.

Formasyondaki karbonat ve kil minerallerinin dikey dağılımı tümüyle litolojiye bağlıdır (Şekil 25.a,b). Aragonit miktarı killi seviyelerde artmakta, kil içermeyen seviyelerde ise hiç gözlenmemektedir.

SONUÇLAR

Bu çalışma ile önceki araştırmacılarca yeterince tanımlanamayan özellikle Alt Paleozoyik yaşlı çok düşük dereceli metamorfik birimlere ait kayaların tanımlanmasının yanı sıra, birimlerin mineralojik özellikleri de ortaya konulmuştur (Şekil 26). Elde edilen bulgular aşağıda özetlenmiştir :

Paleozoyik; alt seviyelerde meta-sedimanter, orta-üst seviyelerde sedimanter birimlerden oluşmaktadır. Kambriyen; meta-kireçtaşı aratabakalı arduvaz ve meta-silttaşı (Emirgazi) ile meta-kireçtaşı (Değirmenataş), Ordovizyen alttan üste doğru meta-kireçtaşı arakatlı arduvaz-meta-silttaşı araldanması, meta-silttaşı arakatlı ankimetamorfik şeyl ve en üst seviyelerde şeyl litolojilerini (Armutludere) kapsamaktadır. Silüriyen alt seviyeleri şeyl arakatlı çakıltaşı ve kumtaşı (Halıyayla), orta seviyeleri şeyl, organik maddece zengin silttaşı-şeyl araldanması (Puşçutepe), üst seviyeleri şeyl aratabakalı kireçtaşlarından (Yukarıyayla) oluşmaktadır. Devoniyen alttan üste doğru kumtaşı-şeyl (Ayıtepesi), kireçtaşı-dolomitik kireçtaşı (Şafaktepe formasyonu) ve resifal kireçtaşı arakatlı kumtaşı-şeyl araldanması (Gümüşali) ile temsil olunmaktadır. Hemen hemen tümüyle karbonat kayalardan oluşan Şafaktepe formasyonu içerisinde volkanik ve metamorfik kayalardan türeyen çakıltaşı, kumtaşı, çakıllı kumlu kireçtaşı gibi kırıntılı kayalar ilk kez bu çalışmada saptanmıştır. Bu gözlemler Orta Devoniyen sırasında başlayan Hersiniyen orojenezinin işareti kabul edilmiştir. Karbonifer;



Şekil 25. Sümbüldağ formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Sarız-Karapınar, b. Tufanbeyli-Kayapınar (A:Aragonit)

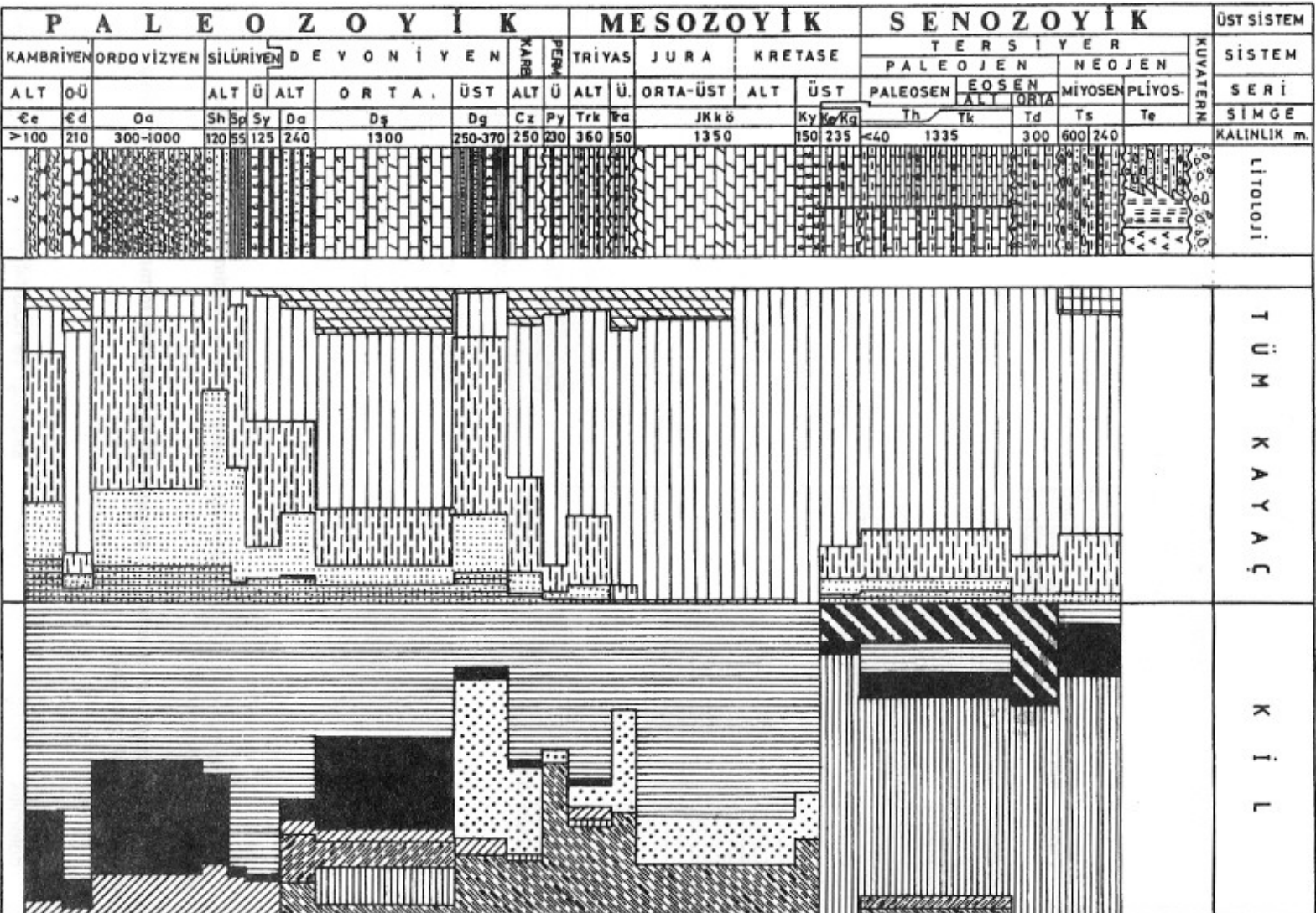
Figure 25. Vertical distributions of minerals determined in Hocabet formation, a. Sarız-Karapınar, b. Tufanbeyli-Kayapınar (A:Aragonite)

kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve şeyl (Ziyarettepe), Permien ise şeyl laminasyonlu kireçtaşları (Yığıltepe) içermektedir.

Mesozoyik çoğunlukla karbonat kayalar ile temsil olunmaktadır. Triyas kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı, kumtaşı ve marn ardalanması (Katarası) ile kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşlarından (Ayvat), Jura-Alt Kretase

kireçtaşı ve dolomit (Köroğlutepe), Üst Kretase rudistli kireçtaşı (Yanıktepe), kumlu kireçtaşı-marn-killi kireçtaşı ardalanması (Güzelimköy) ile çörtlü kireçtaşlarından (Elmaçat) oluşmaktadır.

Senozoyik karbonatlı ve daha az kırıntılı litolojileri içermektedir. Paleosen-Alt Eosen'de killi, kumlu ve çörtlü kireçtaşı arakatkilli kireçtaşları (Hocabet) ile kireçtaşı-killi kireçtaşı-



Sekil 26. İnceleme alanında belirlenen minerallerin kronostratigrafik dağılımı

Figure 26. Chronostratigraphic distribution of minerals in the study area

marn aralanması (Kayapınar) yeralmaktadır. Kayapınar formasyonu Tufanbeyli bölgesinde gözlenmekte olup ilk kez bu çalışmada tanımlanmıştır.

Üst Kretase-Tersiyer yaşlı birimler bölgenin kuzeyinden güneyine doğru çeşitli litolojik ve stratigrafik farklılıklar sunmaktadır. Bölgenin güneyinde (Saimbeyli) Üst Kretase-Tersiyer boyunca kesiksiz bir sedimantasyon (Hocabet) söz konusu iken, kuzeyinde Tufanbeyli ve Sarız' a doğru tedrici olarak artacak biçimde bir aşınma veya karasallaşma meydana gelmiştir. Bu farklılık allokon birimlerin bölgenin kuzey ve güneyine farklı zamanlarda yerleşmesi ve/veya orojenik etkilerin yöresel değişimleri ile ilişkili gözükmektedir.

Örtü Kaya Birimleri Orta Eosen yaşlı transgresif istifeye ait çakıltaşı ve nummulitli kireçtaşları (Demirölük) ile başlamakta, bu birimi uyumsuzlukla alt seviyeleri çakıltaşı, kumtaşı, üst seviyeleri kömür arakatlı killi kireçtaşı-marndan oluşan litolojiler (Sümbüldağ) izlemektedir.

Gerek tüm kayaç ve gerekse kil fraksiyonu bakımından minerallerin düşey kronostratigrafik dağılımları formasyonlara göre ayırt edici özellikler göstermektedir (Şekil 26). Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı birimler başlıca karbonat minerallerinden oluşmakta iken, Paleozoyik (özellikle Alt Paleozoyik) silikat minerallerince daha zengindir.

Karbonat minerallerinden aragonit yalnızca istifin en üst seviyelerini temsil eden Sümbüldağ formasyonunda gözlenmektedir. Egemen karbonat mineralini kalsit oluşturmakta, dolomit Değirmentaş, Şafaktepe, Ziyarettepe, Katarası ve Köroğlutepe formasyonlarında artmaktadır. Dolomitlerin dikey dağılımları bölgedeki Permiyen-Triyas, Triyas-Jura ve Jura-Kretase ayrımında önemli bir mineralojik ölçüt konumundadır.

Kuvars, feldispat ve fillosilikatlar Paleozoyik yaşlı birimlerde yaygın olarak gözlenmekte, Permiyen' den Kambriyen' e doğru miktarı artmaktadır. Kuvars, feldispat ve fillosilikatlar karbonat minerallerinin az olduğu Emirgazi, Armutludere ve Gümüşali formasyonlarında maksimum düzeye ulaşmaktadırlar.

Gömülme diyajenezi/metamorfizmasına bağlı olarak fillosilikat/kil mineral parajenezleri karakteristik bir dikey dağılım sergilemektedir (Şekil 26). Kambriyen' de illit + klorit ± C-V, Ordovizyen ve Silüriyen' de illit + klorit + C-V, Alt Devoniyen' de illit +I-S +C-S ± klorit ± C-V Orta Devoniyen' de illit + klorit + smektit + I-S + C-S ± C-V parajenezleri bulunmaktadır. C-V

aratabakalıları Silüriyen, C-S aratabakalıları ise Alt ve Orta Devoniyen için karakteristiktir. Paleozoyik yaşlı smektitler ise karbonatlı kayaçlardan oluşan Şafaktepe formasyonunda gözlenmiştir. Üst Devoniyen' den itibaren kaolinit ortaya çıkmakta ve I-S karışık tabakalılarının miktarı da artmaktadır. Karbonifer' den Üst Kretase' nin en üst seviyelerine kadar illit+I-S+kaolinit parajenezi söz konusudur. Üst Kretase' den itibaren egemen kil minerali olarak smektit, az olarak da illit ve klorit gözlenmekte, ayrıca paligorskit ortaya çıkmaktadır.

İllit ve klorit ankizon ve epizon' u temsil eden Alt Paleozoyik yaşlı birimlerde egemen olmaktadır. C-V aratabakalıları ileri diyajenez evresini karakterize eden Silüriyen yaşlı birimlere doğru artmaktadır. Tümüyle diyajenetik evreyi temsil eden Üst Paleozoyik yaşlı birimler aratabakalı kil mineral miktarları ve çeşitliliği açısından daha da zenginleşmekte, ayrıca yer yer önemli miktarlara ulaşan kaolinit de ortaya çıkmaktadır. Senozoyik'teki kil mineralleri ise hemen hemen tümüyle smektit ve paligorskit ile temsil olunmaktadır.

Yukarıdaki verilere göre Kambriyen-Silüriyen, Alt-Orta Devoniyen, Üst Devoniyen-Üst Kretase, Üst Kretase-Miyosen yaş aralığındaki birimleri kapsayan 4 ana fillosilikat zonu ayırtedilmiştir : 1. zon illit, klorit ve daha az da C-V karışık tabakalıları, 2. zon karışık tabakalılarıca zengin olup, illit, klorit, C-S, I-S ve eser miktarda C-V, 3. zon kaolinitin ortaya çıkması ve I-S miktarının maksimum düzeye ulaşması, 4. zon ise bol miktarda smektitin bulunması ve paligorskitin ortaya çıkmasıyla karakteristiktir. Bunlardan 1. 2. ve 3. zonun ayırımındaki kriterleri (karışık tabakalı kil minerallerinin artması, kaolinitin ortaya çıkması v.b.) daha çok gömülme diyajenezi/metamorfizması denetlemekle birlikte, 4. zonun ayırımı smektit ve paligorskitin ortaya çıkması tümüyle volkanik ve/veya ofiyolitik bir beslenme, diğer bir ifadeyle yüzey jeokimyası ile ilişkilidir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ayhan, A., 1987/1988. Kozan-Elmadağı (Adana ili) arasının jeolojisi (Doğu Toroslar-Türkiye). İ.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Derg., 6,1-2, 3-56.
- Bozkaya, Ö., 1995. Doğu Toroslardaki (Sarız-Tufanbeyli-Saimbeyli yöreleri) sedimanter ve çok düşük dereceli metasedimanter kayaçların mineralojisi ve jeokimyası. Doktora Tezi, C.Ü. Fen Bil. Enst., 334 s (yayınlanmamış).

- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1991. Hekimhan doğu ve güney kesimindeki Üst Kretase-Tersiyer yaşlı sedimanter birimlerin mineralojisi ve jeokimyası. T.J.K. Bült., 6, 234-252.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1992. Hekimhan havzası (Kuzeybatı Malatya) Üst Kretase-Tersiyer istifinin jeolojisi. TPJD Bült., Ozan Sungurlu Özel Sayısı, 4, 1, 59-80.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1993. Hekimhan yöresi sepiyolit-paligorsit grubu kil mineralleri: mineraloji, jeokimya ve oluşum. VI. Ulusal Kil Sempozyumu, Boğaziçi Üniversitesi, İstanbul, 8-11 Eylül, Bildiriler Kitabı, 111-126.
- Dean, W.T., Monod, O., 1970. The Lower Paleozoic stratigraphy and faunas of the Taurus Mountains here Beyşehir (Turkey). Bult. British Museum Geology., 19, 8, 411-426.
- Demirtaşlı, E., 1967. Pınarbaşı-Sarız-Mağara ilçeleri arasındaki sahanın litostratigrafi birimleri ve petrol imkanları. M.T.A. Enst. Derleme Rap. No. 4389, Ankara.
- Demirtaşlı, E., Metin, S ve Ayhan, A., 1983. Stratigraphy of the Eastern Taurus autochthon. International Symposium on the Geology of the Taurus Belt for excursion I. Field guide book, 7-16.
- Erkan, E., Özer, S., Sümengen, M., ve Terlemeç, İ., 1978. Sarız-Şarkışla-Gemerek-Tomarza arasının temel jeolojisi. M.T.A. Rap., No. 6546 (yayınlanmamış).
- Folk, R.L., 1968. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill's, Austin-Texas, 170 pp
- Karayiğit, A.İ. ve Akdağ, Y., 1992. Karapınar (Sarız-Kayseri) kömür havzasının jeolojisi ve kömür petrografisi. Tübitak Proje Raporu No : TBAG-943/YBAG-0014, 101s.
- Kozlu, H., Fourcade, E., Günay, Y., Dercourt, J., Cros, P., Bellier, J-P. vd., 1990. Doğu Toros bölgesinde Neo-Tetsi' in konumu. Türkiye 8. Petrol Kongresi, 16-20 Nisan 1990, Bildiriler Kitabı, 387-402.
- Metin, S., 1983/1984. Doğu Toroslarda Derebaşı (Develi), Armutalan ve Gedikli (Saimbeyli) Köyleri arasının jeolojisi. İ.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Derg., 4, 1-2, 45-66.
- Metin, S., 1984., Doğu Toroslarda Armutalan (Saimbeyli) Dolayının Kambro-Ordovisiyen stratigrafisi ve jeolojisi. T.J.K. Bült., 5, 93-106.
- Metin, S., ve diğerleri, 1982. Tufanbeyli-Sarız-Saimbeyli Yöresinin jeolojisi. M.T.A. Enst. Derleme Rap. no. 7129. Ankara.
- Metin, S., Ayhan, A., Papak, İ., 1987. Doğu Torosların batı kesiminin jeolojisi (GGD Türkiye), M.T.A. Derg., 107, 1-12.
- Metin, S., Ayhan, A., Papak, İ., 1990. 1/100 000 ölçekli açınısıma nitelikli Türkiye jeoloji haritaları serisi Elbistan-İ 22 paftası. M.T.A. Jeoloji Etütleri Dairesi, 15s.
- Otlu, N., 1992. Yaylacı-Karapınar (Sarız, Kayseri) Üst Paleozoyik Alt Mesozoyik yaşlı tortullarının sedimantolojik ve stratigrafik özellikleri. Yüksek Lisans Tezi, C.Ü. Fen Bilimleri Enst., 112 s (yayınlanmamış).
- Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeolojik özellikleri. T.J.K. Bült., 19, 1, 65-78.
- Özgül, N., Metin, S., Dean, W.T., 1972. Doğu Toroslarda Tufanbeyli ilçesi (Adana) dolayının Alt Paleozoik Stratigrafisi. M.T.A. Derg., 79.
- Özgül, N., Metin, S., Göger, İ., Bingöl, İ., Baydar, O., 1973. Tufanbeyli dolayının Kambriyen-Tersiyer kayaları. T.J.K. Bült., 16, 1, 82-101.
- Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1989. The Techniques of Modern Structural Geology. V. 1 : Strain Analysis. Academic Press, London, 307p.
- Spry, A., 1969. Metamorphic Textures. Pergamon Press, Oxford, 350 pp.
- Tutkun, S.Z., 1984. Saimbeyli (Adana) yöresinin stratigrafisi. C.Ü. Mühendislik Fakültesi Derg., Seri-A, Yerbilimleri, 1, 1, 31-44.
- Tutkun, S.Z., 1989. Saimbeyli (Adana) yöresinin tektonik özellikleri. Jeoloji Müh. Derg., 34-35, 57-63.
- Tutkun, S.Z. ve Boztuğ, D., 1991. Comparison of two Paleozoic domains in Turkey : Saimbeyli (Adana) in Taurides and Araç (Kastamonu) in Pontides. Bull. Geol. Soc. of Greece, 25/1, 131-146.
- Varol, B., 1992. Doğu Toroslar Geyikdağı Birliğinde Orta Devoniyen (Şafaktepe fm.) dolomitlerinin kökeni (Tufanbeyli-Saimbeyli). M.T.A. Derg., 114.
- Varol, B., ve Magaritz, M., 1992. Dolomitization time boundaries and unconformities: examples from the dolostone of the Taurus Mesozoic sequence, south-central Turkey. Sedimen. Geol., 76, 117-133.

- Varol, B., Kazancı, N., ve Altıner, D., 1986. Doğu Toroslar Otokton Geyikdağı Birliğinde Orta-Üst Triyasın varlığı (Sarız-Tufanbeyli Yöresi, Kayseri). M.T.A. Derg., 107, 169-170.
- Varol, B., Kazancı, N., Okan, Y., Altıner, D., 1987. Sarız Tufanbeyli otokton Triyas istifinin tanımsal ve fasiyes özellikleri. Doğa TU.Müh. ve Çev. Derg., 11, 3, 362-378.
- Varol, B., Altıner, D., Okan, Y., 1988. Sarız-Tufanbeyli Otokton Mesozoyik karbonat fasiyeslerinin önemli dasiklad algleri (Kayseri, GD Türkiye). M.T.A. Derg., 108, 110-117.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1992. Hekimhan baseninde Kretase-Tersiyer geçişinin jeolojik konumu, mineralojisi ve jeokimyası. C.Ü. Müh. Fak. Derg., Seri A-Yerbilimleri, 9, 49-57.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1995. Sepiolite-palygorskite from the Hekimhan region (Turkey). Clays and Clay Minerals, 43, 6, 705-717.
- Yalçın, H., İnan, N., 1992a. Tecer formasyonunda (Sivas) Kretase-Tersiyer geçişine paleontolojik, mineralojik ve jeokimyasal yaklaşımlar. Türkiye Jeoloji Bült., 35, 1, 95-102.
- Yalçın, H., İnan, N., 1992b. Paleontological features and mineralogical-geochemical changes of the Cretaceous/Tertiary transition at the İğdir Formation, Koyulhisar-Sivas, Turkey. Geosound, Speccial Issue, 1st Int. Symp. Eastern Med. Geology, 13-16 Oct. Adana, p.39-48.
- Yalçınlar, İ., 1955. Sivas 61/1, 61/2, 61/4 paftalarına ait jeolojik rapor. M.T.A. Enst. Derleme Rap., No. 2577.

HARABEKAYIŞ FORMASYONUNUN (ELAZIĞ) BENTİK FORAMİNİFER İÇERİĞİ

THE BENTHIC FORAMINIFERA OF HARABEKAYIŞ FORMATION (ELAZIĞ)

Nazire ÖZGEN Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Sivas
Mehmet AKYAZI Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Sivas

ÖZ : Bu çalışma, Elazığ ili çevresinde yüzeyleyen Orta-Üst Maastrichtiyen-Alt Tanesiyen yaşlı Harabekayış formasyonunun bentik foraminiferlerinin sistematik tanımlamalarını yapmaya yöneliktir. Formasyon ilk defa Özgen ve diğ., (1993) tarafından tanımlanmıştır.

Formasyonun Orta-Üst Maastrichtiyen yaşlı düzeyleri; *Orbitoides medius* (d'ARCHIAC), *Orbitoides apiculatus* SCHLUMBERGER, *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK), *Lepidorbitoides minor* (SCHLUMBERGER), *Smoutina cruysi* DROOGER, *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, Daniyen yaşlı düzeyleri; *Rotalia perovalis* (TERQUEM), *Rotalia* sp., *Anomalina* sp., *Eponides* sp., *Mississippina* sp. ve Tanesiyen yaşlı seviyeleri ise; *Idalina sinjarica* GRIMSDALE, *Mississippina binkhorsti* (REUSS), *Daviesina danielli* SMOUT, *Cuvillierina sireli* İNAN, *Rotalia trochidiformis* LAMARCK, *Kathina selveri* SMOUT, *Miscellanea miscella* (d'ARCHIAC & HAIME) gibi bentik foraminiferler içerir.

ABSTRACT : This study aims to carry out the systematic descriptions of the benthic foraminifera of the Middle-Upper Maastrichtian-Lower Thanetian Harabekayış formation cropping out around the Elazığ region. This formation was first described by Özgen et. al. (1993).

Middle-Upper Maastrichtian levels comprise benthic foraminiferas such as; *Orbitoides medius* (d' ARCHIAC), *Orbitoides apiculatus* SCHLUMBERGER, *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK), *Lepidorbitoides minor* (SCHLUMBERGER), *Smoutina cruysi* DROOGER, *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, Danian levels consist of *Rotalia perovalis* (TERQUEM), *Rotalia* sp., *Anomalina* sp., *Eponides* sp., *Mississippina* sp. and Thanetian levels are represented by *Idalina sinjarica* GRIMSDALE, *Mississippina binkhorsti* (REUSS), *Daviesina danielli* SMOUT, *Cuvillierina sireli* İNAN, *Rotalia trochidiformis* LAMARCK, *Kathina selveri* SMOUT and *Miscellanea miscella* (d' ARCHIAC & HAIME).

GİRİŞ

İnceleme alanı, Elazığ ili yakın çevresinde 1/25.000 ölçekli Malatya L41-a2, Malatya K41-c3, Elazığ K42-d3 ve Elazığ K42-c1 paftalarında yer almaktadır (Şekil 1).

İnceleme alanı ve yakın çevresinde yapılan araştırmalar Ketin (1946), Tolun (1955), Holzer (1955), Altınlı (1963, 1966), Sirel ve diğ., (1975), Avşar (1983) ve Özkul (1982, 1989)'un genel; Yazgan (1981, 1983a-b), Turan (1984) ve Tatar (1986)'ın yapısal; Bingöl (1982, 1984, 1986a-b) ile Asutay (1985)' in petrografik amaçlı çalışmalarıdır. Bu araştırma, Üst Maastrichtiyen-Alt Tanesiyen yaşlı Harabekayış formasyonunun bentik foraminiferlerinin sistematik tanımlamasına yönelik paleontolojik bir çalışmadır. Yüksekova karmaşığı üzerinde uyumsuz olarak yer alan Harabekayış formasyonu, çakıltaşı-kumtaşı-kumlu kireçtaşı ve kireçtaşı litolojisi sunar. Orta Eosen-Oligosen yaşlı flişlerden oluşan Kirkgeçit formasyonu birim üzerinde uyumsuz olarak bulunur (Özgen ve diğ., 1993).

SİSTEMATİK TANIMLAMALAR

Bu bölümde, LOEBLICH ve TAPPAN (1988) ile ROSS ve HAMAN (1989)' nın sistematik standardı baz alınarak Harabekayış formasyonu'nun (Özgen ve diğ., 1993) içerdiği karakteristik foraminiferler tanımlanmıştır:

Üst Familya : MILIOLACEA Ehrenberg, 1839

Familya : HAUERINIDAE Schwager, 1876

Alt Familya : MILIOLINELLINAE Vella, 1957

Cins: *Idalina* SCHLUMBERGER & MUNIER-CHALMAS, 1884

Tür: *Idalina sinjarica* GRIMSDALE, 1952

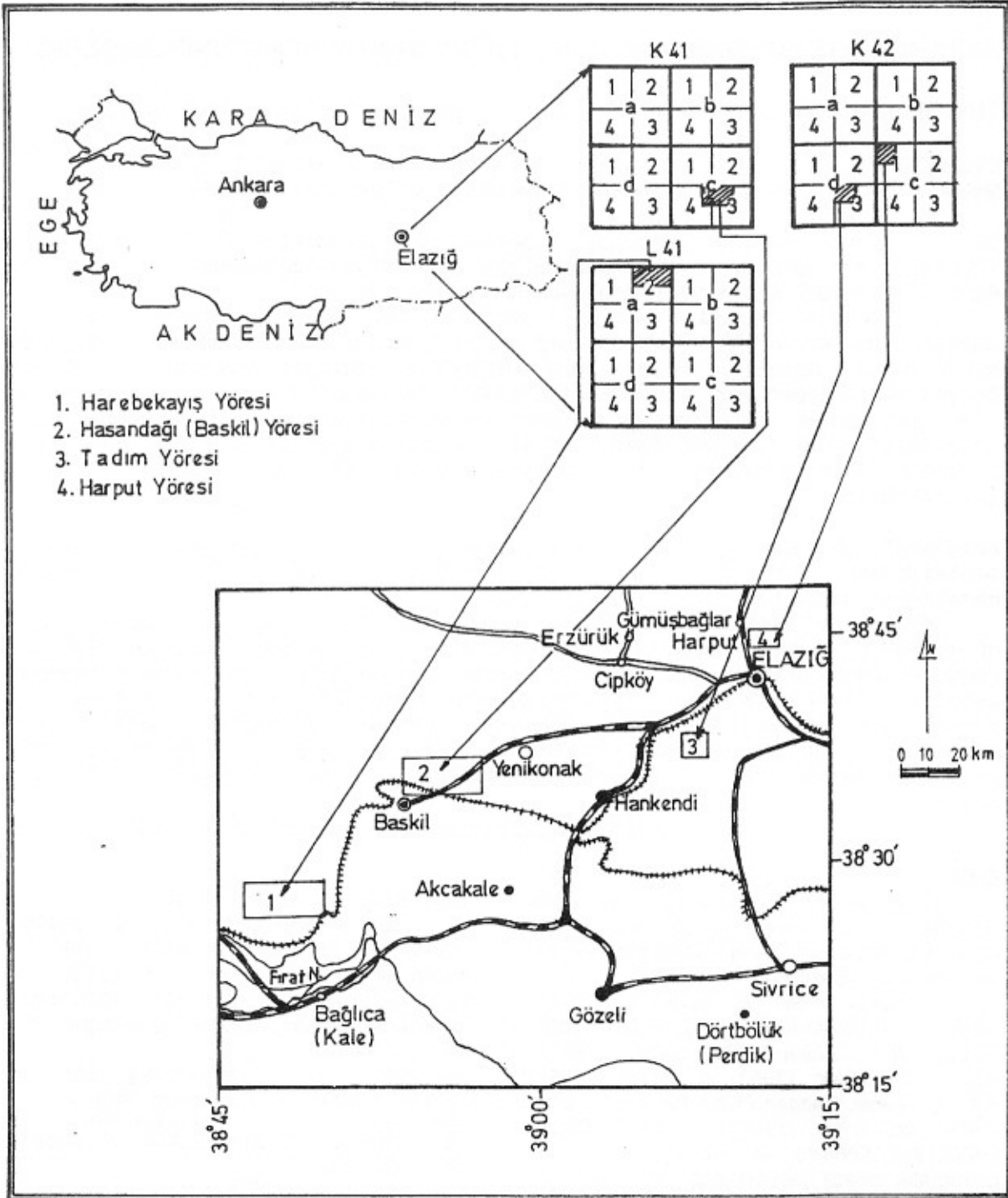
(Levha II, Şekil 2-3)

1952 *Idalina sinjarica* sp.nov., GRIMSDALE, s.230, levha 20, şekil 11-14.

1974 *Idalina sinjarica* GRIMSDALE, DROBNE, levha 1, şekil 1-13; levha 12, şekil 1-2; levha 13, şekil 2; levha 14, şekil 1.

1987 *Idalina* aff. *sinjarica* GRIMSDALE, İNAN, levha 1-5, şekil 1-4.

1993 *Idalina* aff. *sinjarica* GRIMSDALE, ÖZGEN ve diğ., levha 1, şekil 4.



Şekil 1. İnceleme alanının yerbulduru haritası.

Figure 1. Location map of investigated area

Kavkı ovoid şekilli olup, porselen kalker yapıdadır. Makrosferik formlarda ilk loca 60-140 μ çapındadır. İlk locayı kenkükülün devre, bu devreyi de çapı 0.3-0.8 mm civarında olan trilokülün devreler izler. Bunu izleyen bilokülün

devre 2 tur içerir. Eksenel çap 0.36-1.26 mm'dir. Mikrosferik formların eksenel çapı 0.81-1.25 mm, ekvatoryal çapı, 1.34-1.50 mm'dir. Çok küçük olan ilk locayı izleyen trilokülün

devrenin çapı ise 0.47-0.63 mm arasındadır. Bu devreyi 2 türlü bilokülün devre izler.
Stratigrafik Düzey: Tanesiyen

Üst Familya : DISCORBACEA Ehrenberg, 1838

Familya : MISSISSIPPINIDAE Saidova, 1981

Altfamilya : MISSISSIPPININAE Saidova, 1981

Cins : *Mississippina* HOWE, 1930

Tür : *Mississippina binkhorsti* (REUSS), 1862
(Levha I, Şekil 11; Levha II, Şekil 1)

1862 *Mississippina binkhorsti* REUSS, 44 (1), 355-396.

1972 *Mississippina binkhorsti* (REUSS), SAMUEL ve diğ., levha 36, şekil 1-4.

Kavkı, ombilikal tarafı içe basık trokoidal şekillidir. İri delikli hiyalin kalker yapıda olup, 50-100 µ civarında kalınlık gösterir. Eksenel çapları, ortalama 0.73mm, kalınlık ise ortalama 0.36 mm olup, kalınlık çap oranı 0.49 dur.
Stratigrafik Düzey: Tanesiyen

Üst Familya: ORBITOIDACEA Schwager, 1876

Familya : ORBITOIDIDAE Schwager, 1876

Alt Familya : ORBITOIDINAE Schwager, 1876

Cins : *Orbitoides* D'ORBIGNY, 1848

Tür: *Orbitoides apiculatus* SCHLUMBERGER
(Levha I, Şekil 3)

1902 *Orbitoides apiculata* SCHLUMBERGER, 4 (1), 459-467.

1967a *Orbitoides apiculatus* SCHLUMBERGER, MERİÇ, levha 4, şekil 1-8; levha 8, şekil 1-3; levha 10, şekil 5-6; levha 11, şekil 5-7; levha 14, şekil 4-5; levha 17, şekil 5-6; levha 19, şekil 3-4; levha 21, şekil 3-6; levha 26, şekil 2.

Kavkı yassılaştırmış merceksi şekildedir. Ekvatoryal localar yay şeklinde olup, genişlik ve yükseklikleri çevreye doğru artar. Stolonlar 60 µ çapında ve silindir şeklindedir. Altı bireyin eksenel kesitlere ait ölçüler aşağıda, grafik değerler Şekil 2' de sunulmuştur.

Stratigrafik Düzey : Orta-Üst Maastrichtiyen

		Min.	Max.	Ort.
Eksenel çap(mm)		1.57	5.5	3.53
Kalınlık (mm)		0.37	1.0	0.68
	n	75	400	237
	Protokonk			
	h	75	350	212
Embriyon (µ)	n	250	325	287
	Dötrokonk			
	h	150	275	212
	Çeper	25	75	50
	n	75	165	120
	Merkezde			
	h	50	125	87.5
Ekvatoryal localar(µ)	n	100	250	175
	Çevrede			
	h	50	175	112

Tür : *Orbitoides medius* (D'ARCHIAC), 1837

(Levha I, Şekil 4)

1837 *Orbitoides media* D'ARCHIAC, levha 3, şekil 1-6; levha 5, şekil 3-4; levha 35, şekil 2.

1958 *Orbitoides media* (D'ARCHIAC), NEUMANN, s.62- 66, levha 3, şekil 1-6; levha 5, şekil 5-6; levha 25, şekil 2.

1967a *Orbitoides medius* (D'ARCHIAC), MERİÇ, levha 1, şekil 1-5; levha 2, şekil 1-3; levha 6, şekil 1-3; levha 7, şekil 1-2; levha 10, şekil 1-2; 7-8; levha 11, şekil 8; levha 17, şekil 1-2; levha 18, şekil 1-3; levha 20, şekil 3-4; levha 21, şekil 7-8; levha 24, şekil 1-4; 9-11; levha 26, şekil 3-4.

1987 *Orbitoides medius* (D' ARCHIAC), İNAN, levha 16, şekil 1-6.

Merkezde kuvvetlice şişkinleşmiş merceksi şekilde olan kavkının yapısı hiyalin kalkerdir. Makrosferik formlarda ilk loca 3 yada 4 bölümlü olabilir. Stolonlar, 40-75 µ çapında silindir şeklindedir. 5 adet ekvatoryal ve 17 adet eksenel kesitden alınan ölçüler aşağıda ve grafik değerler Şekil. 2'de sunulmuştur.

Stratigrafik Düzey: Orta-Üst Maastrichtiyen

		Min.	Max.	Ort.
Eksenel çap (mm)		1.0	7.25	4.12
Kalınlık (mm)		0.5	3.5	0.07
	n	75	400	237
	Protokonk			
	h	75	325	200
Embriyon (µ)	n	145	325	235
	Dötrokonk			
	h	100	225	162
	Çeper	25	100	62
Ekvatoryal çap (mm)		1.12	6.0	3.56
	n	75	125	100
	Merkezde			
	h	50	75	62
Ekvatoryal loca (µ)	n	125	225	175
	Çevrede			
	h	75	165	120

Alt Familya : OMPHALOCYCLINAE Vaughan, 1928

Cins : *Omphalocyclus* BRONN, 1853

Tür : *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK), 1816
(Levha I, Şekil 1-2)

1816 *Orbulites macroporus* LAMARCK, v.2, s.568. disculus LEYMERIE, s.177-202, levha 9-10.

1967b *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK), MERİÇ, levha 1-4.

1987 *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK), İNAN, levha 18, şekil 1-3.

Bikonkav şekilli kavkı, hiyalin kalker yapıdadır. İlk loca genellikle protokonk ve dötrokonktan oluşmuştur. Ayrıca, kalın bir çeperle çevrilmiştir. Ekvatoryal localar merkezde yay şeklinde olup, çevreye doğru locaların genişliği artar ve yüksekliği azaldıkça

dikdörtgen şeklini alır. Eksenel kesitlerde lateral localar yoktur. 3 adet ekvatoryal ve 12 adet eksenel kesitlerden alınan ölçüler aşağıda, grafik değerler Şekil. 2' de sunulmuştur.

Stratigrafik Düzey : Orta-Üst Maastrichtiyen

		Min.	Max.	Ort.
Eksenel çap (mm)		1.62	4.17	2.89
	Merkez	0.15	0.62	0.38
Kalınlık (mm)				
	Çevre	0.37	0.95	0.66
	n	50	550	300
Embriyon (μ)				
	h	75	325	200
Ekvatoryal çap(mm)		1.87	3.05	2.46
	n	75	125	100
	Merkezde			
	h	50	75	62
Ekvatoryal localar (μ)				
	n	150	225	187
	Çevrede			
	h	75	125	100

Familiya : LEPIDORBITOIDIDAE Vaughan, 1933

Alt Familiya : LEPIDORBITOIDINAE Vaughan, 1933

Cins : *Daviesina* SMOUT, 1954

Tür : *Daviesina danieli* SMOUT, 1954

(Levha II, Şekil 6-7)

1954 *Daviesina danieli* SMOUT, s.69, levha 7, şekil 15-17.

1987 *Daviesina danieli* SMOUT, İNAN, levha 10, şekil 4-6.

1993 *Daviesina danieli* SMOUT, ÖZGEN ve diğ., levha I, şekil 9.

Kavkı merceksi şekilde olup, lamelli hiyalin kalker yapıda ve trokospiral sarılımdadır. Tur sayısı 1,5-3'dür. İlk turda loca sayısı 7-10 iken, diğer turlarda 11-12'dir. 1,8 mm çapa sahip 2.5 turlu bir ekvatoryal kesitte toplam 32 loca sayılmıştır. Septa düz ve interseptal kanallıdır. 17 adet eksenel ve 6 adet ekvatoryal kesitden alınan ölçüler aşağıda, grafik değerler Şekil. 2'de sunulmuştur.

Stratigrafik Düzey: Tanesiye

		Min.	Max.	Ort.
Eksenel çap(mm)		0.49	1.50	0.99
Kalınlık (mm)		0.30	0.95	0.62
K/Ç		0.40	0.84	0.62
İlk loca (μ)		40	100	70
Ekvatoryal çap(mm)		0.75	1.80	1.27
	n	75	125	100
	Merkezde			
	h	100	175	137
Ekvatoryal localar (μ)				
	n	200	300	250
	Çevrede			
	h	17	32	24

Cins : *Lepidorbitoides* SILVESTRI, 1907

Tür: *Lepidorbitoides minor* (SCHLUMBERGER), 1902

(Levha I, Şekil 7)

1902 *Lepidorbitoides minor* SCHLUMBERGER, 4, 1: 459-467.

1986 *Lepidorbitoides* sp., FARINACCI ve YENİAY, levha 9, şekil 3.

1989 *Lepidorbitoides minor* (SCHLUMBERGER), TANSEL, levha 1, şekil 1.

Kavkı yassı merceksi şekilde ve hiyalin kalker yapıdadır. Makrosferik fertlerde embriyon genellikle protokonk ve dötrokonktan oluşur. Ekvatoryal locaların iki tarafında lateral loca ve stalonlar yerleşmiştir. 18 adet eksenel kesitden alınan ölçüler aşağıda, grafik değerler Şekil. 2'de sunulmuştur.

Stratigrafik Düzey: Üst Maastrichtiyen

		Min.	Max.	Ort.
Eksenel çap(mm)		1.75	5.0	3.37
Kalınlık (mm)		0.55	2.5	1.52
	n	10	100	55
	Protokonk			
	h	10	75	42
Embriyon (μ)				
	n	50	125	87
	Dötrokonk			
	h	50	87	68
	Çeper			
	n	25	60	42.5
	Merkezde			
	h	25	50	37.5
Ekvatoryal localar (μ)				
	n	40	125	82
	Çevrede			
	h	25	75	50

Üst Familiya : ROTALIACEA Ehrenberg, 1839

Familiya : ROTALIIDAE Ehrenberg, 1839

Alt Familiya : CUVILLIERININAE Loeblich and Tappan, 1964.

Cins : *Cuvillierina* DEBOURLE, 1955

Tür: *Cuvillierina sireli* İNAN, 1987

(Levha II, Şekil 8)

1987 *Cuvillierina sireli* n.sp. İNAN, levha 11, şekil 1-5.

1993 *Cuvillierina sireli* İNAN, ÖZGEN ve diğ., levha I, şekil 7.

Merceksi şekildeki kavkının yapısı delikli, ışınsal hiyalin kalkerdir. Sarılım, asimetrik planispiral- involutdur. Eksenel kesitlerinde, dolgulu ombilikal bölgede çok sayıda pilye mevcuttur. Tur sayısı 1.5-2 'dir. Tur yüksekliği merkezden çevreye doğru artmaktadır. Birinci turda yükseklik 25-100 μ iken, ikinci turda 50-150 μ 'dur. Birinci turda 4-10 loca, ikinci turda ise 10-19 loca sayılmıştır. Localar dikdörtgenimsi şekilli olup, genişlik ve yükseklikleri çevreye doğru artış göstermektedir. Interseptal kanallar mevcuttur.

Spir kalınlığı 20-35 μ arasındadır. Spir üzerindeki V şekilli (şevron) kanal sistemleri karakteristiktir. 18 adet ekstenel ve 6 adet ekvatoryal kesitten alınan ölçüler aşağıda, grafik değerler Şekil. 2'de sunulmuştur.

Stratigrafik Düzey: Tanesiye

	Min.	Max.	Ort.
Eksenel çap(mm)	0.37	0.92	0.64
Kalınlık (mm)	0.25	0.57	0.41
K/Ç	0.49	0.83	0.66
İlk loca çapı (μ)	25	60	42.5
Ekvatoryal çap(mm)	0.30	0.87	0.58
n	10	75	42.5
Merkezde			
h	40	150	95
Ekvatoryal localar (μ)			
n	25	150	87.5
Çevrede			
h	10	175	92.5

Alt Familya : ROTALIINAE Ehrenberg, 1839

Cins : *Kathina* SMOUT, 1954

Tür : *Kathina selveri* SMOUT, 1954

(Levha II, Şekil 5)

1954 *Kathina selveri* sp.nov. SMOUT, levha 6, şekil 11-13.

1983 *Kathina selveri* SMOUT, RAHAGHI, levha 36, şekil 12-15.

1988 *Kathina selveri* SMOUT, DROBNE ve diğ., levha 26, şekil 9.

1993 *Kathina selveri* SMOUT, ÖZGEN ve diğ., levha I, şekil 8.

Kavkı merceksi şekilde olup, ventral tarafı dorsal tarafına göre daha dışbükeydir. Yapısı ince delikli hiyalin kalkerdir. Tur sayısı 2-2.5'dur. Birinci turda 6-10 loca, diğer tüm turlarda toplam 11-13 loca sayılmıştır. 0.75mm çaplı, 2.5 turlu bir ekvatoryal kesitte toplam 23 loca izlenmiştir. Eksenel kesitlerinde ombilikal taraftaki dolgu karakteristiktir. Localar dorsal kesimde evolut, ventral kesimde involuttur. Septa düz ve interseptal kanallıdır. 6 ekstenel ve 3 ekvatoryal kesite ait ölçüler aşağıda, grafik değerler Şekil 2'de sunulmuştur.

Stratigrafik Düzey: Tanesiye

	Min.	Max.	Ort.
Eksenel çap(mm)	0.62	1.40	1.01
Yükseklik(mm)	0.35	1.0	0.67
Y/Eks.Çap.	0.52	0.78	0.65
İlk loca çapı (μ)	37	75	56
Ekvatoryal çap(mm)	0.37	0.75	0.56
n	50	75	62.5
Merkezde			
h	50	100	75
Ekvatoryal localar (μ)			
n	100	175	137
Çevrede			
h	125	200	162

Cins : *Rotalia* LAMARCK, 1804

Tür : *Rotalia trochidiformis* LAMARCK, 1804

(Levha II, Şekil 4)

1804 *Rotalia trochidiformis* LAMARCK, s.179, levha 15, şekil 7.

1954 *Rotalia trochidiformis* LAMARCK, SMOUT, s.42-45, levha 1, şekil 1-6.

1987 *Rotalia trochidiformis* LAMARCK, İNAN, levha 9, şekil 1-3.

1993 *Rotalia trochidiformis* LAMARCK, ÖZGEN ve diğ., levha I, şekil 6.

Kavkı, dorsal tarafı dışbükey, ventral tarafı derin dışbükey, kenarları keskin koniğimsi şekilde ve lamelli hiyalin kalker yapıdadır. Trokospiral sarımlı türün ekstenel kesitlerinde ombilikal dolguları karakteristiktir. Tur sayısı 1.5-2, loca sayısı ise ortalama 20 dir.11 adet ekstenel, 5 adet ekvatoryal kesitlerden alınan ölçüler aşağıda, grafik değerler Şekil. 2'de sunulmuştur.

Stratigrafik Düzey: Tanesiye

	Min.	Max.	Ort.
Eksenel çap (mm)	0.6	1.0	0.8
Yükseklik (mm)	0.25	0.6	0.42
Ombilikal dolgu genişliği (mm)	0.25	0.47	0.36
Y/Ç	0.41	0.69	0.55
İlk loca çapı (μ)	40	75	57.5
Ekvatoryal çap (mm)	0.4	1.1	0.75
n	50	125	87.5
Merkezde			
h	75	150	112
Ekvatoryal localar (μ)			
n	125	175	150
Çevrede			
h	100	250	175

Tür : *Rotalia perovalis* TERQUEM, 1882

(Levha I, Şekil 8)

1882 *Rotalia perovalis* TERQUEM, levha 3, 2 (3): 1-193.

1972 *Rotalia perovalis* (TERQUEM), SAMUEL ve diğ., levha 37, şekil 1-4.

1993 *Rotalia perovalis* (TERQUEM), ÖZGEN ve diğ., levha I, şekil 5.

Kavkı lamelli hiyalin kalker yapıda ve şekli ise koniktir. Kutupları sivri olan kavkının ventral tarafı düzdür. İlk locanın çapı ortalama 50 μ 'dur. Ekvatoryal çapları 0.4 mm civarında olup, genellikle 1.5 turludur. Ekvatoryal locaların merkezdeki genişliği 75 μ , ve yüksekliği 100 μ , buna karşın çevredeki locaların genişliği 150 μ ve yüksekliği 125 μ 'dur. 3 adet ferden ekstenel kesitinden alınan ölçüler aşağıdaki tabloda sunulmuştur.

Stratigrafik Düzey: Daniyen- Tanesiye

	Min.	Max.	Ort.
Eksenel çap (mm)	0.67	1.12	0.89
Yükseklik (mm)	0.37	0.62	0.49
	n	0.17	0.50
Ombilikal dolgu (mm)	h	0.15	0.20
Y/Ç		0.53	0.55
		0.54	

Cins : *Smoutina* DROOGER, 1960

Tür : *Smoutina cruysi* DROOGER, 1960

(Levha I, Şekil 6)

1960 *Smoutina cruysi* DROOGER, s.307, levha 3-5.

1988 *Smoutina cruysi* DROOGER, İNAN, levha 1, şekil 1-9.

Kavkı, ventral tarafı daha şişkin bikonveks şekilde ve lamelli hiyalin kalker yapıda olup, trokospiral sarımlıdır. Tur sayısı 2- 2.5, loca sayısı ise 16-20'dir. Eksenel kesitlerinde, kavkı çapının yaklaşık yarısını kaplayan ombilikal dolgu bulunur. Dolgu, düşey olarak çok sayıda yarıklarla parçalanmış görünüm sunar. 10 adet eksenel ve 3 adet ekvatoryal kesitten alınan ölçüler aşağıda, grafik değerler Şekil. 2'de sunulmuştur.

Stratigrafik Düzey : Üst Maastrichtiyen

	Min.	Max.	Ort.
Eksenel çap (mm)	0.45	1.0	0.72
Kalınlık(mm)	0.22	0.62	0.42
	n	0.12	0.42
Ombilikal dolgu (mm)	h	0.18	0.51
İlk loca çapı (µ)		25	75
Ekvatoryal çap (mm)		0.32	0.60
	n	25	50
Merkezde	h	50	75
Ekvatoryal localar (µ)		75	125
	n	75	125
Çevrede	h	100	150
		125	

Familiya : CALCARINIDAE Schwager, 1876

Cins : *Siderolites* LAMARCK, 1801

Tür : *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, 1801

(Levha I, Şekil 5)

1801 *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, s. 377

1986 *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, FARINACCI ve YENİAY, levha 9, şekil 4.

1988 *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, İNAN, levha 3, şekil 5-6.

1993 *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, ÖZGEN ve diğ., levha I, şekil 3.

Kavkı küresel şekilde, hiyalin kalker yapıda ve planispiral sarımlıdır. Loca duvarları taban ve tavan olmak üzere iki tabakalıdır. İç tabaka incedir. Kabuk, iri delikli ve kalın olup, spir kalınlığı 25-100 µ'dur. İlk locadan

başlayarak çevreye doğru ışınsal olarak gelişen büyük birkaç diken mevcuttur. 21 adet ferdin farklı kesitlerinden alınan ölçüler aşağıda, grafik değerler Şekil. 2'de sunulmuştur.

Stratigrafik Düzey: Orta-Üst Maastrichtiyen

	Min.	Max.	Ort.
Eksenel çap (mm)	0.62	1.75	1.18
Kalınlık (mm)	0.5	1.5	1.0
İlk loca çapı (µ)	50	300	175
Ekvatoryal çap (mm)	1.12	2.12	1.62
Tavan tabakası (µ)	50	175	112
Sütun çapı (µ)	50	125	87.5

Üst Familiya : NUMMULITACEA De Blainville, 1827

Familiya : PELLATISPIRIDAE Hanzawa, 1937

Cins : *Miscellanea* PFENDER, 1935

Tür : *Miscellanea miscella* (D'ARCHIAC ve HAIME), 1854

(Levha II, Şekil 9-10)

1854 *Nummulites miscella* D'ARCHIAC & HAIME, Levha 35, şekil 4.

1983 *Miscellanea miscella* (D'ARCHIAC & HAIME), RAHAGHI, levha 43, şekil 14-18.

Kavkı, merceksi şekilde ve iri delikli hiyalin kalker yapıdadır. Sarılm planispiral-involüt 'dur. Tur sayısı 1.5-3 arasında değişir. Merkezde tur yüksekliği 100-325 µ, çevrede ise 175-375 µ civarındadır. Loca sayısı ilk turda 6-20 iken, diğer tüm turlarda toplam 10-40' dır. 46 adet eksenel ve 15 adet ekvatoryal kesitten alınan ölçüler aşağıda, grafik değerler Şekil. 2'de sunulmuştur.

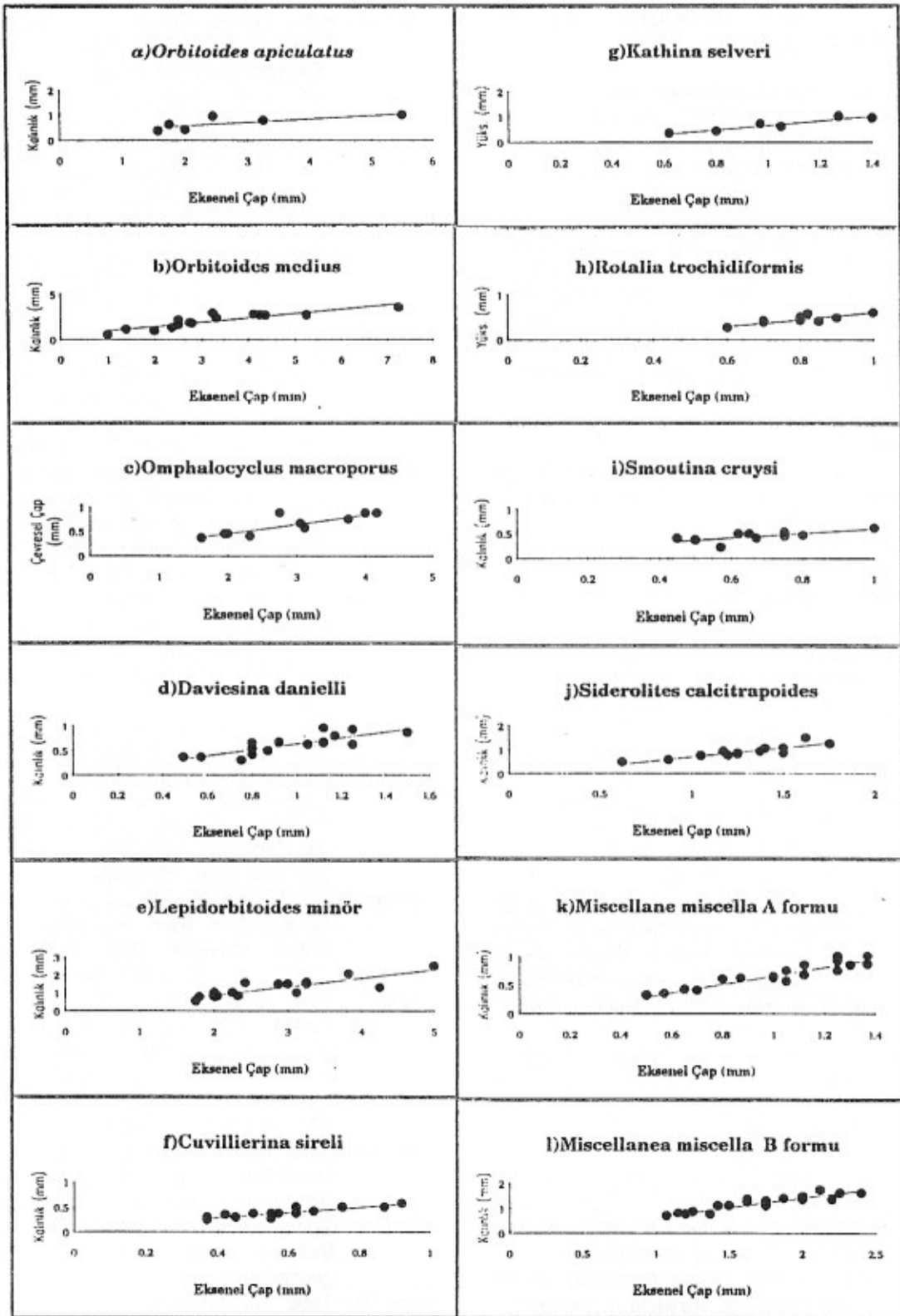
Stratigrafik Düzey : Tanesiyen

	Min.	Max.	Ort.
Eksenel çap (mm)	0.5	2.40	1.45
Kalınlık (mm)	0.32	1.75	1.03
K/Ç	0.52	0.89	0.70
İlk loca çapı (µ)	100	250	175
Ekvatoryal çap (mm)	0.75	2.50	1.62
	n	50	150
Merkezde	h	100	200
Ekvatoryal localar (µ)		125	275
	n	125	275
Çevrede	h	200	325
		262	

SONUÇLAR

Elazığ ili çevresinde yüzeyleyen Harabekayış formasyonu (Özgen ve diğ., 1993) üzerinde yapılan ayrıntılı paleontolojik çalışmalar sonucunda;

1. Birimin Orta-Üst Maastrichtiyen yaşlı düzeylerinde; *Orbitoides medius* (d'ARCHIAC), *Orbitoides apiculatus* SCHLUMBERGER, *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK), *Lepidorbitoides minor* (SCHLUMBERGER),



Şekil 2. Harabekayış formasyonu'nda saptanan bentik foraminiferlerin eksenel çap-kalınlık-yükseklik ilişkilerini gösterir grafik.

Figure 2. The Relationships between width and height of axial diameters of benthic foraminifera determined from the Harabekayış formation.

Smoutina cruysi DROOGER, *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK,

2. Daniyen yaşlı düzeylerinde; bol miliolid, alg ve bryozoalarla birlikte *Rotalia perovalis* (TERQUEM), *Scandonea* sp., *Anomalina* sp., *Eponides* sp., *Mississippina* sp.,

3. Tanesiyen yaşlı düzeylerinde ise; *Idalina sinjarica* GRIMSDALE, *Mississippina binkhorsti* (REUSS), *Daviesina danielli* SMOUT, *Cuvillierina* sireli İNAN, *Rotalia trochidiformis* LAMARCK, *Kathina selveri* SMOUT, *Miscellanea miscella* (d'ARCHIAC & HAIME) gibi karakteristik bentik foraminiferler saptanmıştır.

TEŞEKKÜR

Yazarlar, makalenin hazırlanmasında katkılarını ve yapıcı eleştirilerini esirgemeyen Doç. Dr. Nurdan İNAN' a (Cumhuriyet Üniversitesi) teşekkürü borç bilirlir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Altınlı, İ.E., 1963, 1: 500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Erzurum paftası İzahnamesi: M.T.A. Enst. yayını.
- Altınlı, İ.E., 1966, Doğu ve Güneydoğu Anadolu'nun Jeolojisi: M.T.A. Enst. Derg., 66, 35-74, Ankara.
- Archiac, A.D., 1837, Mémoire sur la Formation Crétacé du Sud-Ouest de la France: Soc. Géol. France. Mem., v.2, no.7, p.157-192, pl. 11-13.
- Archiac, A.D. ve Haime, J., 1854, Coupe Géologique des Environs de Baines de Rennes (Aude) Suivie de la Description de Quelques Fossiles de cette localite : Soc. Géol. France, Bull., ser.2, v.11, p.205-206, pl.2.
- Asutay, H.J., 1985, Baskil (Elazığ) Çevresinin Jeolojik ve Petrografik İncelemesi. Ankara Üniversitesi. Fen Bilimleri Enst. Doktora tezi, 156 s. (yayınlanmamış)
- Avşar, N., 1983, Elazığ yakın KB'sında Stratigrafik ve Mikropaleontolojik Araştırmalar. Doktora tezi, F.Ü. Fen Bilimleri Enst. (yayınlanmamış)
- Bingöl, A.F., 1982, Elazığ-Pertek-Kovancılar Arası Volkanik Kayaçların Petrolojisi: F.Ü. Fen Fakültesi derg., 1, 9-21, Elazığ
- Bingöl, A.F., 1984, Geology of the Elazığ Area in the Eastern Taurus Region. Int. Symp. On the Geology of the Taurus Belt, Bildiriler, 209- 216.
- Bingöl, A.F., 1986a, Elazığ Çevresinde Fırat Havzasının Stratigrafisi : Elazığ Çevresinde Fırat Havzasının Jeolojisi ve Yeraltı Zenginlikleri Sempozyumu. F.Ü. Müh. Fak. Jeo. Müh., Elazığ. (yayınlanmamış).
- Bingöl, A.F., 1986b, Elazığ Yöresi Mağmatik Kayaçların Petrografik Özellikleri ve Bunların Levha Tektoniğindeki Yerleri: Elazığ çevresinde Fırat Havzasının Jeolojisi ve Yeraltı Zenginlikleri Symp. F.Ü. Müh. Fak. Jeo. Müh., Elazığ. (yayınlanmamış).
- Drobne, K., 1974, Les grandes Miliolides des Couches Paléocènes de la Yougoslavie du Nord-Ouest (Idalina, Lacazina, Fabularia, Periloculina) : Razprave 4, razr. 17\3, 129-184.
- Drobne, K., 1988, Maastrichtian, Danian and Thanetian Beds in Dolenja vas (NW Dinarides, Yugoslavia) Microfacies, Foraminifers, Rudists and Corals : Razprave 4, razr. 29: 6, 147-224.
- Drooger, C.W., 1960, Some Early Rotaliid Foraminifera; (a), I.K.Nederland. Akad. Wetensch., Proc., ser. B, no.3, p.287-301, pl.1-2; (b) II, p.302-318, pl. 3-5.
- Farinacci, A., Yeniay, G., 1986, Biostratigraphy and Event Analysis of the Cenomanian-Maastrichtian Carbonates of the Beydağları (Western Taurus, Turkey) : Estratto da Geologica Romana, v. XXV, p. 257-284, 2 fig., 10 tavole.
- Grimsdale, T.F., 1952, Cretaceous and Tertiary Foraminifera from the Middle East: British Museum (Nat. Hist.) Bull., Geol., v.1, no.8, p.221-248.
- Holzer, H., 1955, 63:2- 64:1 ve 64:2 Paftalarında (Doğu Anadolu) 24.6.195 ve 6.8.1954 tarihleri Arasında Yapılan Jeolojik Harita Çalışmaları Hakkında Rapor: M.T.A Enst. Der. Rap. no. 2367 (yayınlanmamış).
- İnan, N., 1987, Tecer Dağının (Sivas) Jeolojik Özellikleri ve Foraminiferlerinin Sistemik İncelemesi : C.Ü. Müh.Fak. Jeoloji Mühendisliği Anabilim dalı. Doktora Tezi, 127 s, Sivas, (yayınlanmamış),
- İnan, N., 1988, Sur la Presence de *Smoutina cruysi* DROOGER dans le Maastrichtien Supérieur de Sivas (Est de la Turquie): Revue de Paleobiologie, v.7, no.2, pp. 467-475, Geneve.

- Ketin, İ., 1946, Elazığ-Palu ve Pertek Yörelerinin Jeolojik Etüdüne Dair Rapor: M.T.A Rap. no.1708 (yayınlanmamış).
- Lamarck, J.B., 1801, Systeme des Animaux Sans Vertebres, p.377, Paris.
- Lamarck, J.B., 1804, Suite des Memories sur les Fossiles des Environs de Paris: Museum Nat.Hist., v.5, p.179-188, Paris.
- Lamarck, J.B., 1816, Histoire Naturelle des Animaux Sans Vertebres; v.2, p.1-568, Paris.
- Loeblich, A.N., Tappan, H., 1988, Foraminiferal Genera and Their Clasification. 2 volumes (text-volume, 970p., plates-volume, 212, p.847 plates).Van Nostrand Reinhold Company, New-York.
- Meriç, E., 1967 a, Türkiye'deki bazı Loftusiidae ve Orbitoididae'ler hakkında. İstanbul Üniv. Fen Fak. Mecm., B, 32 (1-2), 1-58.
- Meriç, E., 1967 b, An aspect of Omphalocyclus macroporus (Lamarck). Micropaleontology, 13 (3), 369-380, 1-4.
- Neumann, M., 1958, Etude des Espèces Crétacées: Mémoires de la Société géologique de France, Mém. no.83, Chapitre 5.
- Özgen, N., 1992, Elazığ Çevresinde Yüzeyleyen Üst Maastrichtiyen-Paleosen Yaşlı Birimlerin Paleontolojik İncelemesi Yük.Lis.Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bil. Enst., 100s., Sivas (yayınlanmamış).
- Özgen, N., İnan, N., Akyazı, M., 1993, Harabekayış Formasyonu' nun (ELAZIĞ) Tanımlaması; T.J.K. Bült., 8, 135-147, Ankara.
- Özkul, M., 1982, Elazığ Doğu'su (Güneyçayır) Sedimentolojik İncelenmesi: Yüksek Lisans Tezi, F.Ü. Fen Bil. Enst. (yayınlanmamış).
- Özkul, M., 1989, Elazığ Batı'sında Kırkgeçit Formasyonu Üzerinde Sedimentolojik İncelemeler. Doktora tezi, F.Ü. Fen Bilimleri Enst. (yayınlanmamış).
- Rahaghi, A., 1983, Stratigraphy and Faunal Assamblage of Paleocene-Lower Eocene in Iran: Ministry of Oil, National Iranian Oil Co., Geological Laboratories, N.10, 1-73, 1-49, Tehran.
- Reuss, A.E., 1862, Entwurf einer systematischen Zusammenstellung der Foraminiferen, Sitzungberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe (1861), 44(1), 355-396.
- Ross, C. A., Haman, D., 1989, Suprageneric Ranges of Foraminiferida Journal of Foramin. Res. Vol.19, No 1, p.72-83.
- Samuel, O., Borza, K., Köhler, E., 1972, Microfuna and Lithostratigraphy of Paleogene and Adjacent Cretaceous of the Middle Vah Valley (West-Carpathian): Geologický ústav Dionýza Stura, Bratislava.
- Schlumberger, C., 1902, Premiere Note Sur les Orbitoides, Bulletin de la Societe Geol. De France, ser. 4 1, 459-467.
- Sirel, E., Metin, S., Sözeri, B., 1975, Palu (KD Elazığ) Denizel Oligosen' in Stratigrafisi ve Mikropaleontolojisi. T.J.K. Bült. 18/2, 175-180.
- Smout, A.H., 1954, Tertiary Foraminifera of Qatar Peninsula: London Printed by Order of the Trustees of the British Museum.
- Tansel, İ., 1989, Ağva (İstanbul) Yöresinde Geç Kretase-Paleosen Sınırı ve Paleosen Biyostratigrafisi: T.P.J.D. Bült., c.1/3, s.211-228.
- Tatar, Y., 1986, Fırat Havzasının Tektonik Özellikleri: Fırat Havzasının Jeolojisi ve Yeraltı Zenginlikleri Symp. Fırat Üniversitesi. Müh. Fak. Jeol. Müh. Bölümü, Elazığ, (yayınlanmamış).
- Terquem, O., 1882, Les Foraminifères de l'Eocene des Environs de Paris, Mémoires de la Société Géologique de France, sér. 3, 2 (mem.3) : 1-193.
- Tolun, N., 1955, Elazığ-Keban-Çemişgezek ve Pertek Bölgesinin Jeolojik Etüdü. MTA Rap. No. 2227, Ankara, (yayınlanmamış).
- Turan, M., 1984, Baskil-Aydınlar (Elazığ) Yöresinin Stratigrafisi ve Tektoniği. Doktora Tezi, F.Ü. Fen Bilimleri Enst., 180s, (yayınlanmamış).
- Yazgan, E., 1981, Doğu Toroslarda Etkin Bir Paleokita Kenarı Etüdü (Üst Kretase-Orta Eosen). H.Ü. Yerbilimleri, 7, 83-104.
- Yazgan, E., 1983a, A Geotraverse Between the Arabian Platform and the Munzur Nappes: Int. Symp. on the Geology of the Taurus Belt, Guide Book, for Excursion V, Ankara.
- Yazgan, E., 1983b, Malatya -Elazığ Yöresinde Doğu Torosların Jeodinamik Evrimi: Toros Jeolojisi Uluslararası Simpozyumu, Özler, 16-17, Ankara.

LEVHA I / PLATE I

Omphalocyclus macroporus (LAMARCK)

Şekil 1. Ekvatoryal kesit, NE 5, Üst Maastrichtiyen

Figure 1. Equatorial section, NE 5, Upper Maastrichtian

Şekil 2. Eksenel kesit, NE 5, Üst Maastrichtiyen

Orbitoides apiculatus SCHLUMBERGER

Figure 2. Axial section, NE 5, Upper Maastrichtian

Orbitoides apiculatus SCHLUMBERGER

Şekil 3. Eksenelimsi kesit, NN12, Üst Maastrichtiyen.

Orbitoides medius (d'ARCHIAC)

Figure 3. Subaxial section, NN12, Upper Maastrichtian.

Orbitoides medius (d'ARCHIAC)

Şekil 4. Eksenel kesit, NE5, Üst Maastrichtiyen.

Siderolites calcitrapoides LAMARCK

Figure 4. Axial section, NE5, Upper Maastrichtian.

Siderolites calcitrapoides LAMARCK

Şekil 5. Ekvatoryale paralel kesit, NN15, Üst Maastrichtiyen

Smoutina cruysi DROOGER

Figure 5. Subequatorial section, NN15, Upper Maastrichtian

Smoutina cruysi DROOGER

Şekil 6. Eksenel kesit, NE5, Üst Maastrichtiyen

Lepidorbitoides minor SCHLUMBERGER

Figure 6. Axial section, NE5, Upper Maastrichtian

Lepidorbitoides minor SCHLUMBERGER

Şekil 7. Eksenel kesit, NN11, Üst Maastrichtiyen.

Rotalia perovalis (TERQUEM)

Şekil 8. Eksenel kesit, NH1, Daniyen

Eponides sp.

Figure 8. Axial section, NH1, Danian

Eponides sp.

Şekil 9. Eksenel kesit, NH2, Daniyen.

Anomalina sp.

Figure 9. Axial section, NH2, Danian.

Anomalina sp.

Şekil 10. Eksenel kesit, NH2, Daniyen

Mississippina binkhorsti (REUSS)

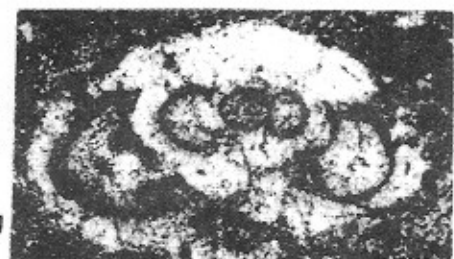
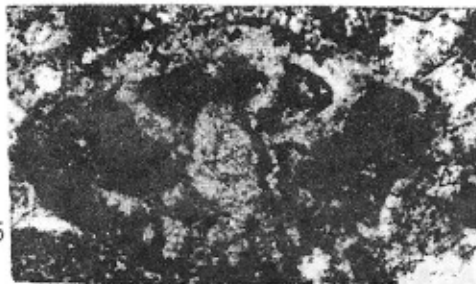
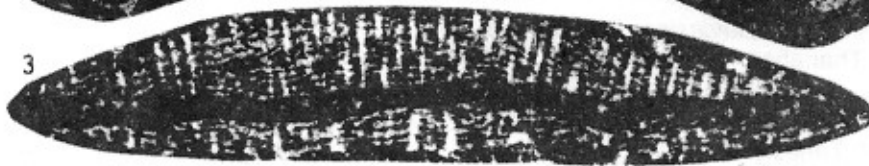
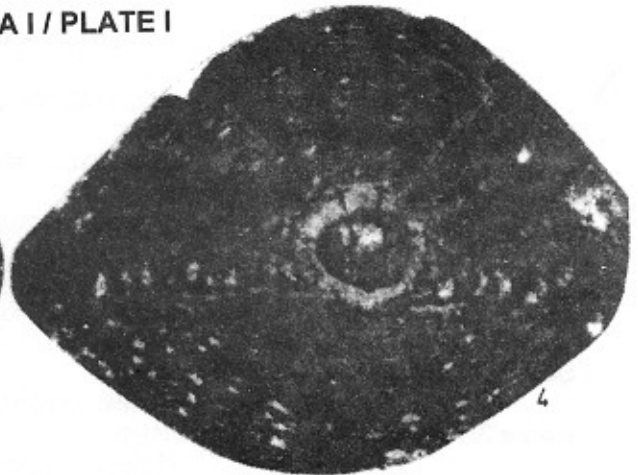
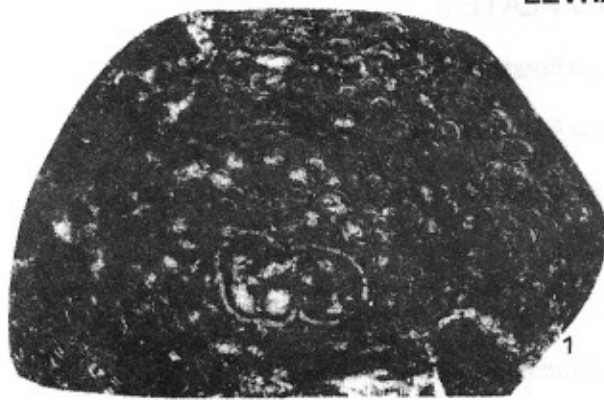
Figure 10. Axial section, NH2, Danian

Mississippina binkhorsti (REUSS)

Şekil 11. Eksenel kesit, NZ35, Tanesiyen

Figure 11. Axial section, NZ35, Thanetian

LEVHA I / PLATE I

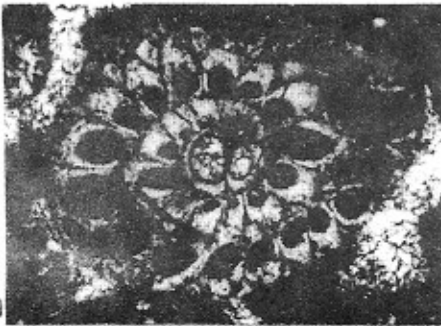
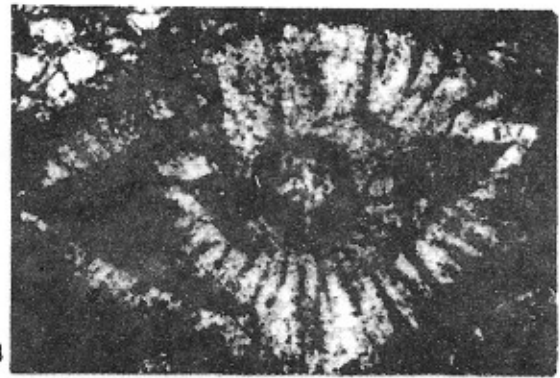
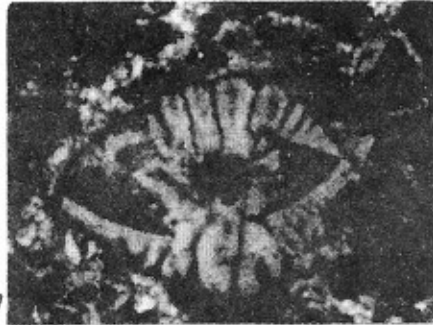
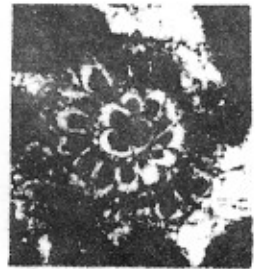
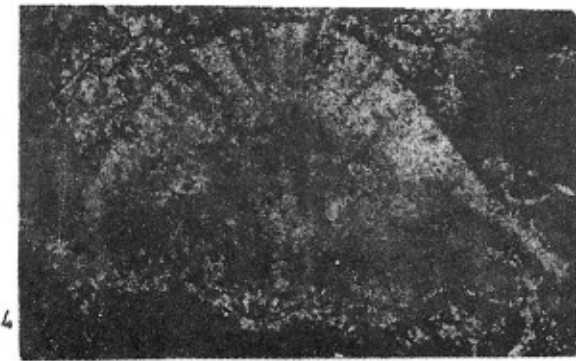
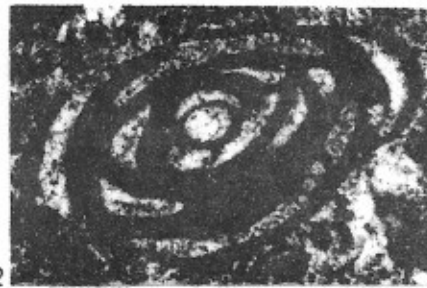
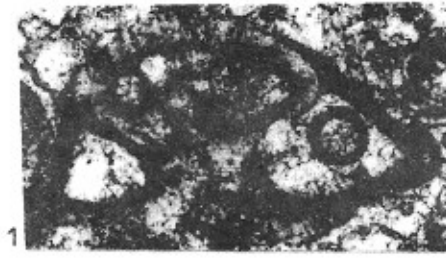


1,2,3,4,5,7 0,3mm
6,8,9,10,11 0,1mm

10

11

LEVHA II / PLATE II



1,2,3,4,8,9,10 0,1mm
5,6,7 0,3mm

10

OĞLAKCI (SİVRİHISAR-ESKİŞEHİR) VOLKANİTLERİNİN PETROLOJİSİ VE JEOKİMYASI

PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF OĞLAKCI (SİVRİHISAR-ESKİŞEHİR) VOLCANICS

Abidin TEMEL Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Beytepe-Ankara.

ÖZ : Orta Anadolu' da Oğlakcı (Sivrihisar-Eskişehir) yöresinde, Miyosen yaşlı volkanitler yer almaktadır. Bazaltik (bazaltik trakiandezit) ve trakitik (genellikle trakit, yer yer trakiandezit ve riylit) olmak üzere iki grup altında incelenen bu oluşumlar lav akıntıları ve domlar şeklinde yüzeylenmektedirler.

Mineral kimyası ve jeokimyasal (major, iz element ile Sr-Nd izotopları) veriler, tümüyle alkalin bir karakter gösteren bu volkanitlerin büyük ölçüde manto bileşimine sahip bir magmanın fraksiyonel kristalleşmesi sonucu oluştuğunu göstermektedir. Bununla birlikte magma karışımı ve/veya kabuksal kirlenme süreçleri de bu volkanitlerin oluşumunda etkilidir.

Oğlakcı volkanitleri, Türkiye'nin neotektonik döneminde, Avrasya-Arap levhalarının çarpışması sonucu, Anadolu levhası içerisinde oluşan deformasyona bağlı olarak gelişen kırık hatları ile ilişkilidir.

ABSTRACT : Miocene aged volcanics outcrop near Oğlakcı (Sivrihisar-Eskişehir) in central Anatolia. These volcanics (made-up of lava flows and domes) are subdivided into two groups; basaltic (basaltic trachyandesite) and trachytic (mostly trachyte, sometimes trachyandesite and rhyolite).

Mineral chemistry and geochemical data (major, trace element and Sr-Nd isotopes) indicate that these volcanics of alkaline character are formed by fractional crystallisation of a magma with having a mantle composition. Besides magma mixing and/or crustal contamination are also effective in the formation of these volcanics.

Oğlakcı volcanics are related to the fault zones developed by the deformation which occurred within the Anatolian plate due to collision of Eurasian-Arabian plates during the neotectonic evolution of Turkey.

GİRİŞ

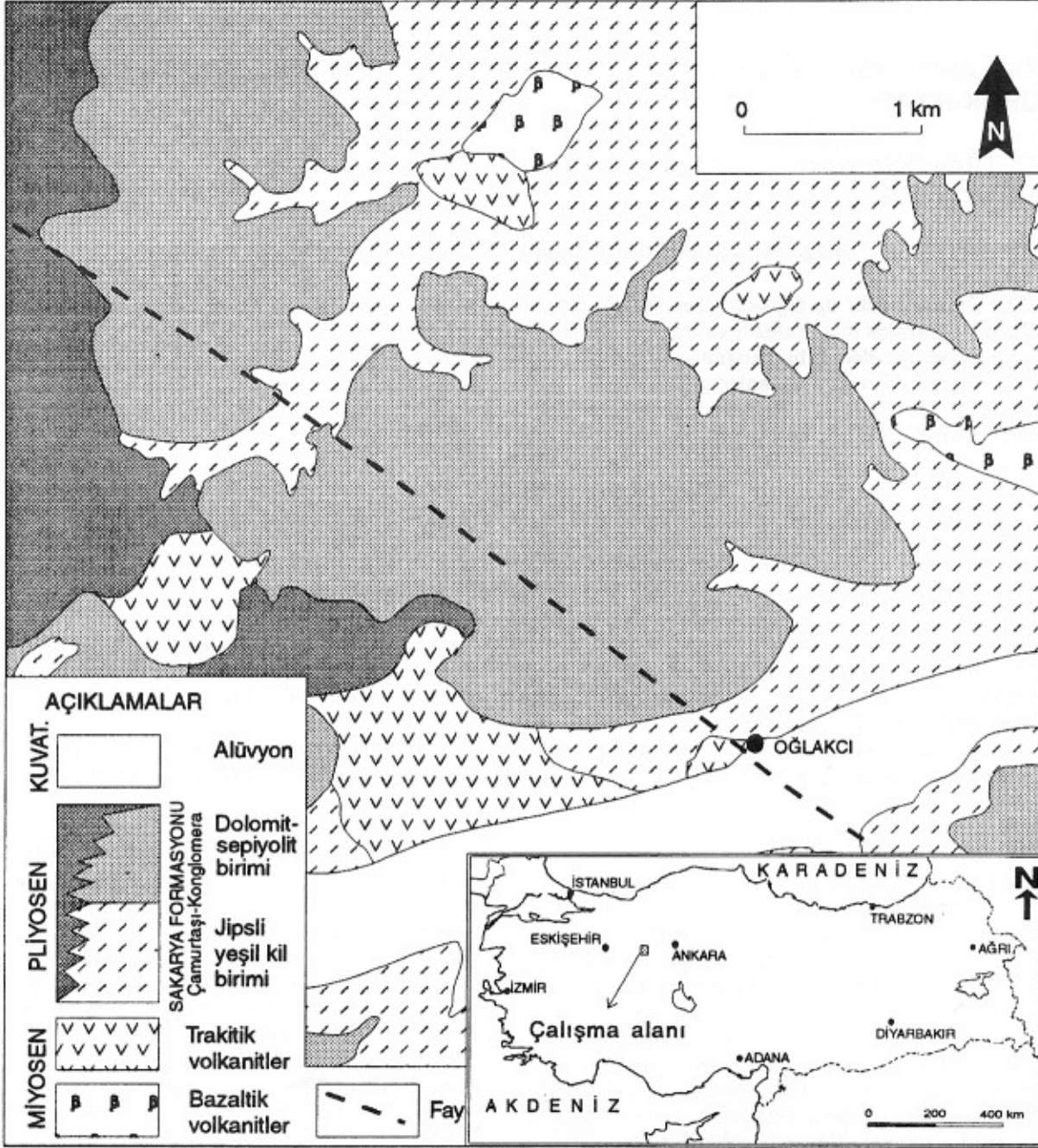
Anadolu levhası, Üst Miyosen'de Avrasya-Arap levhalarının, Bitlis kenet kuşağı boyunca çarpışmalarından sonra deforme olmuştur. Neotektonik dönemin başlangıcı olarak ele alınan bu çarpışma olayı, Doğu Anadolu'da kabuğun kışalmasına ve kalınlaşmasına neden olmuş ve daha sonra bunu Doğu ve Kuzey Anadolu faylarının oluşması ve Anadolu Bloğunun batıya doğru hareket etmesi izlemiştir (Mc Kenzie, 1972; Şengör ve Kidd, 1979; Şengör, 1980; Şengör ve diğ., 1985; Mc Kenzie ve Yılmaz, 1991). Bu neotektonik dönemde ülkemiz yoğun volkanik etkinliklere sahne olmuş, bu etkinliklere bağlı olarak Doğu, Orta ve Batı Anadolu'da yaklaşık 85.000 km² lik bir alan volkanik kayalar ile kaplanmıştır (Ketin, 1983). Genel olarak alkali-kalkalkali beraberliği ile temsil edilen bu volkanitlerin köken, yaş ve tektonik ilişkileri son yıllarda yapılan çalışmalarda ele alınmış, bu çalışmalarda sözkonusu bu volkanitlerin manto kökenli malzemenin değişik derecelerde kabuksal malzemenin kontaminasyonu ile oluş-

tuğu ve jeodinamik açıdan yitim zonu ve/veya levha içi kökenli olabileceği görüşleri ileri sürülmüştür (Keller ve diğ., 1977; Innocenti ve diğ., 1982; Savaşın, 1982; Gülen, 1984; Tokel, 1984; Ercan ve diğ., 1985; Pasquare ve diğ., 1988; Tokel ve diğ., 1988; Yılmaz, 1989; Gülen, 1990; Pearce ve diğ., 1990; Savaşın, 1990; Savaşın ve Güleç, 1990; Tankut ve diğ., 1990; Yılmaz, 1990; Güleç, 1991; Seyitoğlu ve Scott, 1992; Temel, 1992; Keller ve diğ., 1992; Gündoğdu ve diğ., 1994, Kürkçüoğlu ve diğ., 1994; Olanca, 1994; Aydar ve diğ., 1995).

Bu çalışmada ise "Orta Anadolu Ova Provensi" nin (Şengör ve diğ., 1985) KB' sında, Sivrihisar ile Polatlı arasında yer alan Oğlakcı volkanitlerinin petrolojik ve jeokimyasal özellikleri belirlenerek, köken ve ne tür jeodinamik koşullar altında oluştuğu konusu araştırılmıştır.

JEOLOJİK KONUM VE STRATİGRAFI

Çalışma alanı, Orta Anadolu' da, Polatlı-Sivrihisar arasında, Sivrihisarın KD' da yer almaktadır (Şekil 1). İnceleme alanında



Şekil 1. Oğlakçı (Sivrihisar-Eskişehir) yöresinin jeoloji haritası (Gençoğlu, 1996' dan değiştirilerek).

Figure 1. Geological map of Oğlakçı (Sivrihisar-Eskişehir) region (modified from Gençoğlu, 1996).

yüzeyleyen kayaç toplulukları, Miyosen yaşlı bazaltik ve trakitik volkanitler ile Pliyosen yaşlı Sakarya formasyonu ve Kuvaterner çökelleridir (Şekil 1). Sakarya formasyonu, evaporitik ağırlıklı, birbirleri ile düşey geçişli, görsel ortam çökelleri olan, jipsli yeşil kil ve dolomitli sepiyolit birimlerinden oluşmaktadır. Bu göl çökelleri, örgülü akarsu çökelleri olan kırmızı-sarı renkli

konglomera ve çamurtaşları ile yanal geçişlidir. Yer yer ekonomik sepiyolit merccklerinin de yer aldığı, dolomit-sepiyolit çökelleri beyaz rengi ile tipiktir (Gençoğlu ve İrkeç, 1994). Kuvaterner çökelleri ise alüvyon ile temsil edilmektedir. Söz konusu bu kayaçlar, Kuzey-Güney yönünde egemen olan gerilme tektoniğinin etkisi altında gelişen "Orta Anadolu Ova Rejimi" içerisinde

yer alan "Orta Anadolu Neojen Baseni" inde çökelmişlerdir (Şengör, 1980). Bu bölgede yapılan çalışmalar çoğunlukla sedimanter birimlere ve bu birimler içerisinde ekonomik öneme sahip olan sepiyolit oluşumlarına yöneliktir (Gençoğlu, 1994; Gençoğlu ve İrkeç, 1994; Ünlü ve diğ., 1995; Gençoğlu, 1996). inceleme alanında lav ve dom şeklinde gözlenen volkanitlerin petrolojisi ve jeokimyası konusunda ise bir çalışma bulunmamaktadır.

ÇÖZÜMLEME YÖNTEMLERİ

Örnekler üzerinde gerçekleştirilen mikroprob çözümlenmeleri, Blaise Pascal Üniversitesi (Clermont-Fd, Fransa), jeoloji bölümünde Cameca-Camebac marka elektron mikroskobunda gerçekleştirilmiştir. Mikroprob çözümlenmeleri için, örneklerden birer tane incekesit hazırlanmış, bu incekesitlerin yüzeyleri Pdm-FORCE (DP-U2) marka parlatma makinasında, parlatma süreleri ve tozları farklı 6 etaptan geçirilerek parlatılmış, daha sonra üzerleri karbon ile kaplanarak analize hazır hale getirilmiştir.

Majör ve iz element çözümlenmeleri, Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği bölümünde PW 1480 model X-RF spektrometresinde yapılmıştır. Major element analizleri, 0.75000 gr toz kayaç örneği + 4.5000 gr $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ karışımının 1050 °C' de 1 saat süreyle eritilmesiyle oluşturulan camlar üzerinde gerçekleştirilmiştir. iz element çözümlenmeleri ise yaklaşık 9 gr toz örneğin alüminyum kapsüllere konulup, 20 tonluk yük altında preslenerek elde edilen pastiller üzerinde yapılmıştır. 1000 °C' deki ateşte kayıp miktarı etüvde 110 °C'de bir gece kurutulmuş örnek ağırlığının yüzdesi olarak belirtilmiştir.

Sr ve Nd izotop çözümlenmeleri Blaise Pascal Üniversitesi (Clermont-Fd, Fransa), jeoloji bölümünde V.G. 54E model katı kaynaklı kütle spektrometresinde gerçekleştirilmiştir.

PETROGRAFI VE MINERAL KİMYASI

Bazaltik ve trakitik volkanitlerden alınan örnekler üzerinde gerçekleştirilen optik mikroskop ve mikroprob çözümlenmeleri sonucunda bunların porfiritik dokuda olduğu ve olivin, ortopiroksen, klinopiroksen, plajiyoklaz, anortoklaz, sanidin, amfibol, biyotit, Fe-Ti oksit, titanit, apatit ve kuvars fenokristalleri içerdiği belirlenmiştir (Çizelge 1). Bu minerallerden olivin ve ortopiroksen sadece bazaltik volkanitlerde saptanmıştır. Yarı özşekilli olan plajiyoklaz kristallerinin zonlu yapıları ve polisentetik ikizlenmeleri tipiktir. Bazı plajiyoklaz fenokristallerinin kenarlarında serisitleşme türü bozunmalar gözlenmektedir. Plajiyoklazlar iri

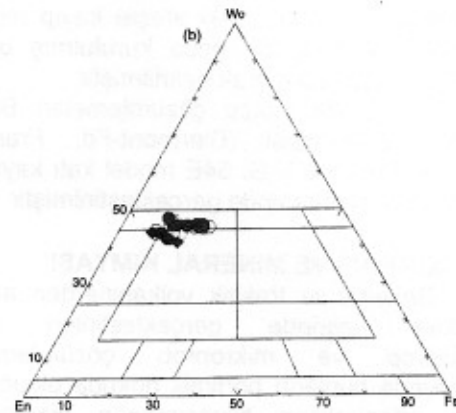
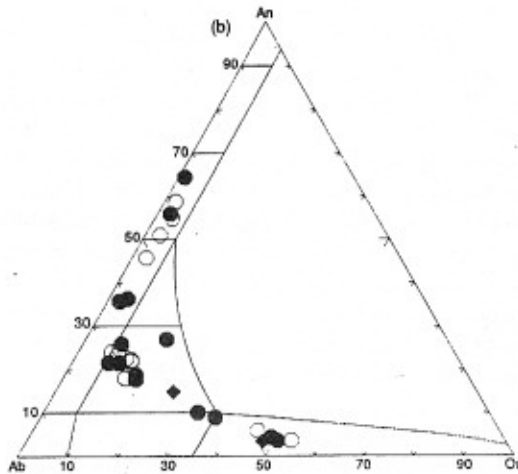
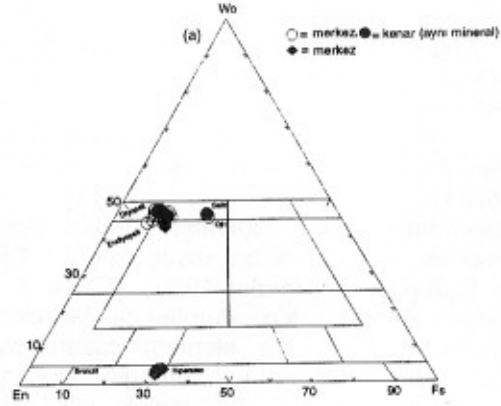
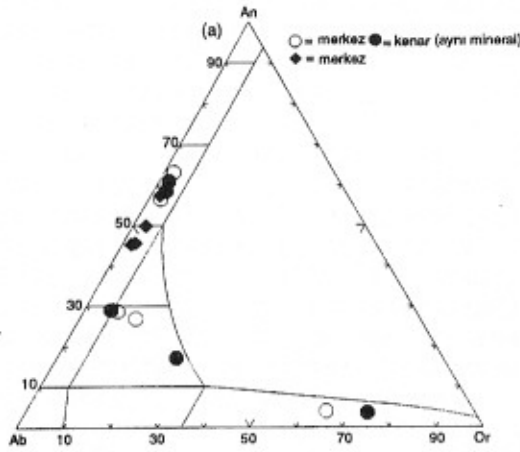
fenokristaller halinde bulunduğu gibi bazı kesitlerde hamurda mikrolitler şeklinde de mevcuttur. Bu mikrolitler belirli yönlerde dizilerek tipik akma yapısı oluşturmuşlardır. Genellikle agregatlar şeklinde gözlenen piroksenler plajiyoklaz kristalleri ile bir araya gelerek glameroporfirik doku oluşturmuşlardır. Piroksenler, ya sekizgen şekilli kafa kesitleri şeklinde yada ince uzun prizmatik şekillerde bulunmaktadır ve bazıları kenarlarından itibaren opak minerallere dönüşmüşlerdir. Amfiboller genellikle yarı özşekilli kristaller şeklinde bulunmakla birlikte bazı kesitlerde altıgen şekilli kafa kesitleri tipiktir. Bazaltik volkanitlere ait bazı örneklerde altıgen şekilli amfibol psödomorfları (opasitleşmiş) gözlenmektedir. Bazı kesitlerde ise prizmatik yarı özşekilli opaklaşmış mineraller amfibol psödomorfları olarak yorumlanmıştır. Olivinler genellikle opaklaşmış psödomorflar şeklinde gözlenmekte, bazı kesitlerde ise tamamen özşekilsiz, kenarları kemirilmiş birincil olivinlere de rastlanmaktadır. Biyotitler levhamsı, yarıözşekilli olup, opak renkli minerallere dönüşüm yaygın olarak gözlenmektedir. Fe-Ti oksitler genellikle siyah renkli, özşekilsiz olup, eşkenar dörtgen şekilli kristalleri de tipiktir. Titanitler dar, eşkenar dörtgen şekilli olup tane boyları 20-230 mikron arasında değişmektedir. Apatitler yarı özşekilli prizmatik olup, tane boyları 15-250 mikrondur.

Bazaltik volkanitlerde en yaygın olarak gözlenen feldispat fenokristallerinin anortit içeriği 4-63 arasında değişmektedir ve tane boyları 670 mikrona ulaşmaktadır. Feldispatların seçilmiş çözümlenme sonuçları Çizelge 2' de verilmiştir. Anortoklaz ve sanidin ile birlikte gözlenen plajiyoklazlar oligoklaz-labrador (An 29-63) bileşimindedir (Şekil 2a). Plajiyoklazlar, hem normal hem de ters zonlanma göstermektedir. Poldervaart ve Hess (1951) sınıflamasına göre ortopiroksenler hipersten (Wo 3-5, En 64-67, Fs30-32), geniş bir aralıkta değişen klinopiroksenler ise ojit, salit, diyopsit ve endiyopsit (Wo43-48, En32-47, Fs 9-23) olarak adlandırılmış olup (Şekil 3a), seçilmiş piroksen mikroprob sonuçları Çizelge 3' de verilmiştir. Biyotitlerin $Mg^* = (Mg / Mg + Fe + Mn) * 100$ değerleri 82-88 arasında, $FM = (Fe / Fe + Mg) * 100$ değerleri ise 11-18 arasında değişmektedir ve hem normal hem de ters zonlanma göstermektedir (Çizelge 4). Oksit mineralleri mikroprob analiz sonuçlarına göre Fe-Ti oksit olarak adlandırılmıştır.

Trakitik volkanitlerden alınan örnekler, feldispat (plajiyoklaz, anortoklaz, sanidin), klinopiroksen, amfibol, biyotit, Fe-Ti oksit, titanit, apatit ve kuvars fenokristalleri içermektedir. Bu minerallerden feldispat, klinopiroksen ve Fe-Ti

Çizelge 1. Oğlakçı volkanitlerinin mineralojik bileşimleri (Mg^* : $(Mg/Mg+Fe+Mn)*100$).Table 1. Summary of mineralogical characteristics of Oğlakçı volcanics (Mg^* : $(Mg/Mg+Fe+Mn)*100$).

BİTİM	Örnek No	%SiO ₂	Fenokristaller									
			Feldispat	Olivin	Ortopiroksen	Klinopiroksen	Amfibol	Biyotit	Fe-Ti Oksit	Titanit	Apatit	Kuvara
TRAKİTİK VOLKANİTLER	H-3a	68.02	An 4-48			Wo 41-47	Mg* 69-83	Mg* 79-85	+	+		+
	H-3b	68.43	An 5--41			Wo 44-47	Mg* 64-68	Mg* 80-82	+	+		+
	H-4	68.04	An 4-62			Wo 45-46			+		+	
	H-6	64.75	An 6-57			Wo 42-49	+	+	+	+		+
	H-10	60.57	An 3-62			Wo 45-48		+	+			
	H-12	61.69	An 10-64			Wo 43-48			+			
	92-1	60.94	An 42-60			Wo 44-48	Mg* 64-78	+	+			
BAZALTIK VOLKANİTLER	H-11	52.9	An 17-63	+	En 64-67	Wo 43-48			+			
	H-13	54.29	An 4-61	+		Wo 44-48		Mg* 82-88	+			



Şekil 2. Feldispatların An-Ab-Or diyagramında gösterimi (a: Bazaltik volkanitler, b: trakitik volkanitler).

Figure 2. Plots of feldspars in the An-Ab-Or diagram (a. Basaltic volcanics, b: trachytic volcanics).

Şekil 3. Piroksenlerin Wo-En-Fs diyagramında gösterimi (a: Bazaltik volkanitler, b: trakitik volkanitler).

Figure 3. Plots of pyroxenes in the Wo-En-Fs diagram (a. Basaltic volcanics, b: trachytic volcanics).

Çizelge 2. Seçilmiş bazı feldispat minerallerinin microprob çözümü sonuçları (m: kristal merkezi, k: kristal kenarı, mi: mikrolit).

Table 2. Selected feldspar analyses (m: core, k: rim, mi: microlite).

FELDİSPAT															
TRAKİTİK VOLKANİTLER															
	16m →	17k	55m →	56k	61m →	62k	74m →	75k	89m →	90k	110m →	113k	116m →	117k	123m →
K ₂ O	0.49	8.44	9.1	1.24	1.85	2.42	1.39	0.43	0.59	0.65	7.73	1.23	1.31	5.71	1.66
CaO	9.24	0.7	0.73	4.3	4.2	3.81	4.62	7.31	11.01	7.3	1.2	4.88	4.83	1.74	4.25
F ₂ O ₃	0.42	0.36	0.54	0.22	0.2	0.51	0.25	1.1	0.75	0.42	0.5	0.27	0.19	0.48	0.27
Na ₂ O	5.74	5.02	4.81	7.79	6.92	7.5	7.42	6.98	4.63	6.66	5.46	6.92	7.24	5.98	6.98
SiO ₂	56.8	66.84	65.98	64.58	64.01	64.75	62.61	59.07	54.07	58.9	65.09	62.4	62.77	64.84	63.05
Al ₂ O ₃	27.06	19.21	18.89	22.54	22.58	22.26	23.32	25.53	27.6	25.04	19.67	23.31	23.16	19.5	22.86
Toplam	99.75	100.57	100.05	100.67	99.76	101.25	99.61	100.42	98.65	98.97	99.65	99.01	99.5	98.25	99.07
K	0.0282	0.4792	0.5237	0.0692	0.1044	0.1356	0.0787	0.0244	0.0346	0.0376	0.4458	0.0701	0.0746	0.331	0.0944
Ca	0.4451	0.0335	0.0354	0.2021	0.1995	0.179	0.2202	0.3496	0.5404	0.3526	0.0582	0.2337	0.2303	0.0846	0.2034
Fe	0.0159	0.0134	0.0203	0.008	0.0073	0.0187	0.0092	0.041	0.0287	0.0159	0.019	0.0099	0.0071	0.0184	0.0101
Na	0.5005	0.4334	0.4208	0.6629	0.5945	0.638	0.6399	0.604	0.4109	0.5824	0.4782	0.5987	0.6248	0.5265	0.6036
Si	2.554	2.9748	2.9781	2.8346	2.8347	2.8394	2.7861	2.6355	2.4772	2.6562	2.941	2.7859	2.7946	2.9447	2.8129
Al	1.4342	1.0078	1.0049	1.166	1.1784	1.1506	1.223	1.3424	1.4905	1.3307	1.0474	1.2264	1.2155	1.044	1.2018
Toplam	4.9779	4.9421	4.9832	4.9428	4.9188	4.9613	4.9571	4.9969	4.9823	4.9754	4.9896	4.9247	4.9469	4.9492	4.9262
Ab	51.4	45.81	42.94	70.96	66.17	66.98	68.16	61.76	41.68	59.88	48.68	66.34	67.2	55.89	66.97
Or	2.9	50.65	53.44	7.41	11.63	14.23	8.38	2.5	3.51	3.86	45.39	7.77	8.02	35.13	10.47
An	45.71	3.54	3.62	21.63	22.21	18.79	23.46	35.75	54.81	36.25	5.93	25.89	24.77	8.98	22.56
	124k	132m →	133k →	134k	137m →	138k	191m	108m →	109k	110k →	111m	114m →	115k	124m →	125k
K ₂ O	1.57	2.08	8.25	3.9	2.05	2.78	8.59	2.02	2.47	0.44	0.37	0.5	0.2	1.16	5.16
CaO	4.17	3.55	0.89	2.92	3.56	5.49	0.74	4.47	3.54	11.31	11.7	10.15	12.74	4.95	2
F ₂ O ₃	0.23	0.2	0.35	0.23	0.71	0.58	1.89	0.24	0.25	0.54	0.53	0.5	0.51	0.25	0.45
Na ₂ O	7.45	7.59	5.19	6.63	7.55	6.38	5.82	7.49	7.45	4.65	4.29	5.06	3.76	7.86	6.44
SiO ₂	63.27	63.52	64.89	63.33	62.86	60.93	63.61	62.24	63.77	53.25	52.92	55.27	51.42	62.01	64.75
Al ₂ O ₃	22.43	21.8	19.3	20.87	21.68	23.22	17.39	22.89	21.78	28.65	28.78	27.5	29.6	23.39	20.35
Toplam	99.12	98.74	98.87	97.88	98.41	99.38	97.84	99.35	99.26	98.84	98.59	98.98	98.23	99.62	99.15
K	0.0897	0.1186	0.4794	0.226	0.1181	0.1597	0.5109	0.1155	0.141	0.0255	0.0216	0.0289	0.012	0.066	0.2967
Ca	0.1994	0.1703	0.0432	0.142	0.1716	0.2652	0.0368	0.2144	0.1695	0.5539	0.5752	0.4944	0.6302	0.2366	0.0967
Fe	0.0087	0.0076	0.0133	0.0086	0.0268	0.0218	0.0658	0.009	0.0092	0.0207	0.0203	0.019	0.0195	0.0095	0.0171
Na	0.6444	0.6589	0.4585	0.5842	0.659	0.5583	0.5259	0.651	0.6456	0.4122	0.3814	0.4464	0.3367	0.6797	0.5622
Si	2.8238	2.8438	2.9551	2.8777	2.8314	2.7479	2.9668	2.7889	2.8486	2.4341	2.4274	2.5127	2.373	2.7664	2.9158
Al	1.1799	1.15	1.0357	1.1176	1.1512	1.234	0.9557	1.2087	1.1469	1.5432	1.5559	1.4733	1.6101	1.2298	1.0799
Toplam	4.9459	4.9492	4.9852	4.9561	4.9581	4.9869	5.0619	4.9875	4.9608	4.9896	4.9818	4.9747	4.9815	4.988	4.9684
Ab	69.04	69.51	46.73	61.35	69.46	56.78	48.98	66.36	67.52	41.57	38.99	46.04	34.39	69.19	58.83
Or	9.61	12.52	48.86	23.74	12.45	16.25	47.59	11.78	14.75	2.57	2.21	2.98	1.23	6.72	31.05
An	21.36	17.97	4.4	14.91	18.09	26.97	3.43	21.86	17.73	55.86	58.8	50.98	64.38	24.09	10.12

Çizelge 2 devam ediyor / Table 2 continued

FELDISPAT														
BAZALTİK VOLKANİTLER														
	132m→	133k	161m→	162k	177m→	178k	184mi	185mi	22m	25m	26m →	27k	36m →	37k
K ₂ O	0.46	0.47	2.1	4.42	0.35	0.35	0.33	0.44	0.53	0.42	1.22	0.98	10.7	12.4
CaO	11.95	12.1	5.6	3.56	12.6	12.41	11.53	9.85	9.08	9.27	5.77	5.97	0.79	0.71
F ₂ O ₃	1.28	0.51	0.27	0.34	0.59	0.51	0.63	0.52	0.69	0.68	0.34	0.37	0.35	0.29
Na ₂ O	4.76	4.43	7.03	6.54	3.81	4.14	4.48	5.17	5.84	6.13	7.11	7.44	3.43	2.54
SiO ₂	53.21	53	60.78	62.78	51.82	52.08	53.35	54.93	56	56.75	61.25	61.15	64.13	64.11
Al ₂ O ₃	29.36	29.1	23.09	21.96	29.59	28.97	28.36	26.94	26.64	27.18	23.96	24.14	19.08	18.96
Toplam	101.02	99.61	98.87	99.6	98.76	98.46	98.68	97.85	98.78	100.43	99.65	100.05	98.48	99.01
K	0.0266	0.0271	0.1214	0.2537	0.0205	0.0206	0.0191	0.0256	0.031	0.0241	0.0696	0.0557	0.6289	0.729
Ca	0.5772	0.5905	0.2711	0.1718	0.6198	0.6123	0.5659	0.4856	0.4429	0.4449	0.2759	0.2849	0.0388	0.0348
Fe	0.0482	0.0196	0.0104	0.0126	0.0228	0.0196	0.0242	0.02	0.0262	0.0256	0.0127	0.0137	0.0136	0.0113
Na	0.4163	0.3908	0.6164	0.5708	0.3392	0.3695	0.3982	0.4609	0.5149	0.5318	0.6153	0.6423	0.3063	0.2268
Si	2.399	2.4135	2.7467	2.8271	2.3787	2.3986	2.4439	2.5274	2.5479	2.5404	2.7323	2.724	2.9561	2.9538
Al	1.5604	1.5618	1.2309	1.1656	1.8006	1.5727	1.5312	1.4605	1.4286	1.4343	1.2597	1.2671	1.0366	1.0298
Toplam	5.0277	5.0033	4.9989	5.0016	4.9816	4.9933	4.9825	4.98	4.9915	5.0011	4.9655	4.9877	4.9803	4.9855
Ab	40.81	38.78	61.1	57.29	34.63	36.86	40.5	47.42	52.07	53.14	64.04	65.35	31.45	22.89
Or	2.61	2.89	12.03	25.46	2.09	2.05	1.94	2.63	3.13	2.41	7.24	5.66	64.57	73.59
An	56.58	58.56	28.87	17.24	63.28	61.09	57.56	49.95	44.79	44.45	28.71	28.99	3.98	3.52

oksit tüm örneklerde mevcuttur. Amfibol ve piroksen yaygın olmasına karşın, tüm örneklerde bulunmamaktadır. Apatit bir, titanit ise iki örnekte tali bileşen olarak yer almaktadır. Bazı örneklerin matrisinde kalsit belirlenmiştir. Bu volkanitlerde yaygın olarak bulunmakta olan feldispatların tane boyları 1400 mikrona kadar çıkmakta ve anortit içerikleri 3-64 arasında değişmektedir. Feldispatlara ait seçilmiş mikroprop analiz sonuçları Çizelge 2' de verilmiş olup, bunlar sanidin, anortoklaz ve plajiyoklaz olarak adlandırılmıştır. Plajiyoklazlar oligoklaz-labrador bileşimindedir (An 22-64) (Şekil 2b). Plajiyoklaz ve anortoklazlarda hem normal hem de ters zonlanma saptanmıştır. Bazı fenokristallerde merkez sanidin kenarları oligoklaz; bazılarında ise merkez andezin veya oligoklaz, kenarları ise sanidin bileşimindedir. Bazılarında ise merkez oligoklaz, çevresi ise anortoklaz bileşimindedir. Klinopiroksenler üzerinde gerçekleştirilen seçilmiş mikroprop çözümlene sonuçları Çizelge 3' de verilmiş olup, bunların Vollastonit içerikleri 41-49 arasında değişmektedir. Bu piroksenler, Poldervaart ve Hess (1951) sınıflamasına göre salit, ojit ve endiyopsit (Wo41-48, En34-48, Fs8-21) olarak adlandırılmıştır (Şekil 3b). Amfiboller üzerinde gerçekleştirilen mikroprop çözümlenmeleri (Çizelge 5), bunların Mg⁺ oranlarının 64-83 arasında değiştiğini ortaya koymuştur. Leake (1978) sınıflamasına göre bu amfibollerin hepsi kalsik olup, pargazit, edenit,

magneziyo-hastingsit ve kersutit olarak adlandırılmıştır (Şekil 4). Biyotitlerin Mg⁺ de'yerleri 79-85, FM de'yerleri ise 15-20 arasındadır (Çizelge 4).

JEOKIMYA

Major ve iz Element Jeokimyası

İncelenen örnekler üzerinde gerçekleştirilen major ve iz element çözümlene sonuçları ile, CIPW normları ve izotop sonuçları Çizelge 6' da verilmiştir. Toplam alkali-SiO₂ sınıflamasına göre (Şekil 5), bazaltik volkanitler (SiO₂ 53-54), bazaltik trakiandezit; trakitik volkanitler (SiO₂ 61-69) ise, genellikle trakit, bir örnek trakiandezit, bir örnekte riyolit bileşimindedir (Le Bas et. al., 1986). Ancak trakiandezit ve riyolit örneklerinin her ikisi de trakitle olan sınır bölgesinde yer almaktadır. Bütün örnekler Miyashiro (1978)' e göre alkalın bir karakter göstermektedir (Şekil 5). Bir örnek hariç, tüm örnekler kuvars normatif iken, bazaltiklere ait bir örnek nefelin normatifdir (Çizelge 6). Bazaltik volkanitlerin MgO, CaO, Fe₂O₃, TiO₂, P₂O₅ içerikleri trakitik olanlardan daha büyük olmalarına karşın, Al₂O₃ ve Na₂O içerikleri benzerdir. Trakitik olanların K₂O içerikleri ise daha yüksektir. Harker diyagramında (major element-SiO₂), SiO₂ artışı ile birlikte MgO, CaO, Fe₂O₃, TiO₂, P₂O₅'de bir azalma, K₂O' da ise bir artış söz konusudur. Al₂O₃ ve Na₂O' de ise yaklaşık yatay bir gidiş söz konusudur (Şekil 6). Bu diyagramlardaki

Çizelge 3. Seçilmiş bazı piroksen minerallerinin microprob çözümü sonuçları (m: kristal merkezi, k: kristal kenarı).

Table 3. Selected pyroxene analyses (m: core, k: rim).

BAZALTİK VOLKANİTLER																					
ORTOPIROKSEN					KLİNOPIROKSEN																
	129m-->	130k	135m	166k	147m-->	148k	153m-->	154k	163m-->	164k	172m-->	173k	159m	3m-->	4k	11m-->	12k	15m-->	16k	19m-->	20k
CaO	1.94	1.57	1.95	1.26	20.96	21.6	21.53	20.94	21.39	21.11	20.1	21.33	20.01	20.52	20.86	21.35	21.1	21.35	21.46	20.8	21.4
TiO ₂	0.43	0.4	0.42	0.24	1.27	1.17	1.21	1.82	1.27	1.66	2.49	1.15	1.25	1.94	1.28	0.27	0.25	0.85	1.38	0.75	1.04
Cr ₂ O ₃	0.05	0.11	0.02	0.06	0.7	0.9	0.75	0.24	0.49	0.37	0.09	0.76	0.06	0.16	0.46	0	0	0.3	0.33	0.48	0.66
MnO	0.6	0.61	0.54	0.62	0.05	0.19	0	0.11	0.17	0.09	0.12	0.13	0.28	0.27	0.34	1.86	0.93	0.08	0.26	0.15	0.08
Fe ₂ O ₃	19.38	18.74	19.23	18.65	5.3	5.35	5.02	6.72	5.9	5.57	6.69	5.49	7.71	7.42	7.55	11.69	11.78	5.59	7.24	5.02	5.45
Na ₂ O	0.02	0	0.04	0.05	0.5	0.59	0.52	0.57	0.51	0.46	0.74	0.51	0.41	1.12	0.62	1.57	1.57	0.45	0.56	0.47	0.55
SiO ₂	53.36	53.4	53.86	53.36	48.12	48.5	47.73	46.36	48.32	47.6	44.9	48.15	49.16	46.02	50.21	51.93	51.3	50.6	49.52	51.3	48.41
Al ₂ O ₃	0.77	0.69	0.64	0.62	7.56	6.94	7.36	9.17	7.28	7.95	10.83	7.46	5.12	9.19	2.88	1.73	1.71	3.74	5.08	4.34	6.94
MgO	23.45	23.46	22.3	23.56	14.52	14.06	14.16	13.54	14.26	13.5	12.51	13.76	14.56	13.11	14.84	10.67	10.42	15.56	13.91	15.97	14.16
Toplam	100	98.98	99	98.42	98.98	99.3	98.28	99.47	99.59	98.31	98.47	98.74	98.56	99.75	99.04	101.07	99.06	98.52	99.74	99.28	98.69
Ca	0.0766	0.0624	0.0777	0.0504	0.8349	0.8602	0.8646	0.8371	0.85	0.847	0.8107	0.8533	0.806	0.8217	0.8398	0.8635	0.8678	0.8542	0.8566	0.8213	0.8564
Ti	0.0119	0.011	0.0117	0.0068	0.0354	0.0328	0.0341	0.0509	0.0355	0.0468	0.0706	0.0322	0.0353	0.0545	0.0361	0.0076	0.0072	0.024	0.0386	0.0207	0.0291
Cr	0.0013	0.0031	0.0007	0.0018	0.0206	0.0266	0.0224	0.0069	0.0143	0.0111	0.0028	0.0224	0.0019	0.0048	0.0136	0	0	0.0088	0.0096	0.0139	0.0194
Mn	0.0186	0.0192	0.0172	0.0196	0.0017	0.0061	0	0.0033	0.0055	0.003	0.0039	0.0042	0.0089	0.0085	0.0107	0.0594	0.0304	0.0027	0.0083	0.0046	0.0025
Fe	0.5981	0.5819	0.5978	0.5816	0.1647	0.1663	0.1572	0.2098	0.1831	0.1743	0.2105	0.1713	0.2426	0.232	0.2373	0.369	0.3782	0.1745	0.2257	0.1546	0.1702
Na	0.0012	0	0.003	0.004	0.036	0.0426	0.0379	0.0412	0.0366	0.0337	0.054	0.037	0.0295	0.0811	0.0454	0.1152	0.1168	0.0329	0.0404	0.0334	0.0397
Si	1.9696	1.9824	2.0017	1.9895	1.7888	1.8025	1.7894	1.7292	1.7923	1.7828	1.6899	1.7977	1.8484	1.7202	1.8866	1.9597	1.9692	1.8889	1.845	1.8902	1.8082
Al	0.0336	0.0303	0.0282	0.0273	0.3311	0.3041	0.3252	0.4033	0.3181	0.3511	0.4803	0.3283	0.2267	0.4049	0.1277	0.0769	0.0774	0.1643	0.2231	0.1883	0.3056
Mg	1.2903	1.2983	1.2353	1.3091	0.8044	0.7789	0.7909	0.7528	0.7886	0.7539	0.7019	0.7659	0.8162	0.7304	0.8312	0.6002	0.5959	0.8658	0.7722	0.8769	0.7884
Toplam	4.0012	3.9886	3.9733	3.9901	4.0176	4.0201	4.0207	4.0345	4.024	4.0037	4.0246	4.0123	4.0155	4.0581	4.0284	4.0515	4.0429	4.0161	4.0195	4.0039	4.0195
Wo	3.86	3.18	4.03	2.57	46.24	47.48	47.7	46.43	46.52	47.63	46.94	47.55	43.02	45.84	43.76	45.64	46.35	45.03	45.99	44.22	47.12
En	65.05	66.18	64.07	66.76	44.55	43	43.63	41.75	43.16	42.4	40.65	42.68	43.56	40.75	43.31	31.72	31.83	45.64	41.45	47.21	43.38
Fs	31.09	30.64	31.9	30.66	9.22	9.52	8.67	11.82	10.32	9.97	12.41	9.78	13.42	13.42	12.92	22.64	21.82	9.34	12.56	8.57	9.5

Çizelge 3 devam ediyor / Table 3 continued

TRAKİTİK VOLKANİTLER																						
KLİNOPIROKSEN																						
	35m→	36k	49m→	50k	52m	27m→	28k	53m→	54k	55m→	57k	81m→	82k	99k→	100m	149m→	150k	116m→	117k	119m→	120k	10m
CaO	21.46	21.87	22.86	21.02	20.16	21.06	21.6	20.52	21.35	21.28	20.97	21.67	21.5	19.82	19.56	21.16	22.18	21.26	20.92	20.99	21.43	20.81
TiO ₂	0.05	0.1	0.53	1.99	0.41	0.17	0.22	0.76	2.05	1.53	0.79	0.17	0.25	0.8	1.44	0.36	0.22	0.22	1.46	0.83	1.25	1.13
Cr ₂ O ₃	0.06	0.02	0.07	0.05	0	0.05	0.05	0.1	0.05	0.24	0.01	0.05	0	0	0.08	0	0	0.1	0.07	0.6	0.12	4.69
MnO	0.9	1.62	0.24	0.13	0.52	1.16	1.07	0.18	0.19	0.13	0.18	0.83	0.92	0.17	0.27	1.08	0.98	0.31	0.14	0.21	0.16	0.11
Fe ₂ O ₃	10.08	9.94	7.4	8.9	8.99	10.49	10.64	5.45	7.47	6.32	6.21	9.93	9.64	7.4	8.24	11.4	10.7	7.89	6.86	5.02	5.62	0
Na ₂ O	0.75	0.68	0.36	0.52	0.41	0.76	0.9	0.54	0.43	0.49	0.45	0.79	0.87	0.58	0.48	0.92	0.85	0.4	0.55	0.44	0.58	0.72
SiO ₂	52.46	52.78	51.76	46.66	52.48	51.62	51.68	51.24	49.16	47.77	51.11	52.56	52.14	50.79	47.98	50.81	52.48	53.22	48.2	50.93	47.82	50.52
Al ₂ O ₃	0.98	1.02	1.55	6.88	0.88	1.28	1.19	4.3	5.38	7.18	3.93	1.13	1.43	4.07	6.52	1.94	0.93	0.45	7.06	4.24	7.66	3.45
MgO	12.27	12.15	14.39	12.87	15.22	11.81	11.94	15.91	13.84	13.64	15.81	12.8	12.3	15.21	13.35	11.31	12.16	15.21	13.8	15.84	13.58	16.32
Toplam	99.01	100.18	99.16	99.02	99.07	98.4	99.29	99	99.92	98.58	99.48	99.93	99.05	98.84	97.92	98.98	100.5	99.06	99.06	99.1	98.22	97.75
Ca	0.8729	0.8818	0.9196	0.8534	0.811	0.865	0.8817	0.813	0.8505	0.8558	0.831	0.8734	0.8732	0.7923	0.7945	0.8694	0.8942	0.8521	0.8376	0.8316	0.862	0.8351
Ti	0.0014	0.0028	0.0151	0.0566	0.0115	0.0048	0.0064	0.021	0.0574	0.0433	0.022	0.0048	0.0072	0.0226	0.0411	0.0103	0.0063	0.0062	0.041	0.0231	0.0352	0.0318
Cr	0.0017	0.0006	0.0021	0.0015	0	0.0016	0.0016	0.0029	0.0016	0.0073	0.0004	0.0014	0	0	0.0025	0	0	0.003	0.002	0.0176	0.0035	0.1468
Mn	0.0291	0.0516	0.0076	0.0041	0.0166	0.0375	0.0344	0.0056	0.0061	0.0042	0.0058	0.0265	0.0296	0.0054	0.0088	0.035	0.0312	0.0098	0.0043	0.0066	0.0052	0.0036
Fe	0.32	0.3128	0.2324	0.2819	0.2825	0.3364	0.3389	0.1686	0.2324	0.1986	0.1922	0.3123	0.3058	0.2308	0.2611	0.3655	0.3367	0.2468	0.2145	0.1554	0.1764	0
Na	0.0551	0.0494	0.026	0.038	0.0296	0.0561	0.0661	0.0389	0.031	0.0354	0.0325	0.0574	0.0636	0.0422	0.035	0.0686	0.0618	0.0291	0.04	0.0315	0.0424	0.0523
Si	1.9919	1.9863	1.943	1.7681	1.9709	1.9791	1.9688	1.8945	1.8282	1.7931	1.8906	1.9772	1.9765	1.8952	1.8185	1.9484	1.9748	1.9906	1.8013	1.8835	1.7952	1.8922
Al	0.044	0.0453	0.0685	0.3071	0.0388	0.0579	0.0532	0.1872	0.2357	0.3177	0.1713	0.0499	0.0638	0.1791	0.2915	0.0875	0.0412	0.0199	0.311	0.1847	0.3387	0.1524
Mg	0.6946	0.6818	0.805	0.7268	0.8518	0.6746	0.678	0.8766	0.7671	0.7629	0.8717	0.7175	0.6949	0.8458	0.7543	0.6464	0.6818	0.8478	0.7686	0.8733	0.7599	0.9114
Toplam	4.0107	4.0124	4.0193	4.0375	4.0127	4.013	4.0291	4.0083	4.01	4.0183	4.0175	4.0204	4.0146	4.0134	4.0073	4.0311	4.028	4.0053	4.0203	4.0073	4.0185	4.0256
Wo	45.55	45.74	46.81	45.73	41.34	45.21	45.62	43.62	45.82	46.98	43.72	45.26	45.87	42.27	43.69	45.37	46	43.55	45.9	44.54	47.8	44.03
En	36.24	35.36	40.97	38.94	43.42	35.25	35.07	47.04	41.33	41.89	45.86	37.18	36.51	45.13	41.48	33.73	35.07	43.33	42.12	46.78	42.14	48.05
Fs	18.21	18.9	12.22	15.33	15.25	19.54	19.31	9.35	12.85	11.13	10.41	17.56	17.62	12.6	14.84	20.9	18.93	13.12	11.99	8.68	10.07	7.93

Çizelge 4. Seçilmiş bazı biyotit minerallerinin microprob çözümü sonuçları (m: kristal merkezi, k: kristal kenarı).

Table 4. Selected biotite analyses (m: core, k: rim).

BIYOTİT													
BAZALTİK VOLKANİTLER							TRAKİTİK VOLKANİTLER						
	28m-->	30k	32m-->	33k	34-->	35k	5m	24m	34m	64m	10m	35m-->	36k
K ₂ O	9.55	9.63	9.73	9.84	9.55	10.67	9.64	9.83	9.43	9.17	9.79	9.42	9.19
TiO ₂	5.7	5.69	5.53	5.85	5.45	5.69	3.78	3.38	4.92	4.25	4.47	4.21	4.04
Fe ₂ O ₃	5.49	5.27	7.04	4.84	7.05	5.91	8.32	6.39	8.63	9.08	7.82	8.6	7.85
MnO	0.09	0.07	0.1	0.06	0.1	0.9	0.18	0.2	0.19	0.21	0.17	0.25	0.08
Na ₂ O	0.64	0.7	0.61	0.47	0.67	0.26	0.74	0.48	0.75	0.69	0.53	0.83	0.71
SiO ₂	41.04	40.32	40.77	40.42	40.32	41.31	38.82	41.19	38.4	38.37	38.98	37.69	38.97
Al ₂ O ₃	12	11.77	11.95	12.13	11.83	12	13.74	11.68	12.7	13.61	13.11	14.1	13.22
MgO	20.87	20.12	19.32	20.61	19.64	17.83	19.94	21.15	19.43	19.62	20.01	19.81	20.1
Toplam	95.38	93.57	95.05	94.22	94.61	94.57	95.16	94.3	94.45	95	94.88	94.91	94.16
K	1.7319	1.7867	1.7893	1.8089	1.7661	1.972	1.7864	1.8161	1.767	1.7071	1.8181	1.7565	1.7128
Ti	0.6093	0.622	0.8	0.6341	0.594	0.6194	0.4132	0.3678	0.5431	0.4659	0.4891	0.4626	0.4437
Fe	0.6523	0.6411	0.8481	0.5832	0.8543	0.7157	1.0104	0.7738	1.0609	1.1082	0.9517	1.0513	0.9588
Mn	0.0107	0.009	0.0127	0.0077	0.0122	0.1108	0.0221	0.024	0.0243	0.026	0.0212	0.0309	0.0103
Na	0.1782	0.1977	0.1693	0.1307	0.1881	0.0743	0.2079	0.1346	0.2126	0.1939	0.1509	0.2366	0.2007
Si	5.8341	5.8628	5.8761	5.8255	5.8432	5.9839	5.638	5.9658	5.6414	5.5992	5.674	5.5087	5.6924
Al	2.0103	2.0172	2.0298	2.0606	2.0198	2.0481	2.3519	1.994	2.1984	2.3403	2.2492	2.4297	2.2769
Mg	4.4217	4.361	4.1518	4.4278	4.2415	3.8484	4.3169	4.5647	4.2543	4.2675	4.3411	4.3167	4.3759
Toplam	15.4465	15.4975	15.4771	15.4785	15.5192	15.3726	15.7468	15.6408	15.702	15.7081	15.6953	15.793	15.6715
Mg*	86.96088	87.0268	82.82728	88.22603	83.03641	82.32048	80.69877	85.12261	79.676	79.00291	81.69176	79.95518	81.86904
FM	13.04	12.97	17.17	11.17	16.96	17.68	19.3	14.88	20.32	21	18.31	20.04	18.13

pozitif ve negatif korelasyonlar fraksiyonel kristalleşme süreci ile açıklanabilirken, Na₂O 'deki trend alterasyona bağlı olarak gelişen element hareketliliği ile ilişkilidir.

İz element-SiO₂ değişim diyagramları çizildiğinde, SiO₂'nin, Ni, Cr, Ga, V ve Sr ile negatif; Rb, Ba ve Zr ile pozitif bir korelasyonu vardır (Şekil 7). bazaltiklerden, trakitlere doğru, bu trendler de fraksiyonel kristalleşme süreci ile açıklanabilir. Bazaltik volkanitler Zr-Nb-Y (Mechede, 1986) ve Zr/Y-Zr (Pearce ve Nory, 1979) diyagramlarına aktarıldığında, her iki diyagramda da jeodinamik açıdan levha içi volkanitleri bölgesine düşmektedir (Şekil 8). Levha içi volkanitlerinin Zr ve Nb içerikleri, okyanus ortası sırtı bazaltlarına ve yitim zonu ile ilişkili volkanitlere nazaran daha yüksektir. Bu diyagramlardan Zr/Y-Zr (Pearce ve Nory, 1979) daha önce, Orta Anadolu Volkanik Provansı (OAVP) içerisinde yer alan Hasandağı-Karacadağ ve Kızılcahamam-Ankara volkanitleri

üzerine de uygulanmış ve benzer ilişkiler elde edilmiştir (Tokel ve diğ., 1988; Tankut ve diğ., 1990). Bu veriler bize, OAVP içerisinde yer alan genç yaşta ki volkanitlerin hemen hemen benzer jeodinamik koşullar altında oluşmuş olabileceğini ortaya koymaktadır.

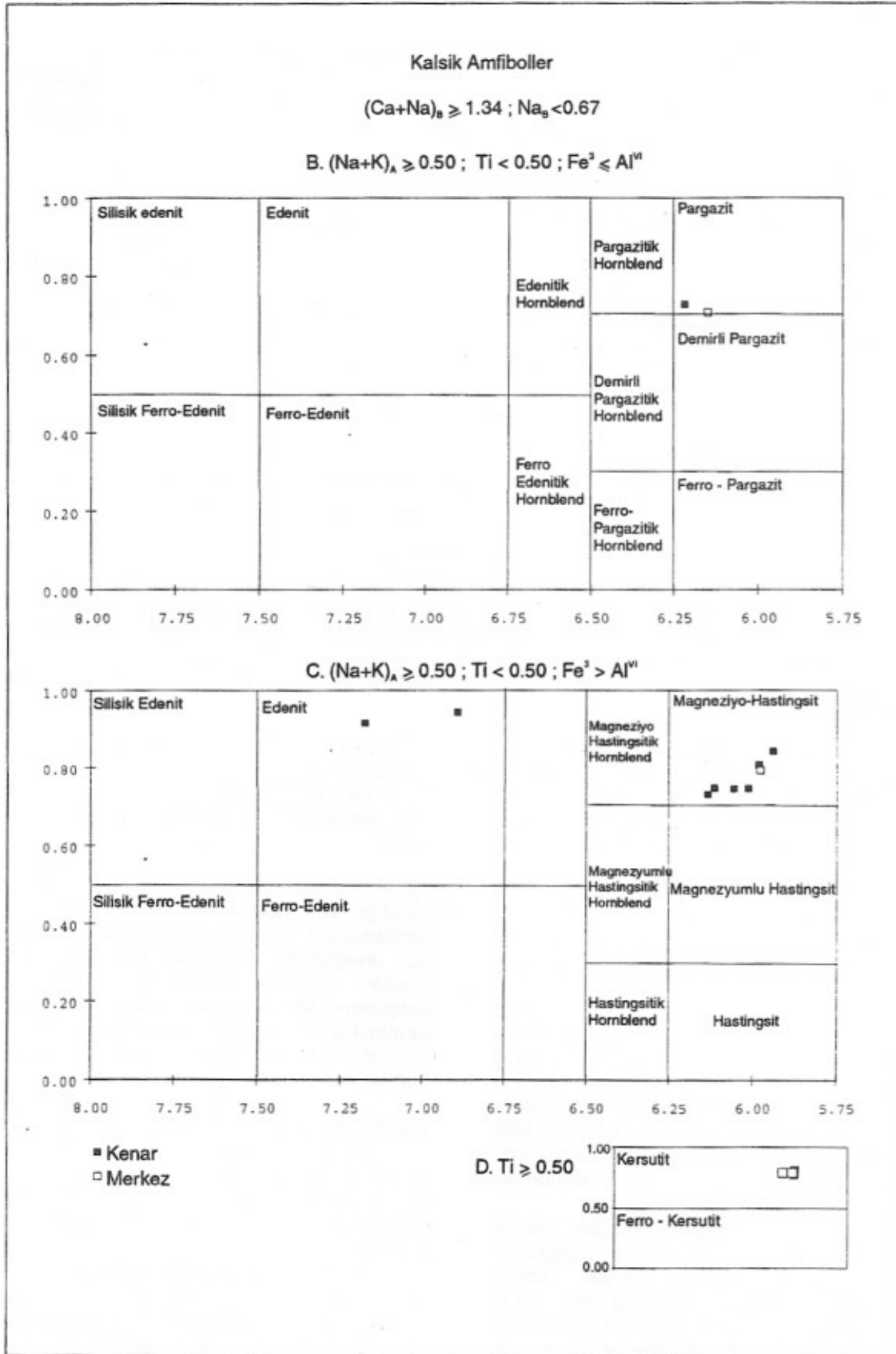
İzotopik Veriler

İki adet bazaltik ve altı adet trakitik olmak üzere toplam altı örnek üzerinde gerçekleştirilen Sr ve Nd izotop çözümlenmeleri, 87 Sr/86 Sr izotop oranlarının bazaltiklerde 0.704499-0.704753, trakitiklerde ise 0.705388-0.705638 arasında değiştiğini ortaya koymuştur. 143 Nd/144 Nd izotop oranları ise bazaltiklerde 0.512753-0.512737, trakitiklerde ise 0.512713-0.512674 değerlerine sahiptir. Trakitiklerin Sr izotop oranları bazaltiklerden daha büyük, Nd izotop oranları ise daha küçüktür (Çizelge 6.).

Çizelge 5. Seçilmiş bazı amfibol minerallerinin microprob çözümü sonuçları (m: kristal merkezi, k: kristal kenarı).

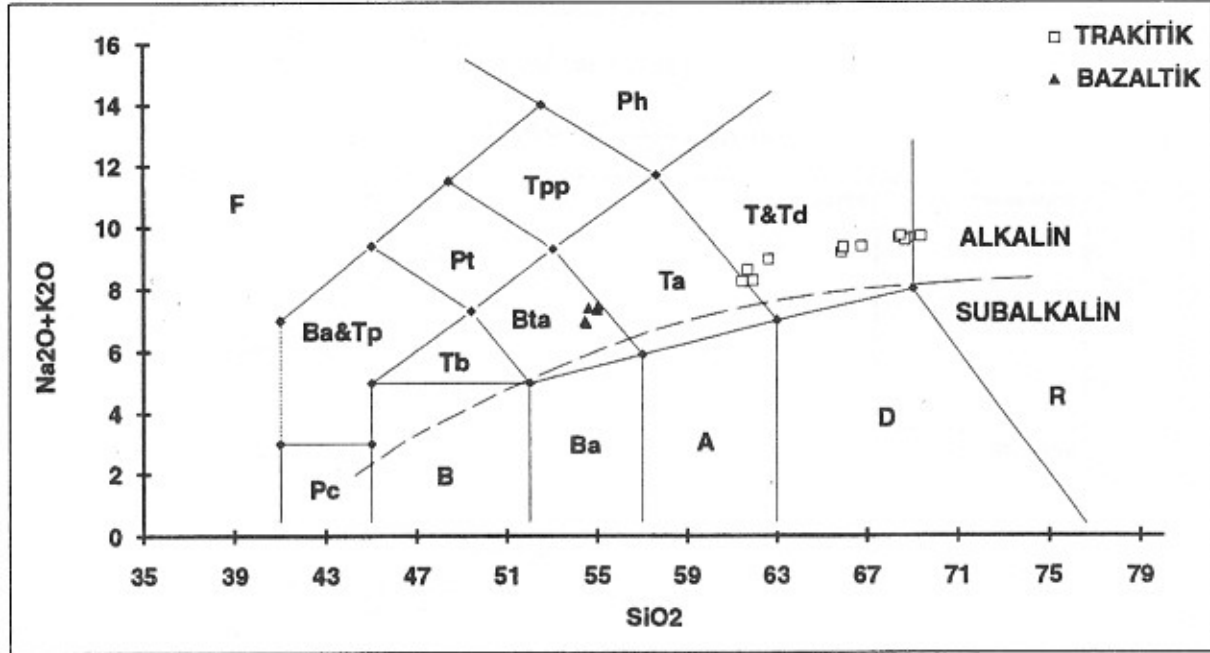
Table 5. Selected amphibole analyses (m: core, k: rim).

TRAKİTİK VOLKANİTLER															
AMFİBOL															
	12m	23m	29m	51m	18m	22m →	23k	25m	26m	11k →	12m	24m →	25k	50m →	51k
K ₂ O	0.89	1.00	1.16	0.96	1.09	0.98	0.92	1.07	0.99	0.76	0.76	0.87	0.96	0.79	0.71
CaO	11.47	11.14	11.13	11.49	10.93	10.89	11.24	11.33	10.82	11.49	11.31	11.11	10.83	10.96	11.30
TiO ₂	0.81	1.32	4.50	4.28	4.58	4.56	4.67	4.30	4.28	3.09	3.45	3.10	3.07	3.30	3.15
Cr ₂ O ₃	0.00	0.68	0.00	0.06	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.02	0.06	0.16	0.10	0.00	0.01
MnO	0.48	0.41	0.43	0.00	1.56	0.22	0.33	0.30	0.22	0.20	0.06	0.15	0.27	0.13	0.15
FeO _t	6.43	8.20	10.98	10.43	11.72	12.27	11.61	11.14	11.32	11.73	11.66	12.27	13.10	13.03	10.73
Fe ₂ O ₃	3.59	6.91	4.79	1.51	5.70	7.04	5.49	3.21	5.94	4.14	2.30	4.72	7.75	9.34	2.07
FeO	3.20	1.98	6.67	9.07	6.59	5.94	6.67	8.25	5.97	8.01	9.59	8.02	6.12	4.62	8.87
Na ₂ O	2.31	2.33	2.67	2.65	2.70	2.65	2.67	2.73	2.74	2.49	2.79	2.93	2.67	2.51	2.68
SiO ₂	50.27	48.79	40.42	41.15	40.37	39.99	40.37	40.50	40.69	41.68	41.65	41.26	40.80	40.74	41.99
Al ₂ O ₃	4.60	5.53	11.84	11.26	12.16	11.17	11.73	11.76	11.78	12.52	12.35	12.52	12.43	12.05	12.26
MgO	19.44	18.77	14.03	13.96	12.99	13.95	13.98	13.68	14.05	13.33	13.01	13.22	13.22	13.92	13.33
Toplam	97.06	98.86	97.64	96.39	98.67	97.38	98.09	97.13	97.52	97.72	97.33	98.06	98.23	98.37	96.52
K	0.16	0.18	0.22	0.18	0.20	0.19	0.17	0.20	0.19	0.14	0.14	0.16	0.18	0.15	0.13
Ca	1.75	1.69	1.76	1.83	1.72	1.73	1.77	1.80	1.70	1.81	1.79	1.75	1.70	1.71	1.79
Ti	0.09	0.14	0.50	0.48	0.51	0.51	0.52	0.48	0.47	0.34	0.38	0.34	0.34	0.36	0.35
Cr	0.00	0.08	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00
Mn	0.06	0.05	0.05	0.00	0.19	0.03	0.04	0.04	0.03	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02
Fe ₃₊	0.39	0.73	0.53	0.17	0.63	0.78	0.61	0.36	0.66	0.46	0.26	0.52	0.85	1.02	0.23
Fe ₂₊	0.38	0.23	0.82	1.13	0.81	0.74	0.82	1.02	0.73	0.98	1.18	0.98	0.75	0.56	1.10
Na	0.64	0.64	0.76	0.77	0.77	0.76	0.76	0.79	0.78	0.71	0.80	0.83	0.76	0.71	0.77
Si	7.18	6.89	5.96	6.13	5.92	5.92	5.93	6.01	5.98	6.11	6.15	6.06	5.98	5.94	6.22
Al	0.77	0.92	2.06	1.98	2.10	1.95	2.03	2.06	2.04	2.16	2.15	2.17	2.15	2.07	2.14
Al ^{IV}	0.82	1.11	2.04	1.87	2.08	2.08	2.07	1.99	2.02	1.89	1.85	1.94	2.02	2.06	1.78
Al ^{VI}	0.00	0.00	0.01	0.11	0.02	0.00	0.00	0.07	0.02	0.28	0.30	0.22	0.12	0.01	0.36
Mg	4.14	3.95	3.08	3.10	2.84	3.08	3.06	3.03	3.08	2.91	2.86	2.89	2.89	3.02	2.94
Toplam	15.56	15.50	15.74	15.78	15.69	15.67	15.70	15.79	15.67	15.66	15.73	15.74	15.64	15.57	15.70
Mg*	83.36	79.52	68.66	70.46	63.51	66.56	67.60	68.06	68.45	66.57	66.42	65.48	63.79	65.34	68.59
(Ca+Na)E	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
NaB	0.25	0.31	0.24	0.17	0.28	0.27	0.23	0.20	0.30	0.19	0.21	0.25	0.30	0.29	0.21
(Na+K)A	0.56	0.50	0.74	0.78	0.69	0.67	0.70	0.79	0.67	0.66	0.73	0.74	0.64	0.57	0.70
Ti	0.09	0.14	0.50	0.48	0.51	0.52	0.52	0.48	0.48	0.34	0.39	0.35	0.34	0.37	0.35
Si	7.18	6.89	5.96	6.13	5.92	5.92	5.93	6.01	5.98	6.11	6.15	6.06	5.98	5.94	6.22
Fe ₃₊	0.39	0.73	0.53	0.17	0.63	0.78	0.61	0.36	0.66	0.46	0.26	0.52	0.85	1.02	0.23
Al ^{VI}	0.00	0.00	0.01	0.11	0.02	0.00	0.00	0.07	0.02	0.28	0.30	0.22	0.12	0.01	0.36
(Mg+Fe)	0.92	0.94	0.79	0.73	0.78	0.81	0.79	0.75	0.81	0.75	0.71	0.75	0.79	0.84	0.73



Şekil 4. Amfibollerin Leake (1978) sınıflamasına göre adlandırılması.

Figure 4. Nomenclature of amphiboles according to Leake (1978) classification.



Şekil 5. Oğlakçı volkanitlerinin toplam alkali-SiO₂ içeriğine göre adlandırılması (Le Bas ve diğ., 1986' a göre) ve alkalın-subalkalin ayrımı (kesikli çizgi, Miyashiro, 1978' e göre). (Pc: Pikrobazalt, B: Bazalt, Ba: Bazaltik andezit, A: Andezit, D: Dasit, R: Riyolit, Tb: Trakibazalt, Bta: Bazaltik trakiandezit, Ta: Trakiandezit, T: Trakit, Td: Trakidasit, Ba: Bazanit, Tp: Tefrit, Pt: Fonotefrit, Tpp: Tefrifonolit, Ph: Fonolit, F: Foidit)

Figure 5. Nomenclature of Oğlakçı volcanics according to total alkali-SiO₂ contents (according to Le Bas et. al. 1986) and alkalic-subalkalic discrimination (dashed line according to Miyashiro, 1978). (Pc: Picro-basalt, B: Basalt, Ba: Basaltic andesite, A: Andesite, D: Dacite, R: Rhyolite, Tb: Trachybasalt, Bta: Basaltic trachyandesite, Ta: Trachyandesite, T: Trachyte, Td: trachydacite, Ba: Basanite, Tp: Tephrite, Pt: Phonotephrite, Tpp: Tephriphonolite, Ph: Phonolite, F: Foidite)

87 Sr / 86 Sr - MgO, SiO₂, Rb/Sr ve 100/Sr diyagramlarında (Şekil 9.); 87 Sr/ 86 Sr' nin, kabaca SiO₂ ile pozitif, MgO ile negatif bir korelasyonu mevcut olmakla birlikte, genel trend yataydır. Bu ise Oğlakçı volkanitlerinin oluşumunda etkili olan sürecin fraksiyonel kristalleşme olduğunu ve az da olsa kabuksal kirlenmeden ya da magma karışımı süreçlerinden etkilendiğini ortaya koymaktadır ki benzer bir mekanizma daha önceki çalışmacılar tarafından Doğu ve Batı Anadolu (Gülen, 1984; Güleç, 1991) ile Massif Central (Briot ve diğ., 1991; Wilson and Downes, 1991; Wilson ve diğ., 1995) volkanitleri için önerilmiştir.

Sr ve Nd izotop sonuçları, Nd-Sr diyagramına yerleştirilmiş ve bu diyagrama, karşılaştırabilmek amacıyla, MORB, Hawaii, Kerguelen ve Samoan adalarına ait Nd-Sr izotop değişim aralıkları çizilmiştir (Şekil 10). Aynı diyagrama alkalın karakter gösteren bazı kıtasal volkanitlere (Doğu ve Batı Anadolu ile Massif Central) ait izotop verileri de aktarılmıştır. Bu diyagramda bazaltik ve trakitik

volkanitlerin izotopsal olarak belirgin bir şekilde ayrıldığı ve kabaca aralarında negatif bir korelasyonun mevcut olduğu gözlenmektedir. Bu diyagramda görülebileceği gibi bütün örnekler okyanus adaları ile temsil edilen Kerguelen ve Somaon adaları bölgesinde yer almaktadır. Alkalın karakterdeki kıtasal volkanitlerden ise Doğu Anadolu ve Massif Central volkanitleri bölgesine düşmektedir.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Orta Anadolu Volkanik Provensi içerisinde yer alan Oğlakçı volkanitleri üzerinde gerçekleştirilen petrolojik ve jeokimyasal çalışmalardan aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

İnceleme alanındaki volkanitler bazaltik ve trakitik olmak üzere iki grup altında toplanmıştır. Bunlardan bazaltik olanlar, bazaltik trakiandezit (SiO₂: 52.9-54.29); trakitik olanlar ise trakiandezit (SiO₂: 60.57), trakit (SiO₂: 60.94-68.43) ve riyolit (SiO₂: 68.77) bileşimindedir.

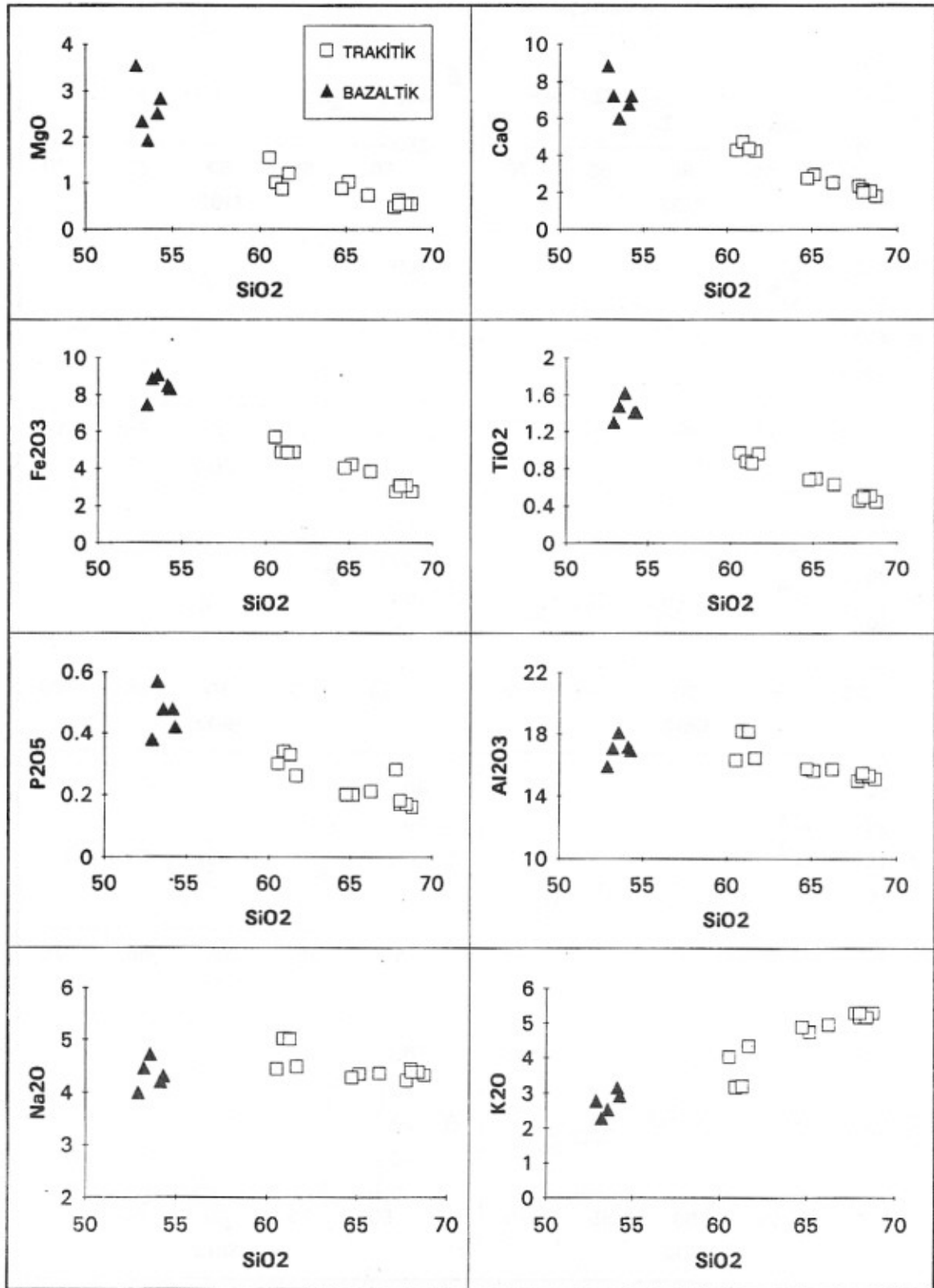
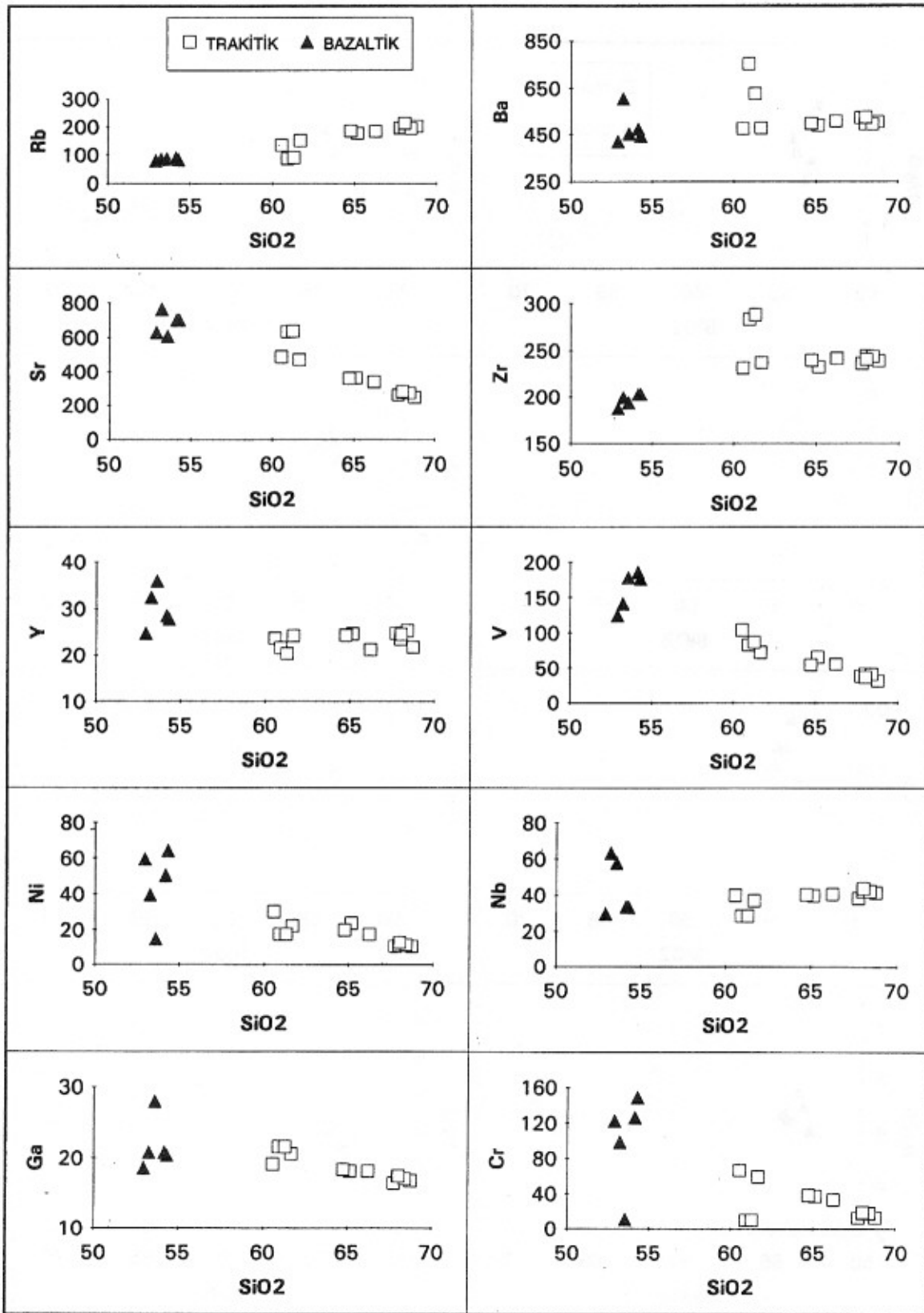
Şekil 6. Major element-SiO₂ korelasyon diyagramları

Figure 6. Variation of major elements with silica content.



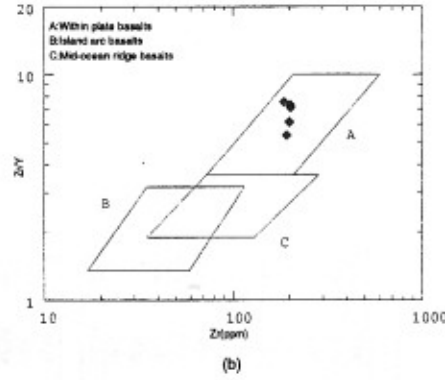
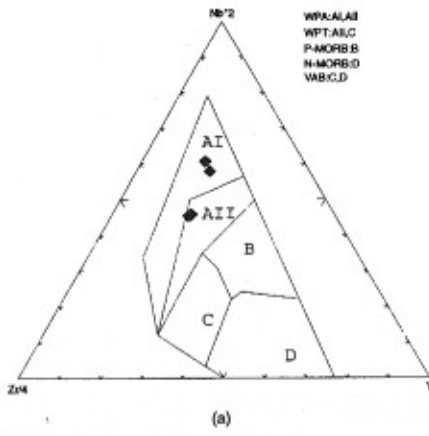
Şekil 7. İz element-SiO₂ korelasyon diyagramları

Figure 7. Variation of trace elements with silica content.

Çizelge 6. Oğlaccı volkanitlerinin tüm kayaç kimyasal analiz (major ve iz element ile Sr-Nd izotop) sonuçları ve CIPW normatif mineralojik bileşimleri.

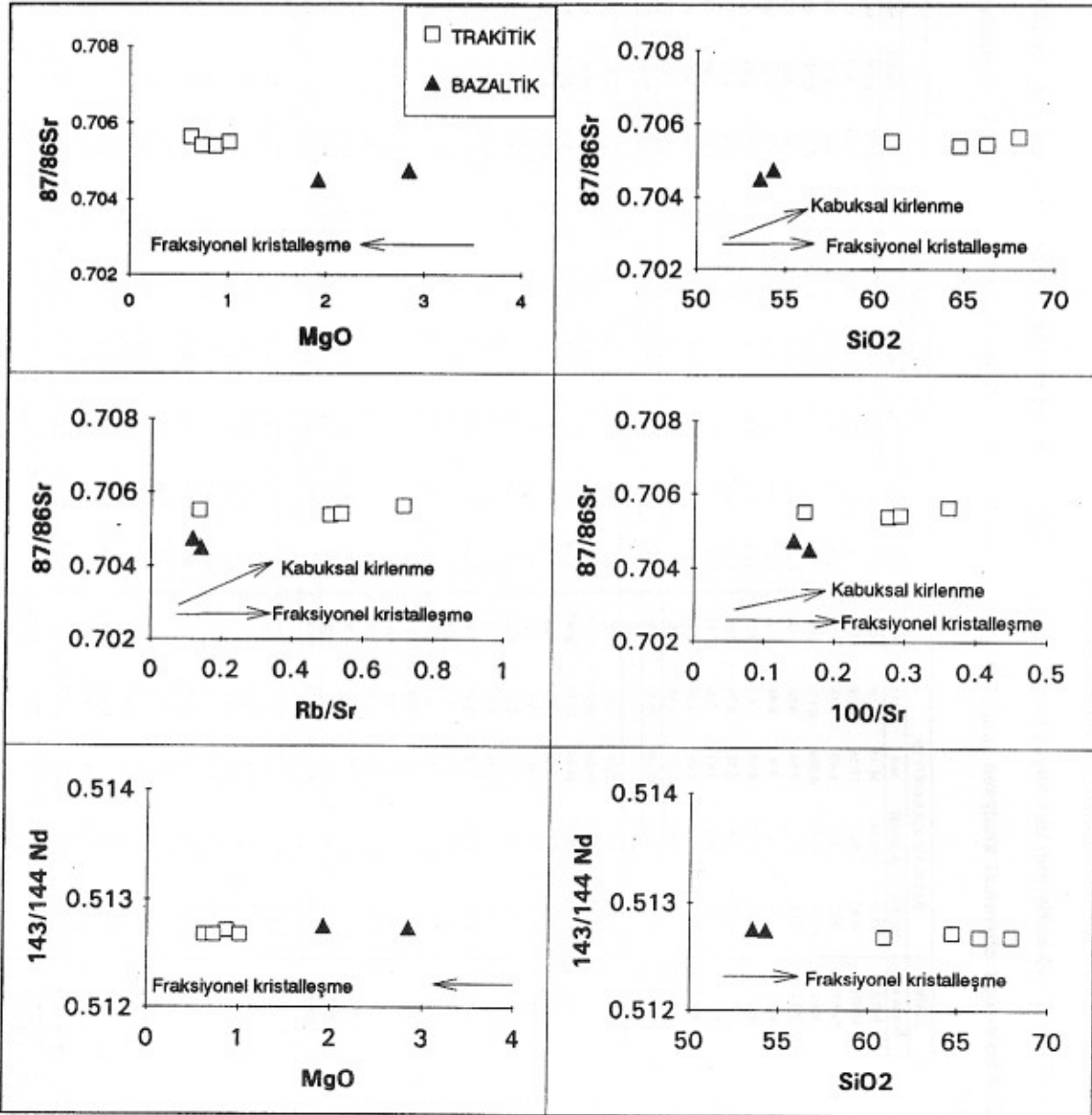
Table 6. Whole-rock chemical analyses (major and trace elements with Sr-Nd isotopes) and CIPW normative mineralogical compositions of Oğlaccı volcanics.

BİRİM	BAZALTIK VOLKANİTLER					TRAKİTİK VOLKANİTLER											
	Örnek No	H-1AN	H-3b-AN	H-8	H-11	H-13	H-1A	H-2b	H-3a	H-3b	H-4	H-5	H-6	H-6AN	H-10	H-12	92-1
SiO ₂	53.22	53.57	54.14	52.9	54.29	67.77	68.77	68.02	68.43	68.04	65.16	64.75	60.57	66.25	61.69	60.94	61.31
Al ₂ O ₃	17.07	18.1	17.16	15.89	16.92	14.94	15.07	15.27	15.29	15.44	15.59	15.74	16.3	15.89	18.45	18.18	18.17
Fe ₂ O ₃	8.87	9.1	8.49	7.48	8.33	2.75	2.76	3.1	3.1	3.06	4.2	4.02	5.71	3.85	4.88	4.9	4.87
MnO	0.145	0.112	0.082	0.115	0.075	0.039	0.036	0.04	0.038	0.035	0.041	0.03	0.042	0.03	0.047	0.033	0.043
MgO	2.34	1.92	2.52	3.55	2.84	0.47	0.54	0.62	0.54	0.53	1.02	0.87	1.55	0.73	1.21	1.01	0.86
CaO	7.24	6	6.8	8.84	7.23	2.34	1.78	2.12	2.05	1.97	2.95	2.76	4.29	2.53	4.23	4.74	4.36
Na ₂ O	4.46	4.72	4.21	4	4.31	4.23	4.33	4.44	4.39	4.39	4.35	4.29	4.44	4.36	4.49	5.02	5.01
K ₂ O	2.29	2.54	3.15	2.78	2.92	5.29	5.29	5.17	5.16	5.29	4.75	4.89	4.03	4.96	4.34	3.16	3.19
TiO ₂	1.48	1.62	1.41	1.3	1.41	0.45	0.44	0.51	0.5	0.49	0.69	0.68	0.97	0.63	0.96	0.88	0.86
P ₂ O ₅	0.57	0.48	0.48	0.38	0.42	0.28	0.16	0.17	0.17	0.18	0.2	0.2	0.3	0.21	0.26	0.34	0.33
H ₂ O	2.16	1.32	1.28	2.32	1.11	0.87	0.47	0.38	0.37	0.5	1.05	1.23	1.05	0.58	0.99	0.6	0.87
Toplam	99.84	99.47	99.69	99.55	99.67	99.42	99.65	99.83	100.04	99.92	99.99	99.45	99.25	99.83	99.54	99.8	99.88
Qz	0,98	0,55	0,62	0	0,2	18,1	18,87	17,3	18,17	17,4	14,27	14,1	8,56	15,59	9,22	8,43	9,37
Or	13,53	15,01	18,62	16,43	17,26	31,26	31,26	30,55	30,48	31,26	28,07	28,9	23,82	29,31	25,65	18,67	18,85
Ab	37,74	39,94	35,62	33,66	36,47	35,79	36,84	37,57	37,15	37,15	36,81	36,3	37,57	36,89	37,99	42,48	42,39
An	19,8	20,7	18,62	17,19	18,2	8,16	8,06	6,47	6,78	6,8	8,99	8,25	12,65	8,59	11,91	17,74	17,87
Ne	0	0	0	0,1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DI_Wo	5,18	2,48	5	10,1	6,23	1,51	0,72	1,23	0,95	0,75	1,81	1,31	2,79	1,08	3,08	1,48	0,75
DI_En	2,48	1,09	2,56	6,05	3,37	0,67	0,34	0,59	0,43	0,33	0,82	0,64	1,45	0,5	1,6	0,69	0,33
DI_Fs	2,63	1,38	2,32	3,52	2,85	0,84	0,37	0,82	0,52	0,41	0,85	0,65	1,27	0,57	1,4	0,77	0,43
En	3,35	3,69	3,72	0	3,7	0,5	1	0,96	0,92	0,99	1,62	1,53	2,41	1,32	1,42	1,82	1,82
Fs	3,56	4,67	3,37	0	2,91	0,64	1,1	1,02	1,13	1,22	1,49	1,56	2,12	1,52	1,24	2,04	2,39
Fo	0	0	0	1,96	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fa	0	0	0	1,25	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mt	3,68	3,81	3,59	3,09	3,52	1,4	1,42	1,58	1,59	1,56	2,07	1,97	2,65	1,92	2,3	2,28	2,27
Ilm	2,81	3,08	2,68	2,47	2,68	0,85	0,84	0,97	0,95	0,93	1,31	1,29	1,84	1,2	1,82	1,67	1,63
Ap	1,35	1,14	1,14	0,9	0,99	0,66	0,38	0,4	0,4	0,43	0,47	0,47	0,71	0,5	0,62	0,61	0,78
Toplam	97,08	97,54	97,85	96,72	98,18	98,4	99,01	99,27	99,48	98,24	98,68	97,97	97,83	99	98,24	98,89	98,69
Nb	63.2	58	33.7	29.9	33.4	38.2	41.4	42.1	42.1	43.7	39.8	40.3	39.9	40.5	37	28.5	28.6
Zr	199.6	193.9	203.1	187.5	202.9	236.3	238.8	244.3	243.7	240.6	232.3	239.4	231.3	241.4	236.7	283.4	287.6
Y	32.4	36	28.5	24.8	27.8	24.7	21.7	23.4	25.3	24.4	24.6	24.3	23.6	21.1	24.1	21.8	20.3
Sr	765	607.4	703.1	630.2	702.8	261.6	248.2	275.9	273.6	280.9	362.7	361.5	488.1	340.1	469	631.9	635.2
Rb	85.4	86.6	90.2	78.9	82	195	202	197	192.5	212	176	183.7	134	183.3	150.2	86.9	90
Ga	20.8	28	20.8	18.6	20.4	16.4	16.7	17.4	17	17.4	18.1	18.3	19.1	18.1	20.5	21.6	21.6
Ni	39.6	14.8	50.4	59.4	64.1	10.4	10.5	11.1	11.2	12.6	23.7	19.9	30	17.2	22	17.4	17.3
Co	22	43.4	21.7	26.8	27.9	8.7	10.5	13	13.9	10.3	14.6	14.2	17.8	10.4	14.7	13.8	13.4
Cr	98.9	11.3	126.4	122.3	148.9	12.9	12.7	18	17.9	19.1	37.1	38.6	66.9	33.4	59.5	10	10.1
V	141.1	178.5	186	124.9	178.2	38.1	31	41.5	40.7	36.7	65.4	54.3	103.7	55.1	72	82.7	86.8
Ba	606.2	454.5	474	420.6	444.3	521.9	505.6	495.4	494.5	523.6	489	496.3	474.5	508.2	475.5	752.9	626.8
87/86Sr		0.704499			0.704753			0.705638				0.705388		0.705415		0.705509	
143/144Nd		0.512753			0.512737			0.512675				0.512713		0.512674		0.512677	

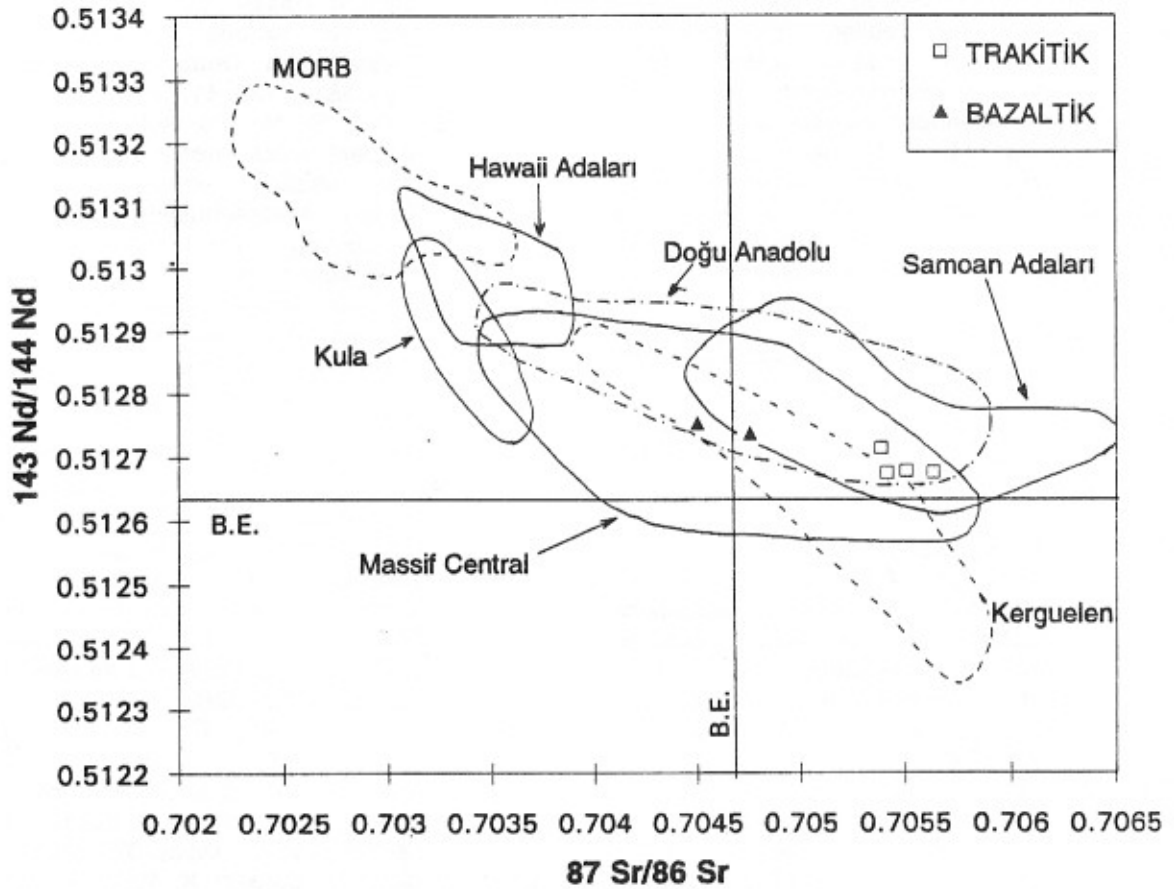


Şekil 8. Oğlakçı yöresi bazaltik volkanitlerinin tektonik ortam ayırtman diyagramları (a: Zr-Nb-Y, Mechede 1986' dan; b: Zr/Y-Zr, Pearce ve Nory 1979' dan).

Figure 8. Tectonic environment discrimination diagrams of Oğlakçı basaltic volcanics (a: Zr-Nb-Y, after Mechede 1986; b: Zr/Y-Zr, after Pearce ve Nory 1979).



Şekil 9. Oğlakçı volkanitlerinin $87/86\text{Sr}$ -MgO, SiO_2 , Rb/Sr, 100/Sr ve $143/144\text{Nd}$ -MgO, SiO_2 diyagramları
Figure 9. Variation diagrams of $87/86\text{Sr}$ with MgO, SiO_2 , Rb/Sr, 100/Sr and $143/144\text{Nd}$ with MgO, SiO_2 .



Şekil 10. Oğlakci volkanitlerinin $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ korelasyon diyagramı ve değişik tektonik ortam volkanitleri ile karşılaştırılması (veri kaynağı: Gülen, 1984; Tilton ve diğ., 1987; Briot ve diğ., 1991; Güleç, 1991; Wilson ve Downes, 1991; Wilson ve diğ. 1995). BE: "Bulk Earth" (toplam yerküre) bileşimi.

Figure 10. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variation diagram of volcanics of different tectonic environments compared to Oğlakci volcanics (data from Gülen, 1984; Tilton et al., 1987; Briot et al., 1991; Güleç, 1991; Wilson and Downes, 1991; Wilson et al., 1995). BE: "Bulk Earth" composition.

Mikroprob çözümlenmelerinden elde edilen sonuçlara göre, plajiyoklazlarda ters zonlanmaların gözlenmesi; aynı örnek içerisinde feldispatların birden fazla türünün varlığı; bazı feldispat kristallerinde merkezin plajiyoklaz kenarlarının anortoklaz veya sanidin yada merkezin sanidin kenarlarının plajiyoklaz bileşiminde olması, farklı kimyasal bileşimlerdeki magma karışımı veya manto kökenli bir magmanın kabuksal malzemeyi özümlemesi ile açıklanabilir.

Major ve iz elementlerin SiO_2 ile olan değişim diyagramları fraksiyonel kristalleşme trendleri göstermektedir. Sr ve Nd izotop verileri ile bazı elementler (SiO_2 , MgO, Rb/Sr, ^{100}Sr) arasındaki diyagramlar da fraksiyonel kristalleşme trendi göstermektedir. Ancak bu diyagramlarda kontaminasyon süreçlerinin de

(farklı bileşimlerdeki magmaların karışımı, kabuksal kirlenme) etkili olduğu gözlenmektedir. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ diyagramında Oğlakci volkanitleri manto dizisi ile tanımlanan bölgede yer almaktadır. Değişik tektonik ortam volkanitleri ile karşılaştırıldığında ise, Samoa ve Kerguelen gibi okyanus adaları olarak tanımlanan bölgeye düşmektedir. Bu veriler, Oğlakci volkanitlerinin oluşumunda ana sürecin, manto bileşimine sahip bir magmanın fraksiyonel kristalleşmesi olduğunu göstermektedir. Bununla birlikte kabuksal kirlenme ve magma karışımı süreçleri de bu volkanitlerin oluşumunda etkili olmuştur.

Dünyadaki volkanik aktivitenin dağılımı ile tektonik olaylar arasında yakın bir ilişkinin olması; volkanizma karakterinin (toleyitik, kalkalkali, alkali), tektonik ortama (plaka içi,

plaka kenarı) bağlı olarak değişmesi nedeniyle (Condie, 1989; Wilson, 1989) volkanik kayalardan elde edilen petrolojik ve jeokimyasal veriler, olduğu tektonik süreç hakkında da bilgi verebilmektedir. Bu nedenle Oğlakçı volkanitlerinden bazaltik olanlara ait iz element verileri, Mechede (1986) ile Pearce ve Norry (1979)'ın tektonik ortam ayırtma diyagramlarına aktarılmış ve her iki diyagramda da levha içi volkanitleri bölgesine düştüğü belirlenmiştir. Bu veriler bölgenin yapısal jeolojisi ile körele edildiğinde, bu volkanitler neotektonik dönemde DKD-BGB yönünde etkili olan gerilme tektoniğine bağlı kırık hatları (T. Yürür, 1995; sözlü görüşme) ile ilişkilidir. Bu aktivite olasılıkla Oğlakçı dolayında haritalanmış olan ve Eskişehir fayının doğu kısımlarını oluşturan fay segmentine bağlıdır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aydar, E., Gourgaud, A., Deniel, C., Lyberis, N., Gündoğdu, M.N., 1995, Le volcanisme Quaternaire d'Anatolie centrale (Turquie): association de magmatismes calco-alkalin en domaine de convergence. *Can. J. Earth Sci.*, 32, 1058-1069.
- Briot, D., Cantagrel, J.M., Dupuy, C., Harmon, R.S., 1991, Geochemical evolution in crustal magma reservoirs: Trace element and Sr-Nd-O isotopic variations in two continental intraplate series at Monts Dore, Massif Central, France, *Chemical Geology*, 89, 281-303.
- Condie, K.C., 1989, Plate tectonics and Crustal evolution. Oxford, Pergamon press, 476 p.
- Ercan, T., Satır, M., Kreuzer, H., Türkecan, A., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M. ve Can, B., 1985, Batı Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu. *Türkiye Jeol. Kur. Bül.*, 28, 121-136.
- Gençoğlu, H., 1994, Ankara-Polatlı- Türktaciri ÖİR-4780 no.lu sepiyolit sahasına ait maden jeolojik raporu: MTA Der. No. 9687,5261, Ankara.
- Gençoğlu, H., 1996, Eskişehir-Sivrihisar-Oğlakçı Köyü ÖİR-5877 nolu maden arama ruhsatlı sahaya ait maden raporu.
- Gençoğlu, H., Irkeç, T., 1994, Eskişehir-Sivrihisar civarındaki sedimanter sepiyolit oluşumlarının ortamsal yorumu. *TJK Bülteni*, 9, 281-296.
- Güleç, N., 1991, Crust-mantle interaction in western Turkey: Implications from Sr and Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics. *Geol. Mag.*, 128, 417-435.
- Gülen, L., 1984, Sr, Nd, Pb, isotope and trace element geochemistry of calc-alkaline and alkaline volcanics, eastern Turkey. Massachusetts Institute of Technology. Ph.D. Thesis, 232 p. (yayınlanmamış)
- Gülen, L., 1990, Isotopic characterization of Aegean magmatism and geodynamic evolution of the Aegean subduction; in Savaşçın, M.Y. ve Eronat, A.H., ed., "IESCA-1990 Proceedings ": İzmir, IESCA Publ. No. 2, vol. 2, 143-166.
- Gündoğdu, M.N., Vidal, Ph., Liewig, N., Cantagrel, J.-M., Froger, J.-L., Geochemical characteristics of Miocene-Quaternary volcanism along the North Anatolian Fault (NAF) Zone, Türkiye: Abstracts of International Volcanological Congress, Ankara, 12-16 September 1994.
- Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, G., Pasquare, G., Villari, L., 1982, Anatolia and north-western Iran; in Thorpe, R.S., ed., "Andesites and Related Rocks ": Wiley, 327-349.
- Keller, J., Jung, D., Burgath, K., Wolff, F., 1977, Geologie und petrologie des neogenen kalkalkali vulcanismus von Konya (Erenler Dağ-Alaca Dağ Massiv, Zentral-Anatolien). *Geol. Jb.*, B25, 37-117.
- Keller, J., Jung, D., Eckhardt, F.-J., Kreuzer, H., 1992, Radiometric ages and chemical characterization of the Galatean andesite massif, Pontus, Turkey. *Acta Vulcanologica*, Marinelli Volume-2, 267-276.
- Ketin, İ., 1983, Türkiye jeolojisine genel bir bakış. İTÜ Matbaası, İstanbul, 595 s.
- Kürkçüoğlu, B., Gündoğdu, M.N., Vidal, Ph., Gourgaud, A., Aydar, E., 1994, Preliminary geochemical results on Erciyes strato-volcano (Central Anatolia, Türkiye. Abstracts of International Volcanological Congress, Ankara, 12-16 September 1994.
- Leake, B.E., 1978, Nomenclature of amphiboles. *Bull. Mineral.*, 101, 453-467.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the

- total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- McKenzie, D., 1972, Active tectonics of the Mediterranean Region. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 30, 109-185.
- McKenzie, D., Yılmaz, Y., 1991, Deformation and volcanism in western Turkey and Aegean. *Bull. Tech. Univ. Istanbul*, 44, 345-373.
- Meschede, M., 1986, A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56, 207-218.
- Miyashiro, A., 1978, Nature of alkalic volcanic rock series. *Contrib. Mineral. Petr.*, 66, 91-104.
- Olanca, K., 1994, Géochimie des laves Quaternaires de Cappadoce (Turquie) : Les appareils monogéniques. These de Doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 160 p.
- Pasquare, G., Poli, S., Vezzoli, L., Zanchi, A., 1988, Continental arc volcanism and tectonic setting in central Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 146, 217-230.
- Pearce, J.A., Norry, M.J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petr.*, 69, 33-47.
- Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S., Mitchell, G., 1990., Genesis of collisional volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *J. volcanol. Geotherm. Res.*, 44, 189-229.
- Poldervaart, A., Hess, H.H., 1951, Pyroxenes in the crystallisation of basaltic magma. *Jour. Geol.*, 59, 472-489.
- Savaşçın, M.Y., 1982, Batı Anadolu Neojen magmatizmasının yapısal ve petrografik öğeleri; in "Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Simpozyumu". Ankara, Türkiye Jeol. Kur., 22-38.
- Savaşçın, M.Y., 1990, Magmatic activities of Cenozoic compressional and extensional tectonic regimes in western Anatolia; in Savaşçın, M.Y. ve Eronat, A.H., ed., "IESCA-1990 Proceedings". İzmir, IESCA Publ. No. 2, Vol. 2, 420-434.
- Savaşçın, M.Y., Güleç, N., 1990, Relationship between magmatic and tectonic activities in western Turkey; in Savaşçın, M.Y. ve Eronat, A.H., ed., "IESCA-1990 Proceedings". İzmir, IESCA Publ. No. 2, Vol. 2, 300-313.
- Seyitoğlu, G., Scott, B., 1992, Late Cenozoic volcanic evolution of the northeastern Aegean region. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 54, 157-176.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye' nin neotektoniğinin esasları. TJK Yayını, 40 s.
- Şengör, A.M.C., Kidd, W.S.F., 1979, Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics*, 55, 361-376.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., Şaroğlu, F., 1985, Strike-slip faulting and related basin formation in zone of tectonic escape: Turkey as a case study. In Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation, edited by T.R. Biddle and N. Christie-Blick, Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 37, 227-264.
- Tankut, A., Akıman, O., Türkmenoğlu, A., Güleç, N., Göker, T., 1990, Tertiary volcanic rocks in Northwest central Anatolia. in Savaşçın, M.Y. ve Eronat, A.H., ed., "IESCA-1990 Proceedings". İzmir, IESCA Publ. No. 2, Vol. 2, 450-466.
- Temel, A., 1992, Kapadokya eksplozif volkanizmasının petrolojik ve jeokimyasal özellikleri. Doktora Tezi, H.Ü. Fen Bil. Enst., 208 p.
- Tilton, G.R., Kwon, S.T., Frost, D.M., 1987, Isotopic relationship in Arkansas Cretaceous alkalic complexes. In: Mantle metasomatism and alkanin magmatism, Geological society of America, Special Paper 215, Edited by E.M.Morris and J.D. Pasteris. p.241-248.
- Tokel, S., 1984, Doğu Anadolu'da kabuk deformasyonu mekanizması ve genç volkanitlerin petrojenezi. Ketin Simpozyumu Bildiriler Kitabı, 121-130.
- Tokel, S., Ercan, T., Akbaşlı, A., Yıldırım, T., Fişekçi, A., Selvi, Y., Ölmez, M., Can, B., 1988, Neogene tholeiitic province of Central Anatolia: Implications for magma genesis and post-collision lithospheric dynamics. *METU Journal of Pure and Applied Sciences*, 21, 461-477.
- Ünlü, T., Gençoğlu, H., İrkeç, T., Bayhan, H., 1995, Turkish sepiolitic deposits: A review. Magmatism in relation to diverse tectonic setting: Ed., R.K.

- Srivastava, R. Chandra, Oxford and IBH publishing, New Delhi, 225-260.
- Wilson, M., 1989, *Igneous petrogenesis*: London, Unwin-Hyman, 465 p.
- Wilson, M., Downes, H., 1991, Tertiary-Quaternary extension related alkaline magmatism in Western and central Europe. *Journal of Petrology*, 32, 811-849.
- Wilson, M., Downes, H., Cebria, J.-M., 1995, Constrasting fractionation trends in coexisting continental alkaline magma series; Cantal, Massif Central, France. *Journal of Petrology*, 36, 1729-1753.
- Yılmaz, Y., 1989, An approach to the origin of young volcanic rocks of western Turkey; in Şengör, A.M.C., ed., "Tectonic evolution of the Tethyan Region". Kluwer Ac. Pub., 159-189.
- Yılmaz, Y., 1990, Comparison of young volcanic associations of western and eastern Anatolia formed under a compressional regime. A review: *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 44, 69-87.

GÜMÜŞHACIKÖY (AMASYA) Pb-Zn-Ag YATAKLARININ JEOLJİSİ

GEOLOGY OF THE GÜMÜŞHACIKÖY (AMASYA) Pb-Zn-Ag DEPOSITS

Gülcan BOZKAYA Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Sivas
Ahmet GÖKÇE Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Sivas
Ahmet EFE Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Sivas

ÖZ : Gümüşhacıköy (Amasya) Pb-Zn-Ag yatakları bu yüzyılın başından beri bilinmektedir. Yataklar çevresinde, Permo-Triyas' tan güncele kadar, değişik yaşlarda birimler yüzeylenmektedir. Bu birimler yaşlıdan gence doğru; Saraycık Metamorfileri (Permo-Triyas), Karaali Karışığı (Üst Jura - Alt Kretase), Alan Çökelleri (Eosen), Güyemözü Çökelleri (Miyosen) ve Alüvyonlar (Kuvaterner) şeklinde ayrılmışlardır.

İnceleme alanındaki Pb-Zn-Ag cevherleşmeleri, Karaali Karışığı içindeki karbonatlı kayalara bağlı olarak; (i) kireçtaşı-kumtaşı dokanağı boyunca çökelmiş silisli karbonatlı travertenler içinde düzensiz cepler ve saçınımlar şeklinde, (ii) kireçtaşı blokları içindeki kırık zonları ve çözünme boşlukları içinde damar tipi oluşumlar şeklinde, (iii) kireçtaşı blokları içinde tabaka düzlemlerine paralel zenginleşmiş yerelma tipi oluşumlar şeklinde olmak üzere üç farklı tip yataklanma şekli göstermektedirler.

Cevher örneklerinin mikroskopik ve XRD yöntemleriyle yapılan incelemelerinde galenit, sfalerit, pirit, kalkopirit, pirotin, kovellin, polibasit/pearseit, fahlerz, piroluzit, markazit, serüsit-anglezit, kalkofanit-aurorit, götit ve limonit içerdikleri saptanmıştır. Gözlenen bu minerallerden galenit, sfalerit, pirit, kalkopirit, pirotin, polibasit/pearseit ve fahlerzin birincil oluşumlar; kovellin, piroluzit, markazit, serüsit-anglezit, kalkofanit-aurorit, götit ve limonitin ise yüzeysel koşullarda bozunma ve yeniden çökme olayları ile oluşmuş ikincil mineraller oldukları kabul edilmiştir. Kalsit ve kuvars ise başlıca gang mineralleridir. Ayrıca bazı örneklerde jipsler gözlenmekte olup, sülfürlü minerallerin bozunması sırasında oluştuğu düşünülmüştür.

Kimyasal incelemeler sonucunda; Karaali Karışığı içindeki volkanik kayalardan tüflerin Pb ve Zn içeriklerinin, metabazaltların ise Cu içeriklerinin diğer kayaç türlerine göre daha yüksek olduğu saptanmıştır. Cevher örneklerinde gümüş minerallerinin az olmasına karşın kimyasal analizlerde gümüş içeriklerinin yüksek olması, bu elementin galenitin içinde kurşunun yerini alarak tutuklandığını göstermektedir. Ayrıca kadmiyum minerallerinin saptanmamış olmasına karşın örneklerde kadmiyum içeriğinin yüksek olması, bu elementin de sfaleritlerin bünyesinde zenginleşmiş olduğu şeklinde değerlendirilmiştir.

Tüm veriler birlikte değerlendirilerek, yöredeki cevherleşmelerin silisli-karbonatlı travertenlerin oluşumuna bağlı olarak, olasılıkla güncele yakın bir zamanda hidrotermal süreçlerle oluşmuş, epijenetik cevherleşmeler oldukları sonucuna varılmıştır. Cevher oluşturucu çözeltilerin özellikleri ile hidrotermal çözeltiler içindeki suyun ve elementlerin kökenleri hakkında bilgi edinilememiştir.

ABSTRACT : Pb-Zn-Ag deposits in the Gümüşhacıköy (Amasya) area are known since the beginning of this century. Lithological units from Permo-Triassic to Quaternary age are seen within the surrounding area. These units are classified as; Saraycık Metamorphics (Permo-Triassic), Karaali Melange (Upper Jurassic - Lower Cretaceous), Alan Sediments (Eocene), Güyemözü Sediments (Miocene) and Alluvium (Quaternary).

Pb-Zn-Ag mineralizations in the investigated area are hosted by calcareous rocks of Karaali Melange and show three different depositional styles as follows; (i) irregular ore pockets and disseminations in the silica-carbonate travertine precipitates developed within the contact zone between limestone and sandstone, (ii) ore veins and pods in the fractures and karstic caves and (iii) replacement product along the bedding surfaces in the Upper Jurassic-Lower Cretaceous limestone blocks.

Microscopic and XRD studies showed that the ore samples contain galenite, sphalerite, pyrite, pyrothine, covelline, polybasite/pearceite, fahlerz, pyrolusite, marcasite, cerussite-anglesite, chalcophanite-aurorite, goethite and limonite as ore minerals. It is assumed that galenite, sphalerite, pyrite, chalcopyrite, pyrothine, polybasite/pearceite, fahlerz were the primary ore minerals and covelline, pyrolusite, marcasite, cerussite-anglesite, chalcophanite-aurorite, goethite and limonite are

formed by alteration under the surficial environment. Quartz and calcite are gangue minerals and are accompanied by gypsum which formed during the weathering of the sulfide minerals.

Geochemical investigations show that Pb and Zn contents of the tuffaceous rocks within the Karaali Melange are high, while Cu contents of the metabasalts are enriched comparing with the other rock units in the area. In spite of high Ag and Cd contents of the ore samples, any silver and cadmium minerals were not detected, and it is assumed that Ag and Cd are camouflated in place of Pb and Zn in galena and sphalerite, respectively.

According to the results of these investigations, it may be said that the mineralizations in the study area have been epigenetically formed by the hydrothermal processes in relation to the silica-carbonate travertine occurrences in the Karaali Melange. The age of the mineralizations seem to be very young, close to present time. There is no data obtained about the physico-chemical characteristics and origine of the mineralising fluid.

GİRİŞ

Gümüşhacıköy (Amasya) çevresinde, kurşun-gümüş işletmelerinin varlığı bu yüzyılın başından beri bilinmektedir. Ancak şu ana kadar yöredeki cevherleşmelerin yataklanma şekli, cevher-yan kayaç ilişkisi, mineralojik bileşimi, mikro yapı ve doku özellikleri hakkında ayrıntılı bir inceleme bulunmamaktadır. Bu araştırmada, çeşitli saha ve laboratuvar yöntemleri ile yöredeki cevherleşmelerin belirtilen özelliklerinin ayrıntılı bir şekilde incelenmesi ve oluşum süreçleri ile kökenlerinin belirlenmesi amaçlanmıştır.

Bu yataklar Amasya ili' ne bağlı Gümüşhacıköy İlçesi' nin batısında Gümüş Nahiyesi yakınlarında, 1 : 25.000 ölçekli Çorum G34 a3 ve a4 paftalarında yer almaktadır (Şekil 1).

Yatakların bulunduğu bölgede ilk jeolojik çalışmaların Blumenthall (1948 ve 1950), Alp (1972) ve Ayhan (1973) tarafından yapıldığı bilinmektedir. Daha sonra Didik (1982), inceleme alanı ve çevresinde petrol jeolojisi amaçlı, Genç ve diğerleri (1991) ise Merzifon yöresinde genel jeoloji amaçlı incelemeler yapmışlardır. İnceleme alanındaki Pb-Zn-Ag cevherleşmelerine ait ilk maden jeolojisi incelemelerinin ise Unterhössel (1936) tarafından başlatılmış olup Schumacher (1937), Kovenko (1937), Piltz (1938) ve Coronini (1964) gibi araştırmacılar tarafından cevherleşmeler çevresinde 1/5.000 ve 1/1.000 ölçekli jeoloji haritaları, işletme galerilerinde yeraltı gözlemleri ve değişik ölçekli yeraltı haritaları ile rezerv hesaplamaları gibi incelemeler yapılmıştır.

YEREL STRATİGRAFİ VE LİTOLOJİK BİRİMLERİN ÖZELLİKLERİ

Yerel Stratigrafi

İnceleme alanında Permo-Triyas' tan güncele kadar, değişik yaşlarda birimler

yüzelemektedir. Bu birimler yaşlıdan gence doğru; Saraycık Metamorfileri (Permo-Triyas), Karaali Karışığı (Üst Kretase), Alan Çökelleri (Eosen), Güyemözü Çökelleri (Miyosen) ve Alüvyonlar (Kuvaterner) şeklinde ayrılmışlardır. Bu birimlerin dağılımları EK-1' deki gibi haritalanmış olup, stratigrafik dizilimleri ve konum ilişkileri Şekil 2' de görülmektedir.

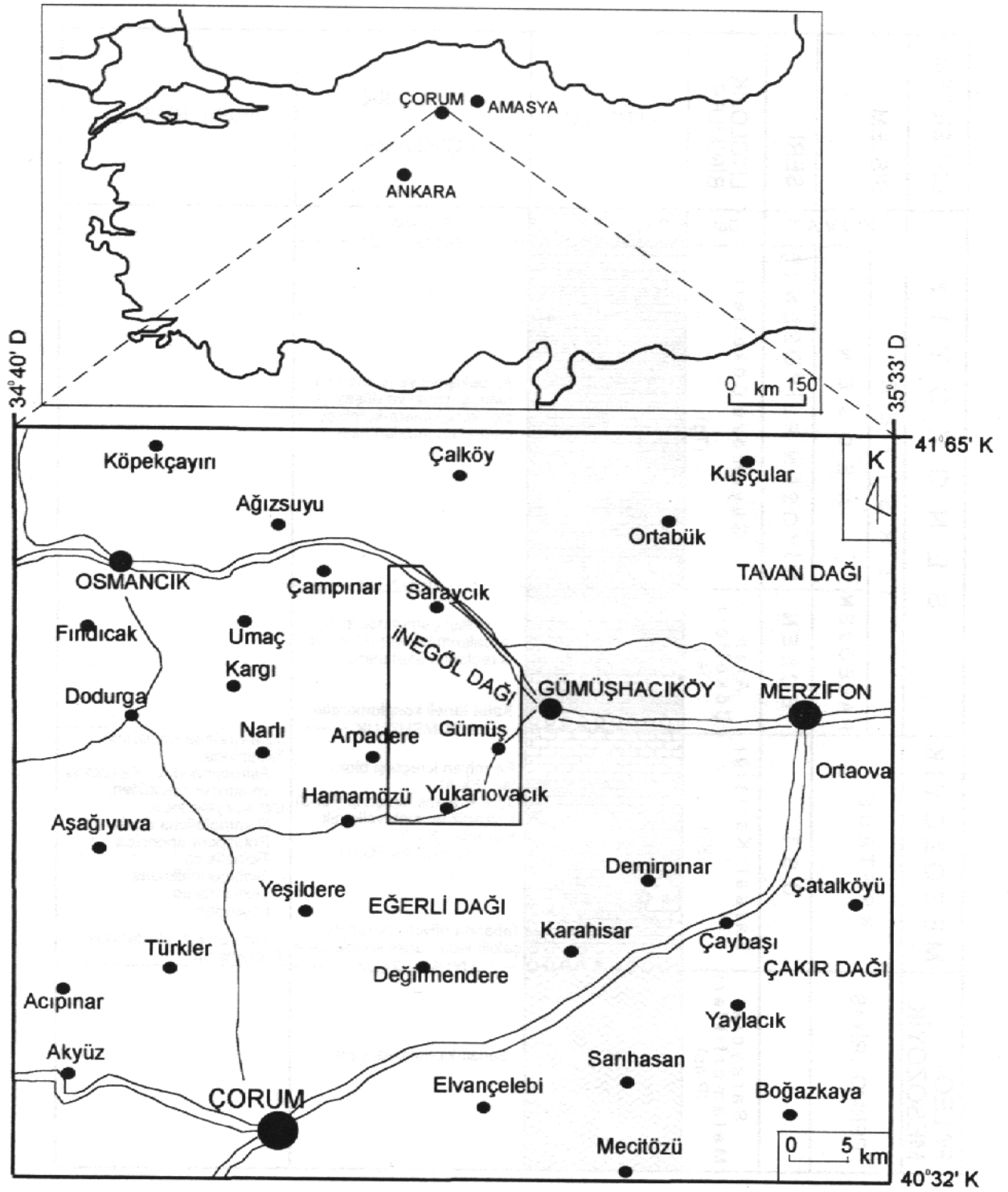
Saraycık Metamorfileri (P-trs)

Bu birim, inceleme alanı içinde İnegöl Dağı' nın kuzey eteklerinde, Saraycık ve Seki Köyleri arasında, Kovaçöp ve Seki Derelerinin vadilerinde yüzelemektedir. Gri ve sarımsı boz renkli, kolay dağılan, şistozite düzlemleri iyi gelişmiş şistler şeklindedirler. Sahadaki görünüşleri, doğuda Turhal ve Tokat yörelerinde tanımlanmış "Turhal Metamorfiti (Gökçe, 1983 ve Gökçe & Köksoy, 1984)" ve "Tokat Grubu (Özcan ve diğ., 1980)" olarak bilinen metamorfik karışıkların matriksini oluşturan fillitik kayaçlara benzemektedir ve onlarla eşdeğer olarak kabul edilebilirler.

Bu birimden alınan örneklerden yapılmış incekesitlerde; kuvars, serisit ve kloritin hakim bileşenler oldukları ve kuvars-serisit-klorit-şist şeklinde isimlendirilebilecekleri görülmüştür.

Karaali Karışığı (Kk)

İnceleme alanının doğu ve güneydoğu kesimlerinde yüzelemektedir. Birim, tabanda serpantinleşmiş ultramafik kayaçlardan ve radyolaritlerden türemiş çakıllardan oluşan konglomeralarla başlayıp, üste doğru kumtaşı-çamurtaşı ardalanması ve tüfit arakatlıları şeklinde devam eden, taneli sedimanter kayaçlar (Kk-1), bu kayaçlar ile yanal geçişli volkanik ve metavolkanik kayaçlar (Kk-2) ve en üst seviyelerinde de Jura-Kretase yaşlı



Şekil 1. İnceleme alanının yer buldurma haritası

Figure 1. Location map of the study area

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	LİTOLOJİK BİRİMLER	LİTOLOJİ	LİTOLOJİK AÇIKLAMA	FOSİL İÇERİĞİ
S E N O Z O Y İ K	KUVAT.	NEOJEN	MIYOSEN-PLİYOSEN (?)	Güymözü Çökeltileri (Tg)	Alüvyon UYUMSUZLUK	
					UYUMSUZLUK	
	PALEOJEN	EOSEN	Alan Çökeltileri (Ta)	Kumtaşı-çamurtaşı-marn ardalanması ve (+/-) tuf ve kireçtaşı arakatıkları. Kaba taneli konglomeralar UYUMSUZLUK		
MESOZOYİK	KRETASE	ÜST	Karaali Karışığı (Kk)	Kk-3 Kk-1 Kk-4 Kk-2	Permien kireçtaşı blokları (Kk-4) Jura-Kretase kireçtaşı (Kk-3) Volkanik ve metavolkanik Kayaçlar (Kk-2) Kumtaşı matris (Kk-1) Tabanda ofiyolit ve radyolarit çakıllı, kaba taneli konglomera UYUMSUZLUK	Jura-Kretase kıt. 'larının Tabanında: Astrospharidae (Radiolaria ve sünger sipükülleri) Üst seviyelerinde: Nummofallotia apula Rotalipora aponnica Ticinella sp. Globigerinelloides Textularia sp. Lituolidae Permien kıt. bloklarında: Fusulina sp.
PALEO-MESOZOYİK	PERMO-TRİYAS		Saraycık Metamorfiklileri (P-ts)		Serisit-klorit-kuvars şist	

Şekil 2. İnceleme alanının basitleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti.

Figure 2. The simplified stratigraphic columnar section of the study area.

kireçtaşları (Kk-3)' ndan oluşmaktadır. Matriks içinde yer yer, çakıtaşı yığılımları şeklinde Permiyen yaşlı kireçtaşı blokları (Kk-4) da gözlenmektedir. Birim, kendi içinde antiklinal ve senklinaller oluşturacak şekilde ileri derecede kıvrımlanmış ve belirtilen kayaç türleri, deformasyona karşı farklı davranışlar göstermeleri nedeniyle, bloksu bir görünüm kazanmışlar, ayrıca bindirme zonları boyunca birbirlerini üzerlemişlerdir. Bu olaylar sonucunda birim bir karışık şeklini almıştır.

Birimin taneli sedimanter (Kk-1) kısmında hakim olan kumtaşları; bozunmuş yüzeylerde koyu kahverenkli, taze yüzeylerinde ise açık kahverengi - sarı renklidir. Genellikle ince tabakalıdır. Çamurtaşı olarak tanımlanan kesimlerde tabakalanma belirsizdir. İncekesitlerde, kuvars kırıntıları ve kayaç parçacıkları ana bileşenler olup, grovak bileşimlidirler. Bağlayıcı malzeme, spari-kalsit çimento şeklindedir. Kuvarslar dalgalı sönme gösterdiklerinden (polikristalin) metamorfik kayaçlardan türedikleri söylenebilir. Kayaç parçacıkları daha çok metamorfik (kuvarsit, kuvars-şist, fillit, memmer, metavolkanit), daha az miktarlarda da volkanik ve sedimanter (kireçtaşı) kayaçlardan türemişlerdir. Plajiyoklaz ve eser miktarda ortaklarla temsil edilen feldispatların oranı genellikle %10' dan düşüktür. Yer yer karbonat içeriği % 70' i geçmekte ve kalkaranit olarak tanımlanabilecek hale gelmektedir. Tüfit arakatkılarından alınan örneklerde ise plajiyoklaz fenokristalleri ve kalsit hakim bileşenlerdir. Tali mineraller olarak muskovit, biyotit, klorit ve opak mineraller gözlenmektedir.

Volkanik ve Metavolkanik kayaçlar (Kk-2), birimin özellikle doğu ve kuzeydoğu kesimlerinde gözlenmektedir. Genellikle andezitik, yer yer ise bazaltik bileşimli lav ve tüfler şeklindedirler. Genellikle masif görümlü olmakla birlikte, yer yer (özellikle tüflü kesimlerde) tabakalanma ve şistozite düzlemleri iyi gelişmiştir. Mikroskopik incelemelerde, ileri derecede kloritleşmiş, karbonatlaşmış ve epidotlaşmış bir matriks içinde dağılmış olarak, andezitik bileşimli kesimlerde; plajiyoklaz ve biyotit, bazaltik bileşimli kesimlerde ise plajiyoklaz ve olivin fenokristalleri gözlenmiştir. Karbonat içeriğinin arttığı kesimlerde tüfitlere geçiş gözlenmektedir.

Jura-Kretase Kireçtaşları (Kk-3), tabanda siyah ve kırmızımsı renkli biyomikritik seviyelerle başlamakta, üste doğru masif görümlü, grimsi beyaz renkli kireçtaşları şeklinde devam etmektedir. Kıvrımlanma sırasında ileri derecede parçalanarak bloksu bir görünüm almışlardır. Blokların konumları matrikste

izlenebilen devrik antiklinal ve senklinallerin tabaka konumlarına paralel olarak değişmektedir. Ayrıca, daha sonra yüzeysel koşullarda gelişmiş aşınmalar da bloksu görünümü artırmıştır. Karstik boşluklar ve fay düzlemlerine karşılık gelen yarıklar yaygındır. Kireçtaşı bloklarının yer yer siyah renkli, silisli bir kılıfla sarıldığı görülmektedir. Bu silisli kılıfların, cevherleşmeleri oluşturan sıcak sulu çözeltilerin ürünleri olduğu kabul edilmiştir. Kireçtaşlarından alınan örneklerin mikroskopik incelemelerinde alt seviyelerin çoğunlukla mikritik (biyomikrit, fosilli mikrit, radyolaryalı biyomikrit, intraklastlı biyomikrit) ve mikrosparitik (çörtlü biyomikrosparit, fosilli oomikrosparit, fosilli oolittli intramikrosparit) üst seviyelerdeki masif kesimlerin ise spartitik (biyointrasparit) özellikle (Folk, 1968) oldukları gözlenmiştir. Tabandaki kırmızı renkli çamurtaşı seviyelerinden alınan örneklerde *Astrospharidaé* (*Radiolaria*) fosilleri ve sünger spikülleri, üstteki kireçtaşı seviyelerinden alınan örneklerde ise *Nummofallotia apula*, *Rotalipora apponica*, *Globigerinelloides sp.*, *Textularia*, *Ticinella* ve *Lituolidae* fosilleri gözlenmiştir (fosil tanımlamaları M.Tunç ve M.Akyazı (C.Ü.) tarafından yapılmıştır, 1995). Bu fosillere göre kireçtaşlarının Üst Jura (Kimmerician) - Alt Kretase yaşlı oldukları kabul edilmiştir.

Permiyen yaşlı kireçtaşları (Kk-4), ileri derecede parçalanmış veya bu kireçtaşlarından kaynaklanmış çakılların yeniden çimentolanması sonucu oluşmuş, konglomeratik iç yapılı, küçük boyutlu, bloklar şeklindedirler. İncekesitlerde buruşma klivajlarının geliştiği gözlenmiştir. Mikrosparitik dokuludurlar. Allokemler tümüyle fosillerden oluşmakta olup, biyomikrosparit şeklinde adlandırılmışlardır. Bu bloklardan alınan örneklerde ender olarak Permiyen yaşlı verebilecek *Fusulina sp.* türü fosiller gözlenmiştir.

Birim içindeki Jura-Kretase yaşlı kireçtaşlarının yaşı Üst Jura (Kimmerisiyen) ile Alt Kretase arasında değişmektedir. Bu kireçtaşlarının sin-sedimanter çökeller oldukları kabul edildiğinde birimin yaşı Üst Jura - Alt Kretase olmalıdır. Bu kireçtaşlarının matriks içinde bloklar şeklinde oldukları kabul edildiğinde ise birimin yaşı Alt Kretase sonrası olmalıdır. Birinci olasılık daha mümkün gözlenmektedir.

Alan Çökelleri (Ta)

Bu birim, özellikle inceleme alanının batı kesiminde Alan ve Kefçeli Köyleri çevresinde, doğu kesiminde ise Gümüş Nahiyesi' nin güneyinde yüzeylenmektedir. Batıya doğru

genişleyerek devam etmektedir. Karali Karışığının değişik kayaç türleri üzerinde açılı uyumsuzlukla yer almaktadır. Tabanda iri çakıllı konglomeralarla başlamakta, üste doğru kumtaşı, çamurtaşı, kiltası ve marn araldanması şeklinde devam etmektedir. Yer yer kireçtaşı ve tüfit arakatlıları da bileşime katılmaktadır.

Tabanda yer alan konglomeralar; kötü boylanmalı ve kötü derecelenmeli olup, genellikle tabakasızdırlar. Çakıllar çoğunlukla kireçtaşlarından olmak üzere, metavolkanit, serpanit ve radyolaritlerden türemiş olup büyük-
lükleri yer yer 20 cm' yi aşmaktadır.

Kumtaşları, gri-sarı renkli, ince taneli kum boyu bileşenler içermekte olup, orta derecede boylanmalıdır. Tabaka kalınlıkları 10cm ile 5m arasında değişmektedir. İnceleme alanının doğu kesimindeki yüzlelerde gözlenen kalın tabakalı kumtaşlarında yer yer yaygın bir şekilde soğan yapıları gelişmiştir. Didik (1982); kumtaşlarındaki taban yapılarını baz alarak ölçülen akıntı yönleri yardımıyla akıntının KB' dan geldiğini belirtmiştir.

Birimin üst seviyelerine doğru ince tabakalı ve kiltası arakatlı kumtaşları egemen olmakta, daha üst seviyelerde ise kiltası-kireçtaşı araldanmasına geçilmektedir. En üst seviyede yer alan kireçtaşları; sarımsı boz renkli olup, 7-15 cm. kalınlığa sahip belirgin tabaka düzlemleri gösterir. Kumtaşlarının mikroskopik incelenmesinde, büyük çoğunluğunun Van Andel (1958) ve Folk (1968) tarafından önerilen üçgen diyagramlara göre grovak/litarenit bileşimli oldukları anlaşılmıştır. Özellikle metamorfik kayaç parçalarının bolluğu dikkat çekmektedir. Kireçtaşları ise çoğunlukla spartik (litoklastlı biyomikrospartik) dokuludurlar.

Birimden alınan örneklerde yaş verebilecek fosil bulunamamış, önceki araştırmacılarca önerilen Lütasiyen (Eosen) yaşı benimsenmiştir.

Güymözü Çökelleri (Tg)

Bu birim, inceleme alanının kuzey ve kuzeybatı kesimlerinde yaygın bir şekilde yüzeylenmektedir. Çok az pekişmiş ve kötü boylanmalı konglomera, kumtaşı ve çamurtaşı araldanması şeklindedir. Bu kayaç türlerinin bağlı bollukları ve tabaka kalınlıkları çok değişkendir. Alt kesimlerde konglomeralar ve iri taneli kumtaşları çoğunlukta iken üst seviyelere doğru ince taneli malzemeler hakim duruma gelmektedir. Yer yer tamamen çamurtaşı yığılımları şeklindedirler. Üst kesimlerinde ince linyit tabakaları bulunmaktadır.

Genel özellikleri ile akarsu yatağı veya delta ortamlarını karakterize eden çökeller şeklindedirler. Yaş verilebilecek fosil bulunamamıştır. Ancak inceleme alanının güneybatısında Dodurga Kasabası yakınlarındaki kömürlü birimlere benzerlikleri göz önünde bulundurularak Miyosen (Miyos-Pliosen ?) yaşlı oldukları kabul edilmiştir.

Alüvyonlar

Güncel akarsu yataklarında ve düzlüklerde, kaba taneli, kötü boylanmalı, pekişmemiş çakıl ve kumlar şeklinde gözlenmektedirler.

YAPISAL ÖZELLİKLER

Şistozite ve Tabakalanma Düzlemlerinin Konumları ve Kıvrımlanma

Saraycık metamorfiteri' nin şistozite düzlemleri D-B/40-50° K konumudurlar. Karaali Karışığının matriksi durumundaki kumtaşlarında tabaka doğrultuları K35B yönünde yoğunlaşmakta olup, 30-60° ile KD' ya ve GB' ya eğimlidir. Bu birim, kendi içinde antiklinal ve senklinaller oluşturacak şekilde ileri derecede kıvrımlanmış ve içerdiği kayaç türleri, deformasyona karşı farklı davranışlar göstermeleri nedeniyle parçalanarak, bloksu bir görünüm kazanmışlardır. Özellikle kireçtaşları, antiklinal ve senklinallerin oluşumu sırasında aşırı uzama sonucu koparak, bloklar haline gelmişlerdir.

Alan Çökelleri' ne ait tabaka konumları taban seviyelerde dokunağın konumuna bağlı olarak değişiklikler göstermektedir. Ancak, dokunaktan uzaklaştıkça yaklaşık D-B/40-50° G konumlu olarak düzgün bir istif oluşturmaktadır. Aynı birimin inceleme alanının doğu kesimindeki yüzlelerinde tabaka konumları çok daha düzensiz bir dağılım sergilemektedir.

Güymözü çökellerinde ise tabaka düzlemleri, genellikle D-B/20-35° K konumudurlar.

Bindirmeler ve Faylar

İnceleme alanı içinde, özellikle Karaali Karışığı içinde GB-KD doğrultulu sıkışma rejimine bağlı olarak KB-GD doğrultulu ve KD yönlü bindirme zonlarının geliştiği ve bu zonlar boyunca içerdiği kayaç türlerinin üst üste bindirdikleri gözlenmektedir. Ayrıca bindirme hatlarına yakın yerlerde gelişen yırtılmalar sonucu GB-KD doğrultulu, az miktarda sağ atımlı doğrultu atımlı faylar oluşmuştur. Bu yapısal özelliklerin, daha genç birimler içinde

gözlenmemesi, Eosen öncesi bir dönemde oluştuklarını düşündürmektedir. Daha sonra bölge K-G yönlü bir sıkışma rejiminin etkisinde kalmış ve Eosen ve Miyosen yaşlı birimlerin tabakaları D-B doğrultulu ve K, G eğimli olacak şekilde kıvrılmışlardır.

MADEN JEOLJİSİ

Dağılım ve Yataklanma Şekli

Cevherleşmelere ait mostralara ve eski madencilik çalışmalarına ait izler Kelahmetler Köyü kuzeyinde Karlıdoru Tepe ve Karlı Tepe çevresinde görülmektedir. Eski ocakların tamamını göçmüş olup, bunlardan bazıları Konstantin Ocağı, Katır mağara, Avide, Avramoğlu, I Nolu Çökük mıntıkası ve II Nolu Çökük mıntıkası olarak isimlendirilmişlerdir. Eski imalatların içine girilmesi ve cevherleşmelerin izlenmesi göçükler nedeniyle mümkün olamamıştır.

Sahadaki bu cevherli zonlar ve eski imatlar, 1992-1994 yılları arasında Sigma Mühendislik ve Pazarlama Ltd. Şti. tarafından açılan, G1 (1330) ve G2 (1358) galerileri ile daha alt kotlardan kesilerek incelenmek istenmiştir. G1 galerisinde cevher kesilmemiş (işletme çalışanları ile sözlü görüşme), G2 galerisinde ise yer yer cevher kesilmiştir (Ek-1, Şekil 3).

Cevherleşmelerin çevresinde; Karaali Karışığı' na ait kumtaşları ve kireçtaşı blokları yüzeylenmektedir. Yörede 3 farklı tip cevherleşme saptanmıştır.

Birinci tip cevherleşmeler, yüzeye yakın kesimlerde kumtaşları ile kireçtaşlarının dokunaklarında, özellikle kireçtaşı bloklarının alt dokunakları boyunca gelişmiş breşik zon içinde, silisli-karbonatlı travertenimsi çökeller içinde saçınımlar ve düzensiz şekilli cepler şeklinde gözlenmektedir (Şekil 4). Bu travertenimsi çökeller KB-GD doğrultulu olarak oldukça geniş bir alanda yayılım göstermektedirler ve eski imatların tamamını bu zon içinde açılmışlardır (Ek-1). Bu tip oluşumlarda cevher mineralleri ileri derecede oksitlenmiş olup (sarı-kahverengi-siyah renkli), alınan örnekler kırıldığında pirit, kalkopirit, galenit gibi cevher mineralleri ile kuvars ve kalsit gibi gang mineralleri gözlenmektedir.

İkinci tip cevherleşmeler, G2 galerisi içinde, Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarında gözlenen K45-60D / 80-85GD konumlu kırık hatlarını ve ilişkili karstik boşlukları dolduran damar tipi cevherleşmeler şeklindedirler (Şekil 3 ve 4). Bu tip cevherleşmeler, devamlılıkları fazla ve eski yıllarda önemli miktarlarda üretim yapılmış oluşumlardır. Bu tip

cevherleşmeler yapısal özellikler bölümünde tanımlanan doğrultulu atımlı faylarla ilişkilidirler.

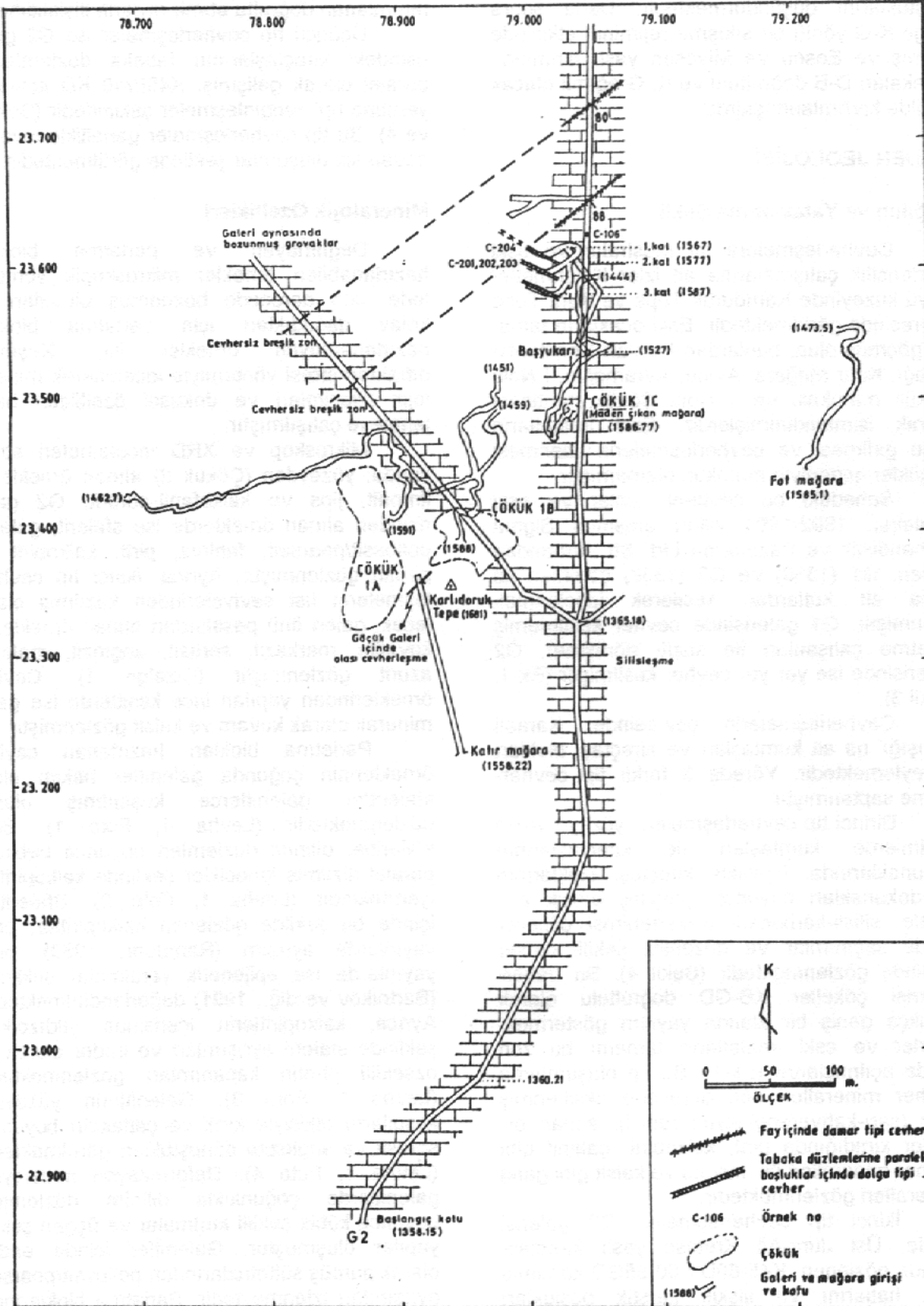
Üçüncü tip cevherleşmeler ise G2 galerisindeki kireçtaşlarının tabaka düzlemlerine paralel olarak gelişmiş, K45B/40 KD konumlu yeralma tipi zenginleşmeler şeklindedir (Şekil 3 ve 4). Bu tip cevherleşmeler genellikle ince ve devamsız oluşumlar şeklinde görülmektedir.

Mineralojik Özellikleri

Dağılmayan ve parlatma blokları hazırlanabilen örnekler mikroskopik yöntemlerle, ileri derecede bozunmuş oldukları ve kolay dağıldıkları için parlatma blokları hazırlanamayan örnekler ise, X-ışınları difraktometresi yöntemiyle incelenerek mineralojik bileşimleri ve dokusal özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır.

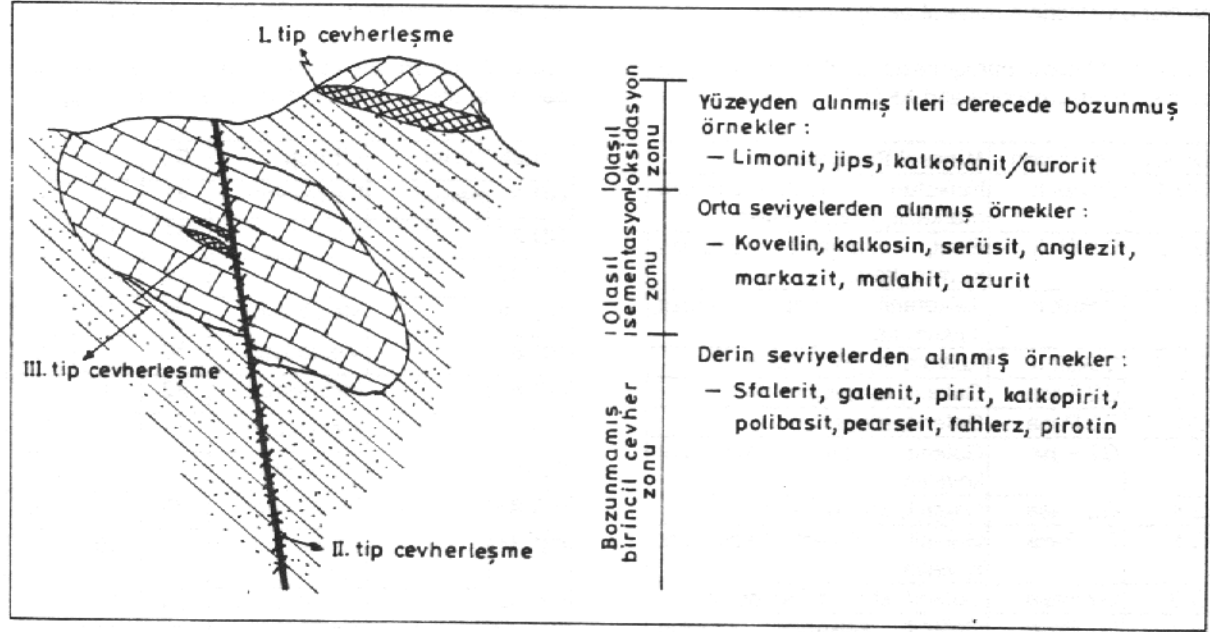
Mikroskop ve XRD incelemeleri sonucunda; yüzeyden (Çökük II) alınan örneklerde limonit, jips ve kalkofanit-aurorit, G2 galerisinden alınan örneklerde ise sfalerit, galenit, polibasit/pearseit, fahlerz, pirit, kalkopirit ve pirotin gözlenmiştir. Ayrıca, ikinci tip cevherleşmelerin üst seviyelerinden kazılmış olabilecek, galeri önü pasalardan alınan örneklerde kovellin, markazit, serüsit, anglezit, malahit, azurit gözlenmiştir (Çizelge 1). Cevher örneklerinden yapılan ince kesitlerde ise gang minerali olarak kuvars ve kalsit gözlenmiştir.

Parlatma blokları hazırlanan cevher örneklerinin çoğunda galenitler hakim olup, sfaleritler galenitlerce kuşatılmış olarak gözlenmektedir (Levha 1, Foto 1). Bazı sfaleritler dilinim düzlemleri boyunca birbirine paralel dizilmiş iğnecikler şeklinde kalkopiritler içermektedir (Levha 1, Foto 2). Sfaleritler içinde bu şekilde gözlenen kalkopiritler, bazı yayınlarda ayrışım (Ramdohr, 1980), bazı yayınlarda ise epijenetik yeralmalar şeklinde (Bartnikov ve diğ., 1991) değerlendirilmektedir. Ayrıca, kalkopiritlerin içerisinde yıldızcıklar şeklinde sfalerit ayrışımaları ve ender olarak ta özşekilli pirotin kapanımları gözlenmektedir (Levha 1, Foto 3). Galenitlerin yüzeyel koşulların etkisiyle kırık ve çatlakları boyunca serüsit ve anglezite dönüştükleri görülmektedir (Levha 1, Foto 4). Deformasyon nedeniyle, galenitlerde çoğunlukla dilinim düzlemleri boyunca kübik şekilli kırılmalar ve üçgen şekilli yapılar oluşmuştur. Galenitler içinde ender olarak gümüş sülfotuzlarından polibasit/pearseit ayrışımaları izlenmektedir. Parlatma bloklarında gözlenen sfalerit ve galenitlerin çoğu kenarlarından itibaren kovellinler tarafından ornatılmışlardır.



Şekil 3. G2 galerisinin jeoloji haritası

Figure 3. Geological map of the G2 gallery



Şekil 4. İnceleme alanındaki cevherleşmelerde cevher minerallerinin düşey yönde zonlu dağılımı ve oksidasyon-sementasyon zonu gelişimi

Figure 4. Vertical zonal distribution of the ore minerals and development of the oxidation-precipitation zones within the ores bodies in the study area

G2 galerisi ile Çökük II kesimindeki pasadan alınan ve kolay dağıldığı için parlatma blokları hazırlanamayan örnekler X-ışınları difraktometresi yöntemiyle incelenmişlerdir. G2 galerisinden alınan örneklerin cevher mineral parajenezleri cevher mikroskopisine benzer şekilde galenit, sfalerit, pirit şeklindedir. Ayrıca, sülfürlü minerallerin yüzeysel koşullarda bozunması sırasında, ikincil olarak oluştuğu düşünülebilecek jipsler de saptanmıştır. Çökük II kesiminden alınan örneklerin X-ışınları difraktogramlarında ise çoğunlukla alterasyon ürünü götit ve kalkofanit ($ZnMn_3 \cdot 3H_2O$) gibi oksitli ve hidroksitli mineraller gözlenmektedir. Bu minerallerin yanısıra piroluzit gibi mangan oksitli mineraller ile kuvars ve kalsit türü gang mineralleri de belirlenmiştir. Kalkofanitin çinko minerallerinin bozunması sonucu oluşan bir oksidasyon zonu minerali olduğu belirtilmektedir (Ramdohr, 1980). Kalkofanitli örneklerin kimyasal analizlerinde gümüş içeriklerinin 400 gr/t' a ulaşması bu mineralin gümüş içeren bir kalkofanit türü (Aurorit : $(Mn, Ag, Ca) Mn_3O_7 \cdot 3H_2O$) olabileceğini düşündürmektedir. Nitekim X-ışınları pikleri kalkofanitle hemen hemen aynı olan aurorit, kalkofanitteki ZnO'nun Ag_2O tarafından ornatılması ile oluşmaktadır (Ramdohr, 1980).

Ayrıca opak minerallerce zengin bazı kayaç örneklerinin de parlatmaları yapılarak, opak minerallerin türleri saptanmaya çalışıl-

mıştır. Opak minerallerin; metabazalt, arkoz, grovak, tuf ve andezitlerde hematit ve manyetit, silisli-karbonatlı travertenimsi kayaçlarda ise pirit, arsenopirit ve spekülartik hematit şeklinde olduğu saptanmıştır. Kireçtaşlarını bir kılıf gibi saran silisli-karbonatlı travertenimsi kayaçlarda sülfürlü minerallerin bolluğu, bu kayaçların cevherleşmelerle yakından ilişkili olduğunu düşündürmektedir.

Mikroskop ve XRD incelemelerine göre; inceleme alanı içindeki yataklarda saptanmış sfalerit, galenit, polibasit/pearseit, fahlerz, pirit, kalkopirit, pirotin gibi minerallerin birincil mineraller oldukları, kovellin, piroluzit, markazit, serüsit, anglezit, kalkofanit-aurorit, götit, limonit ve jips gibi minerallerin ise yüzeysel koşullarda birincil minerallerin bozunması sonucu olarak oluşmuş ikincil mineraller oldukları kabul edilmiştir. Bu minerallerin düşey yönde zonlu dağılımları bir oksidasyon-sementasyon zonu gelişimine işaret etmektedir (Şekil 4).

Birincil minerallerden olan pirit cevherleşmenin tüm aşamalarında oluşmuş olup, diğer minerallerin oluşum sırası sfalerit, kalkopirit, galenit, polibasit/pearseit, fahlerz ve pirotin şeklindedir. İkincil cevher minerallerinin ise kovellin, markazit, serüsit ve anglezit sırasıyla oluştuğu söylenebilir.

Çizelge 1. Mikroskop ve XRD incelemesi yapılan cevher örneklerinin mineral parajenezleri

Table 1. Mineral paragenesis of the ore samples, studied by microscopy and XRD

Örnek	Lokasyon	Mineral Parajenezi
GÜ-1	Çökük II	Kalkofanit, götit, piroluzit, markazit, kuvars, kalsit
GÜ-2	Çökük II	Götite, markazit, piroluzit, kuvars, kalsit
GÜ-3	Çökük II	Kalkofanit, götit, piroluzit, kuvars, kalsit
GÜ-4	Çökük II	Kalkofanit, götit, kuvars
G-1	G2 Pasa	Galenit, kalkopirit
G-2	G2 Pasa	Galenit, sfalerit
G-3	G2 Pasa	Galenit, pirit, kalkopirit, kovellin
G-4	G2 Pasa	Galenit, sfalerit, pirit
G-5	G2 Pasa	Galenit, sfalerit, kalkopirit, kovellin
G-6	G2 Pasa	Galenit, sfalerit, kalkopirit
G-7	G2 Pasa	Galenit, kalkopirit, kovellin, pirit
C-7	G2 içinden	Galenit, kalkopirit, pirit, pirotin
C-8	G2 içinden	Galenit, sfalerit, pirit, kovellin, serüsit, jips
C-9	G2 içinden	Galenit, sfalerit, serüsit
C-11	G2 içinden	Galenit, serüsit
C-41	G2 Pasa	Galenit, sfalerit, pirit, kalkopirit, kovellin, jips, kuvars
C-42	G2 Pasa	Galenit, sfalerit, pirit, kalkopirit, kovellin, jips, kalsit
C-43	G2 Pasa	Galenit, sfalerit, pirit, kalkopirit, kovellin, fahlerz, jips, kalsit
C-201	G2 içinden	Galenit, sfalerit, polibasit/pearseit, pirit, serüsit, jips, kalsit, kuvars
C-203	G2 içinden	Galenit, pirit, jips
C-204	G2 içinden	Galenit, sfalerit, pirit, kalkopirit, altın, jips, kalsit
C-206	G2 içinden	Galenit, pirit, markazit, limonit, kuvars, jips

KİMYASAL İNCELEMELER

Örnekleme ve Analiz Yöntemi

Cevherleşmelerde zenginleşen, elementlerin kaynağının belirlenmesi amacıyla değişik kayaç türlerinden alınan örneklerin Atomik Absorpsiyon Spektrofotometresi (A.A.S.) yöntemiyle Pb, Zn ve Cu içerikleri analiz edilmiştir (Çizelge 2). Cevher örneklerinde ise yararlı bileşenlerin miktarlarının belirlenmesi için Cu, Pb, Zn, Cd, Bi, Ag ve Au miktarları analiz edilmiştir.

Çizelge 2. İnceleme alanı içindeki değişik birimlere ait kayaç örneklerinin Cu-Pb-Zn içerikleri (ppm).

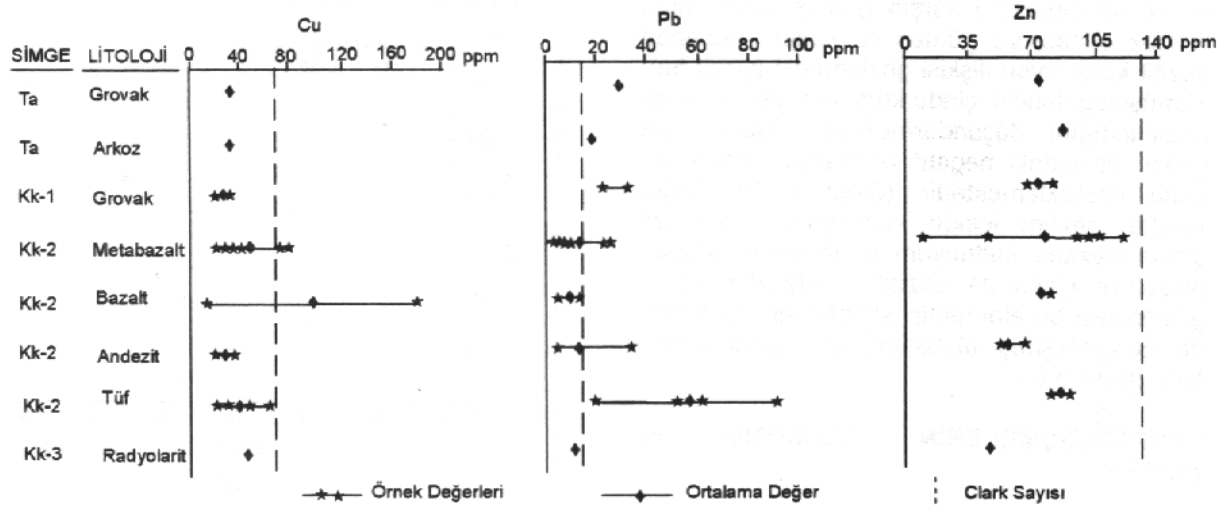
Table 2. Cu-Pb-Zn contents of the rock samples belong to the various units in the study area (ppm)

Örnek	Birim	Litoloji	Cu	Pb	Zn
GD-3	Karaali	Radyolarit	47	12	47
GD-27	"	Grovak	27	33	81
GD-37	"	Grovak	26	22	71
GD-38	"	Metabazalt	29	24	1210
GD-83	"	Metabazalt	30	7	101
GD-84	"	Metabazalt	22	1	13
GD-85	"	Metabazalt	71	22	96
GD-86	"	Metabazalt	74	9	106
GD-29	"	Metabazalt	35	4	49
GD-11	"	Kristal Kül Tuf	28	19	90
GD-64	"	Litik Kül Tuf	23	61	84
GD-65	"	Litik Kül Tuf	63	54	87
GD-12	"	Litik Kül Tuf	45	93	86
GD-17	"	Andezit	32	32	68
GD-28	"	Andezit	24	5	57
GD-32	"	Andezit	25	5	57
GD-20	"	Bazalt	13	7	74
GD-71	"	Bazalt	181	10	79
GD-61	Alan çök.	Subgrovak	35	28	76
GD-10	"	Arkoz	32	17	88

Kayaç Örneklerinde Pb, Zn ve Cu Dağılımı

Buna göre bakır ve çinko clark sayısına göre düşük değerler sunmakta iken kurşun içerikleri, özellikle tüflerde, önemli bir artış sunmaktadır (Mason, 1966). Çizelge 2' de kayaç türleri için verilen değerlerin ortalamaları çeşitli kayaç türleri ve jeolojik ortamlara ait ortalama değerler (Rose ve diğ., 1979; Maynard, 1983) ile karşılaştırıldığında;

i. Karaali Karşığı içindeki grovacklar Maynard (1983)' in ortalama bakır, kurşun ve çinko değerlerine (sırasıyla 11, 20, 95 ppm) göre, bakır (2.5 kat) ve kurşun (1.5 kat) bakımından yüksek, çinko bakımından ise daha düşük değerlere sahiptir. Metabazaltlar oldukça değişken değerler sunmakta olup, Rose ve diğ. (1979) tarafından ortalama mafik kayaçlar için verilen kurşun (4 ppm), çinko (94 ppm) ve bakır (72 ppm) içeriklerine göre



Şekil 5. İnceleme alanındaki değişik birimlere ait örneklerde Cu, Pb ve Zn dağılımı.

Figure 5. Cu, Pb and Zn contents of the selected samples from the various unites in the study area.

yaklaşık 3 kat kurşun ve çinko artışına karşın, bakır değeri düşük kalmaktadır.

ii. Alan Çökelleri'ne ait grovaklar ortalama bolluk değerine göre 3 kat bakır, ve 1.5 kat kurşun, buna karşın daha düşük çinko değeri içermektedir. Arkozlar ise ortalama kurşun ve çinko değerlerine (sırasıyla 10 ve 30 ppm : Maynard,1983) göre yaklaşık 2 kat kurşun, 3 kat çinko değerleri sunarlar.

Değişik birimlere ait 20 örneğin Cu, Pb, Zn element analiz sonuçlarının değerlendirilmesi Şekil 5' de görülmektedir. Çizelge 2 ve Şekil 5 birlikte incelendiğinde; kurşunun Karaali Karışığı içindeki tüflerde, bakırın ise bazaltik kayalarda diğer kayaç türlerine göre daha yüksek konsantrasyonlarda bulunduğu görülmektedir. Çinko ise tüm kayaç türlerinde birbirine yakın konsantrasyonlarda bulunmaktadır.

Bu verilere göre, özellikle Pb ve Zn bakımından zengin olan yöre cevherleşmelerindeki Pb ve Zn' nun Karaali Karışığı içindeki volkanitlerin tüflü kesimlerinden kaynaklanmış olabileceği düşünülebilir.

Cevher Örneklerinde Yararlı Bileşenlerin Dağılımı

Parça şeklinde alınan cevher örneklerinde (10 adet) yapılan kimyasal analiz sonuçları Çizelge 3' de görülmektedir. Örneklerde Pb içeriği %1.92 ile 49.85 arasında, Zn içeriği %0.23 ile 9.07 arasında, Cu içeriği %0.02 ile 0.85 arasında, Cd içeriği 60 ile 740 ppm arasında, Ag içeriği ise 74 ile 1215.5 ppm

arasında değişmektedir. Yalnızca bir örnekte 0.7 gr/t Au analiz edilmiştir. Görüldüğü gibi cevher örneklerinin eser element içerikleri oldukça geniş bir aralıkta dağılım göstermekte olup, heterojen bir bileşime sahiptir. Pb ve Zn' nun ana yararlı bileşenler olduğu görülmektedir.

Elementler arası korelasyon diyagramları incelendiğinde, Ag ile Pb arasında ve Cd ile Zn arasında düzgün değişen pozitif korelasyon ilişkisinin bulunduğu görülmektedir (Şekil 6).

Çizelge 3. Cevher örneklerinin kimyasal analiz sonuçları.

Table 3. Chemical analysis results of the ore samples.

Örnek	Pb %	Cu %	Zn %	Cd ppm	Bi ppm	Au gr/t	Ag gr/t
GÜ-1	1.92	0.02	9.07	740	< 50	n.d.	408.4
GÜ-2	3.27	0.03	8.3	640	"	"	138.5
GÜ-3	3.42	0.10	1.85	140	"	"	115
GÜ-4	4.49	0.03	3.95	350	"	"	74
C-8	23.95	0.20	5.59	500	"	"	463.4
C-9	58.97	0.09	2.15	240	"	"	1215.5
C-11	45.51	0.18	3.63	660	"	"	849
C-41	19.95	0.04	5.95	470	"	"	286.1
C-42	49.85	0.85	0.23	60	"	"	1240
C-43	30.85	0.24	3.85	290	"	0.7	606

n.d. Belirlenemedi

Cevher örneklerinde gümüş mineral-
lerinin az olmasına karşın gümüş içeriklerinin
yüksek olması ve gümüş ile kurşun arasında
pozitif korelasyon ilişkisi gözlenmesi (Şekil 6a),
gümüşün galenitin içinde kurşunun yerini alarak
tutuklandığını düşündürmektedir. Gümüş ile
çinko arasındaki negatif korelasyon ilişkisi de
bunu desteklemektedir (Şekil 6 b). Diğer
yandan cevher içinde kadmiyum mineralleri
gözlenmezken kadmiyum değerlerinin yüksek
oluşu ve çinko ile pozitif korelasyon ilişkisi
göstermesi bu elementin sfaleritlerin bünyesinde
zenginleşmiş olabileceğini düşündürmek-
tedir (Şekil 6 c).

CEVHERLEŞMELERİN OLUŞUMU ve KÖKENİ

Bulgular

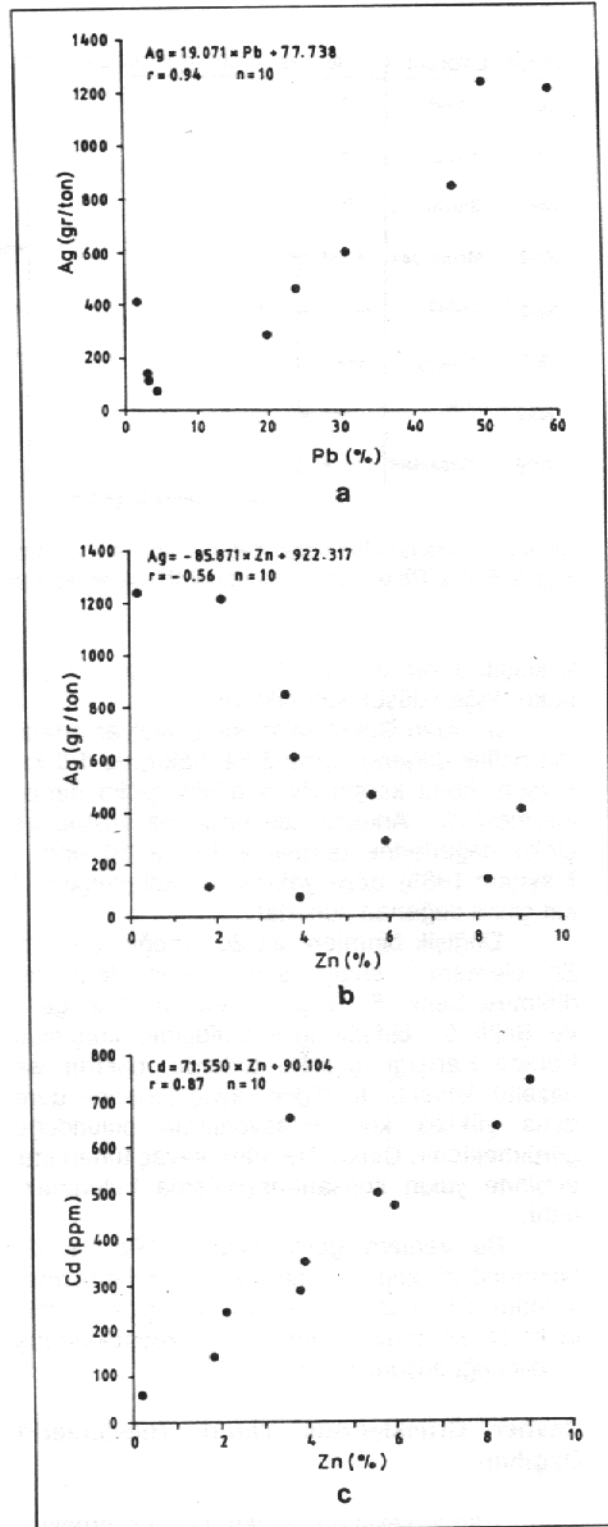
Yöredeki Pb-Zn-Ag cevherleşmelerinin
oluşum ve kökenlerinin açıklanmasına ışık
tutacak bulgular aşağıda olduğu gibi özet-
lenebilir.

1. Cevherleşmeler, Karaali Karışığına ait
kumtaşları ile kireçtaşlarının dokunağında ve
kireçtaşı bloklar içinde gelişmişlerdir.
Yüzeydeki cevher mostraları ve eski imalat
çalışmaları bu iki kayaç türünün dokunağında
gelişmiş, silika-karbonatlı travertenimsi çökeller
içinde bulunmaktadır.

2. İnceleme alanı içinde üç farklı tip
cevherleşme gözlenmiştir. Birincisi yüzeye
yakın kesimlerde kumtaşları ile kireçtaşı
bloklarının dokunaklarında silisli karbonatlı
travertenler içerisinde saçınımlar ve düzensiz
şekilli cepler şeklindedir. İkinci tip cevherleşme
G2 galerisi içinde kireçtaşlarının kırık hatlarını
ve ilişkili karstik boşluklarını dolduran damar
tipi, üçüncü tip ise kireçtaşlarının tabaka
düzlemlerine paralel olarak gelişmiş yeralma
tipi oluşumlar şeklindedirler. Damar tipi cev-
herleşmeler devamlılığı iyi ve kalın (10 cm-1
m) oluşumlar şeklinde iken, yeralma tipi
cevherleşmeler yerel oluşumlar şeklindedirler.

3. Yüzeyden alınan örneklerde limonit,
götüt, jips ve kalkofanit-aurorit gibi mineraller,
G2 galerisinden alınan örneklerde de sfalerit,
galenit, fahlerz, pirit, kalkopirit ve pirotin
gözlenmiştir. Ayrıca galeri önündeki pasalardan
alınan örneklerde kovellin, markazit, serüsit,
anglezit, malahit ve azurit gözlenmiştir. Cevher
örneklerinden yapılan incekesitlerde ise gang
minerali olarak kuvars ve kalsit gözlenmiştir.

4. Değişik kaya türlerinden alınan
örneklerin Cu-Pb-Zn içerikleri incelendiğinde
Karaali Karışığı içindeki volkanik kayaçların
tüflü kesimlerinde kurşunun, metabazaltik



Şekil 6. Cevher örneklerinde, bazı elementlerin korelasyon diyagramları (a. Ag-Pb, b. Ag-Zn, c. Cd-Zn)

Figure 6. Correlation diagrammes of some elements in the ore samples (a. Ag-Pb, b. Ag-Zn, c. Cd-Zn)

kayaçlarda ise bakırın diğer kayaç türlerine göre daha yüksek konsantrasyonlarda bulunduğu görülmektedir. Çinko tüm kayaç türlerinde birbirine yakın konsantrasyonlarda bulunmaktadır.

5. Cevher örneklerinin kimyasal incelemelerinde gümüş ve kadmiyum içeriklerinin yüksek olduğu görülmüştür. Örneklerde gümüş minerallerinin az oluşu ve gümüş ile kurşun arasındaki pozitif korelasyon ilişkisi gümüşün, galenitin içinde kurşunun yerini alarak tutuklandığına işaret etmektedir. Aynı şekilde cevher içinde kadmiyum mineralleri gözlenmezken kadmiyum değerlerinin yüksek olması ve kadmiyum ile çinko arasındaki pozitif korelasyon ilişkisi, bu elementin sfaleritlerin bünyesinde zenginleşmiş olduğunu düşündürmektedir.

Önceki Araştırmaların Görüşleri

Önceki çalışmalarda inceleme alanındaki Pb-Zn-Ag cevherleşmelerinin yataklanma şekilleri ve yankayaçları ile ilgili olarak farklı görüşler ortaya atılmıştır.

Unterhössel (1936)' e göre sahadaki kireçtaşı kitlesi genellikle cevherleşmenin tabanını oluşturur. Kireçtaşının cevhere dönüşümü tümüyle gerçekleşmemiş olup, cevher daha çok bozunmamış kireçtaşlarını içerdiğinden breş dokusu göstermektedir.

Kovenko (1937), gerek kireçtaşı breşinin ve gerekse şist-kireçtaşı serisinin varlığının, cevherin fay planında bulunduğuna işaret ettiğini söylemektedir.

Schumacher (1937), en önemli cevher kütlelerinin şistler tarafından örtülen masif kireçtaşlarının çoğunlukla dik bir şekilde eğim kazanan kontakt bölgelerinde yeraldığını söylemiştir.

Pilz (1938)' e göre cevher masif kalkerlerle kalkoşistler (mamalar) arasındaki kontakta sütunlar şeklinde bulunur. Bu sütunlar önemli derinliğe sahip olup, genişlikleri de genellikle 10-15 m arasında değişir. Masif kalker içinde sütunlar boyunca cevher cepleri oluşması halinde cevher kalınlığı önemli derecede artabilir.

Coronini (1964), cevherleşmenin yığınlı rudist kalkerleri içinde görüldüğünü, tektonik ve stratigrafik sınırlarda cevherin kalkerin yerini aldığını düşünmektedir. Ayrıca yığınlı kalkerler içinde cevherleşmiş "hortumlar" ve "sıralar" varsa da bunların kalınlıklarının az (0.1-1m) olduğunu söylemiştir.

Tartışmalar

İnceleme alanı içindeki Pb-Zn-Ag cevherleşmelerinin oluşumları ile ilgili en eski

çalışmalardan olan Unterhössel (1936)' e göre cevherleşmeler kireçtaşları ile kumtaşlarının sınırında ve tabaka düzlemlerine paralel olarak yerleşmişlerdir. Buna karşın, Kovenko (1937) ve Coronini (1964) cevherleşmelerin fay zonları ile ilişkili kırık ve çatlaklarda yer aldığını belirtmişlerdir.

Bu çalışma kapsamındaki saha gözlemlerinde; cevherleşmelerin çoğunlukla yüzeye yakın kesimlerde silisli karbonatlı travertenler içinde yeraldığı gözlenmiştir. Bununla birlikte Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarının kırık ve çatlaklarını dolduran damar tipi ve kireçtaşlarının tabaka düzlemlerine paralel olarak gelişmiş yerelma tipi şeklinde cevherleşmeler de görülmüştür. Bölgenin yaklaşık KD-GB doğrultulu bir sıkışmaya maruz kalması sonucu, Karaali Karışığı içinde sıkışma yönüne dik doğrultuda kıvrımlar ve bindirmeler gelişmiş ve bu sırada gelişen yırtılmalar sonucu, yer yer atımı az, doğrultu atımlı faylar gelişmiş ve kireçtaşları bol kırıklı çatlaklı hale gelmişlerdir. Karlıdoruk Tepe' nin kuzeybatısında Konstantin, Avide ve Avramoğlu; güneydoğu eteğinde Katır mağara ve zirvesinde ise Çökük I ile maden çıkan mağara gibi daha önce işletme yapılmış, ancak günümüzde göçmüş arama ve işletme kuyuları ile arama yarmaları bu bindirmeler ve faylar çevresinde gelişmiş silisli-karbonatlı bir zon üzerinde bulunmaktadır. Bu da cevherleşmelerin oluşumunu sağlayan sıcak su faaliyetlerinin, bu bindirme ve fay zonları ile ilişkili olduğuna işaret etmektedir. Cevherleşmelerin kireçtaşlarının tabanında ve kireçtaşı tabakalarını kesen kırık ve çatlaklar boyunca yerleşmesi yatakların epijenetik olarak oluştuklarını göstermektedir.

İnceleme alanındaki cevherleşmeleri oluşturan hidrotermal suların kökenini belirleyebilmek mümkün olmamıştır. Cevherleşme kurşun bakımından zengin olup, kurşun kaynağı olarak Karaali Karışığı içindeki volkanik kayaçların özellikle tüflü kesimleri düşünülebilir.

Cevherleşmelerin Karaali Karışığına ait Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşı blokları içerisinde gelişen kırık ve çatlakları doldurması, cevherleşmenin Alt Kretase' den daha sonra oluştuğuna işaret etmektedir. Diğer taraftan cevherleşmeler çevresindeki silisli-karbonatlı taravtenimsi çökelleri oluşturan sıcak su sistemlerinin yüzeye çıktıkları noktalarda oluşmuş olası konilerin yer yer korunmuş olması (özellikle Karlıdoruk Tepe üzerinde), cevherleşmeleri oluşturan hidrotermal çözeltilerin, güncele çok yakın bir zamanda faaliyet gösterdiğini düşündürmektedir.

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Sonuçlar

Bu çalışmada gerçekleştirilen jeolojik, mikroskopik ve kimyasal incelemelerde elde edilen sonuçlar aşağıda olduğu gibi özetlenebilir.

- İnceleme alanındaki litolojik birimlerin dizilimleri yaşlıdan gence doğru; Saraycık Metamorfitleri (Permo-Triyas), Karaali Karışığı (Üst Kretase), Alan Çökelleri (Eosen), Güyemözü Çökelleri (Miyosen) ve Alüvyonlar (Kuvaterner) şeklinde ayrılmışlardır.

-İnceleme alanı başlıca Alpin orojenezinden etkilenmiştir. Birimlerin şistozite ve tabaka düzlemleri ve tanımlanan bindirme düzlemleri ile atımı az doğrultu atımlı faylar, bölge KD-GB doğrultulu bir sıkışma rejiminin etkili olduğuna işaret etmektedir.

-İnceleme alanı içerisinde, birincisi yüzeye yakın kesimlerde kireçtaşı-kumtaşı dokanağındaki silisli-karbonatlı travertenler ile eş zamanlı oluşmuş saçınımlar ve cepler şeklinde, ikincisi Karaali Karışığına ait kireçtaşları içindeki kırık hatlarını ve ilişkili karstik boşlukları dolduran damar tipi, üçüncüsü ise kireçtaşlarının tabaka düzlemlerine paralel olarak gelişmiş yeralma tipi olmak üzere üç farklı tip cevherleşme gözlenmektedir. Damar tipi cevherleşmeler devamlılığı iyi ve kalın oluşumlar şeklinde iken, yeralma tipi cevherleşmeler yerel oluşumlar şeklindedir.

-Cevher örneklerinin mikroskop ve XRD incelemeleri sonucunda inceleme alanındaki Pb-Zn-Ag cevherleşmelerinin sfalerit, galenit, polibasit/pearseit, fahlerz, pirit ve kalkopirit, pirotin, kovellin, piroluzit, markazit, serüsit, anglezit, kalkofanit-aurorit, götit, limonit ve jips minerallerini içerdiği saptanmıştır. Cevher örneklerinden yapılan ince kesitlerde ise gang minerali olarak kuvars ve kalsit gözlenmiştir.

-Gözlenen bu minerallerden sfalerit, galenit, polibasit/pearseit, fahlerz, pirit, kalkopirit ve pirotinin birincil mineraller, kovellin, piroluzit, markazit, serüsit, anglezit, kalkofanit-aurorit, götit, limonit ve jips gibi minerallerin ise yüzeysel koşullarda birincil minerallerin bozunması sonucu oluşmuş ikincil mineraller oldukları düşünülmüştür.

-Kimyasal incelemelerde, inceleme alanındaki birimlerin eser element içerikleri açısından birtakım farklılıklar bulunduğu görülmüştür. Karaali Karışığı içindeki volkanik kayalardan tüflerin kurşun içerikleri, metabazaltların ise bakır içeriklerinin diğer kaya türlerine göre daha yüksektir. Çinko ise tüm kayaç türlerinde birbirine yakın miktarlarda

bulunmaktadır. Bu nedenle, yataklarda zengin olan kurşunun ve olasılıkla diğer elementlerin de Karaali Karışığı içindeki volkanik kayalardan kaynaklanmış olabilecekleri düşünülmüştür.

-Cevher örneklerinde Ag ve Cd içeriklerinin yüksek olmasına karşın, gümüş minerallerinin az oluşu ve kadmiyum minerallerinin hiç gözlenmemesi, bu elementlerden gümüşün, galenitin içinde kurşunun yerini alarak, kadmiyumun ise sfaleritlerin bünyesinde çinkonun yerini alarak zenginleştikleri şeklinde değerlendirilmiştir.

-Belirlenen jeolojik, mikroskopik ve kimyasal bulguların değerlendirilmesi sonucunda, yöredeki Pb-Zn-Ag cevherleşmelerinin, güncel yakın bir zamanda gelişmiş hidrotermal faaliyetlerin ürünü olarak, olasılıkla Karaali Karışığı içindeki volkanik kayalardan çözülmüş Pb ve diğer elementlerin, çoğunlukla silisli-karbonatlı travertenimsi çökeller içinde ve Üst Jura -Alt Kretase yaşlı kireçtaşları içindeki kırık, çatlak ve çözünme boşlukları içinde ve yer yer de tabaka düzlemlerine paralel gelişmiş yeralma tipi oluşumlar şeklinde zenginleştirilmeleri şeklinde oluştukları söylenebilir.

Öneriler

-Bu çalışmada, oldukça yerel sayılabilecek bir inceleme ile bilinen Pb-Zn-Ag cevherleşmeleri incelenmiş ve temel jeolojik özellikleri belirlenmiştir. İnceleme alanının batı ve kuzeybatı kesimlerine doğru yapılacak prospeksiyon çalışmaları ile yeni cevherleşmelerin bulunabilmesi mümkündür. Bu nedenle bu bölgelerde jeolojik ve jeokimyasal (özellikle dere kumu ve kolüvyon örnekleri ile) arama çalışmaları yapılmalıdır.

-Cevherleşmelerin bir kısmının Karaali Karışığı içindeki kireçtaşlarının kırık ve çatlaklarını dolduran damar tipi olması nedeniyle, bölgedeki fayları belirlemek amacıyla detay jeolojik çalışmalar yapılmalı ve bu fay zonları aranmalıdır.

-Cevherleşmelerin oluşum sıcaklıkları ve cevherleşmeye neden olan çözeltilerin özelliklerinin ve içerdikleri suyun kökeninin belirlenmesi amacıyla kuvars ve kalsit gibi gang minerallerinde ayrıntılı sıvı kapanım incelemeleri ve olanak bulunabilirse O, H ve S izotopları jeokimyası incelemeleri yapılmalıdır.

KATKI BELİRTME

M-65 ve M-89 nolu projeler kapsamında sağlanan maddi destekler için Cumhuriyet Üniversitesi Araştırma Fonu Yönetim Kurulu Başkanlığı'na, saha

çalışmaları sırasında gösterdikleri yardımlar için SİGMA Ltd. Şti. yetkililerine ve laboratuvar çalışmalarını sırasında gösterdikleri yardımlar için M.T.A. Genel Müdürlüğü ve C.Ü. Jeoloji Müh. Bölümü Jeokimya Laboratuvarı çalışanlarına, cevher mikroskopisi incelemeleri ve makalenin yayına hazırlanması sırasında gösterdiği yardımlar için Yrd. Doç. Dr. Osman KOPTAGEL' e (C.Ü.) teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

- Alp, D., 1972. Amasya yöresinin jeolojisi. İ.Ü. Fen Fakültesi Monografileri, 100s.
- Ayhan, A., 1973. Samsun ili Vezirköprü kazasının batı ve güneyine ait ön rapor. M.T.A. Rap. No: 5116, 26s.
- Bartnikov, N.S., Genkin, A.D., Dobrovol' skaya, M.G., Muravitskaya, G.N. and Filimonova, A. A., 1991. The nature of chalcopyrite inclusions in sphalerite: Exsolution, corecipation, or "Disease". *Economic Geology*, 86, 5, 1070-1083.
- Blumenthall, M., 1948. Bolu civarı ile Aşağı Kızılırmak Mecrası arasındaki Kuzey Anadolu silsilelerinin jeolojisi. M.T.A. Enst. yayınlarından, Seri B. No: 13.
- Blumenthall, M., 1950. Orta ve Aşağı Yeşilirmak bölgelerinin (Tokat, Amasya, Havza, Erbaa, Niksar) jeolojisi hakkında. M.T.A. Enst. yayınlarından, Seri D, No: 4.
- Coronini, G., 1964. Gümüşhacıköy kurşun yatağı hakkında rapor. M.T.A., Maden Etüd Dairesi Rap. No: 3513.
- Didik, S., 1982. Gümüşhacıköy (Amasya) yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları. M.T.A. Derleme Rap. No: 8122 (Yayınlanmamış).
- Folk, R.L., 1968. *Petrology of sedimentary Rocks*. Hemphill' s, Austin-Texas, 170 pp.
- Genç, Ş., Kurt, Z., Küçümen, Ö., Cevher, F., Saraç, G., Acar, Ş., Bilgi, C., Şenay, M. ve Poyraz, N., 1991. Merzifon (Amasya) dolayının jeolojisi. M.T.A. Rap. No: 61. 57s.
- Gökçe, A., 1983. Turhal antimon yataklarının maden jeolojisi. Doktora Tezi (yayınlanmamış), Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Müh. Böl., Ankara, 150 s.
- Gökçe, A. ve Köksoy, M., 1984. Turhal antimon yataklarının jeolojisi (Yataklanma şekilleri ve cevher-yankayaç ilişkileri). T. J.K. Bülteni. 27, 131-140.
- Kovenko, V., 1937. Gümüşhacıköy maden ocağı hakkında rapor. M.T.A. Rap. No: 397.
- Mason, B., 1966. *Principles of Geochemistry*. John Wiley and Sons. 329 p.
- Maynard, J.B., 1983. *Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits*. Springer-Verlag. 305 p.
- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, A., Oral, A., Özer, S., Sümengen, M. ve Tekeli, O., 1980. Kuzey Anadolu Fayı Kırşehir masifi arasının temel jeolojisi. M.T.A. Rap. No: 6722, 136 s.
- Pilz, R., 1938. Gümüşhacıköy kurşun yataklarının istikşafına dair projeler hakkında rapor. M.T.A. Rap. No: 414.
- Ramdohr, P., 1980. *The Ore Minerals and Their Intergrowths*. Second Edition. 35, 1202 pp.
- Rose, A. W., Hawkes, H. E. and Webb, J. J., 1979. *Geochemistry in mineral exploration*. Academic press inc. ltd. (London).
- Schumacher, 1937. Keban-Bolkardağ-Gümüşhacıköy-Gümüşhane-Denek madenlerindeki gümüş-kurşun-çinko zuhuratına ait rapor ve hülasa, M.T.A. Rap. No: 402.
- Unterhössel, F., 1936. Gümüşhacıköyündeki simli kurşun cevher yataklarının tetkiki hakkındaki rapor. M.T.A. Rap. No: 396.
- Van Andel, 1958. *Origin and classification of Cretaceous, Paleocene and Eocene Sandstones of Western Venezuela*. A. A. P. G. Bull., 42, 734-763.

LEVHA I / PLATE I

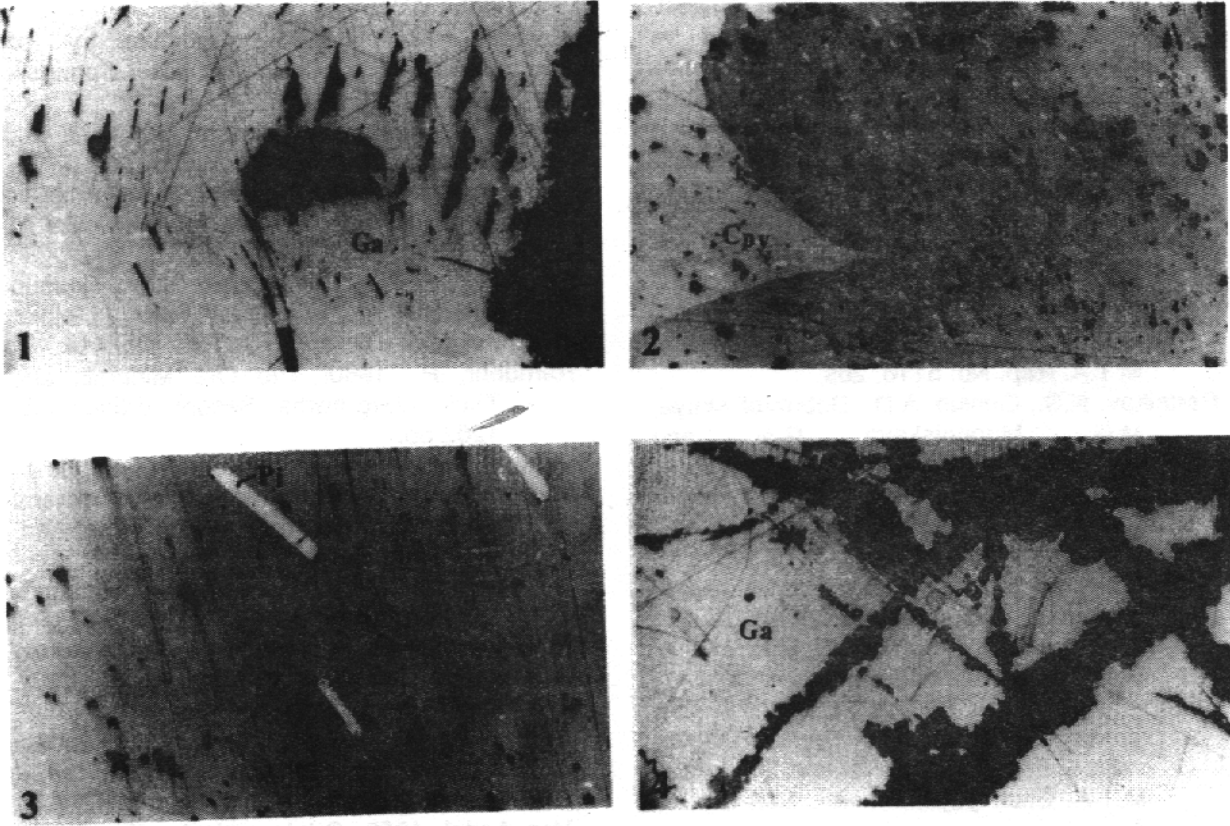


Foto 1. Galenit içinde sfalerit kapanımları (mikrofoto, Örnek No: 201, Çekim: parlatma, tek nikol, hava ortamı, büyütme: 200X, Sph: sfalerit, Ga: galenit)
 Photo 1. Sphalerite inclusions in galena (microphoto, Sample No: 201. Declination: Polished section, single nicol, air, magnification: 200X, Sph: sphalerite, Ga: galena)

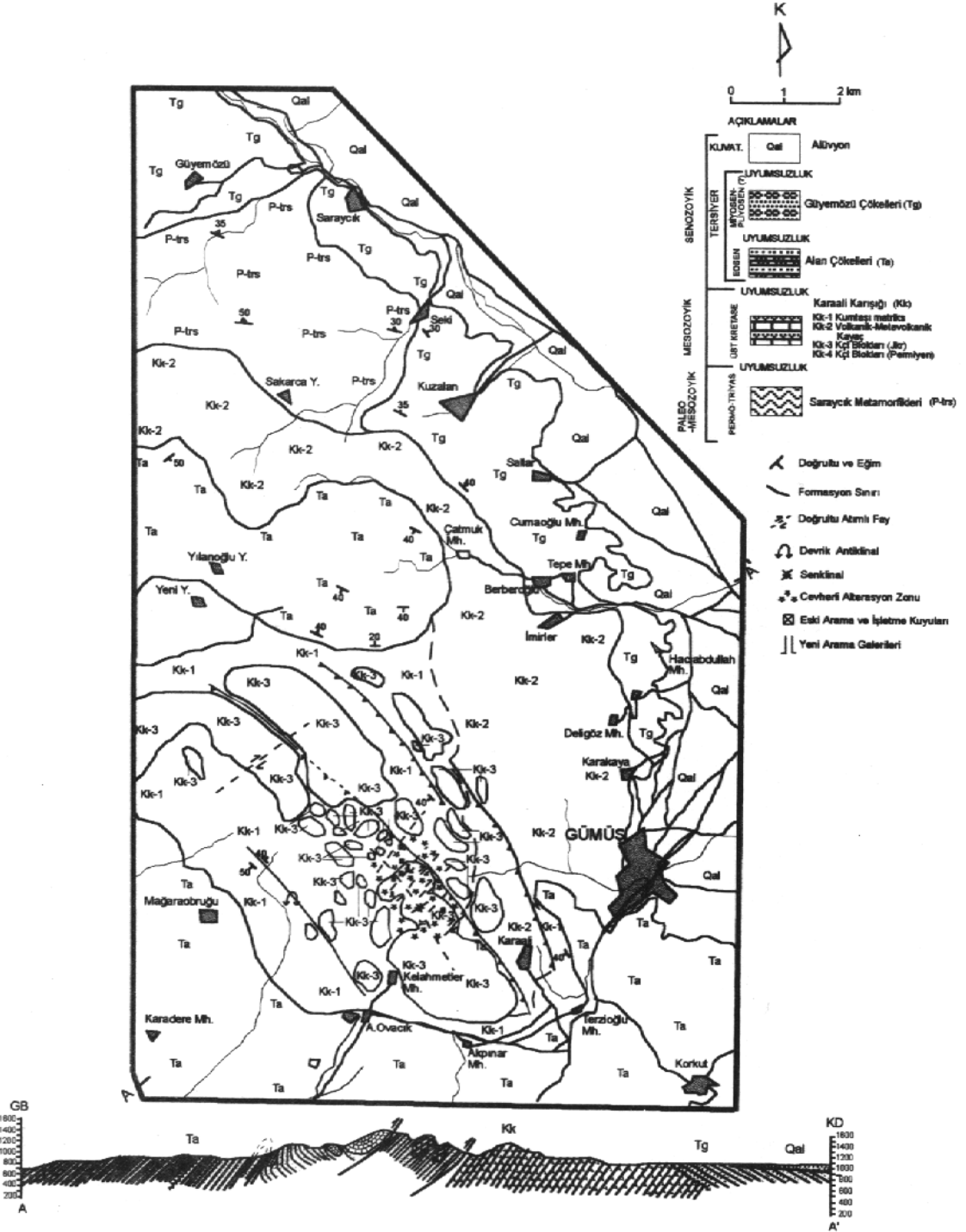
Foto 2. Sfalerit içinde kalkopirit oluşumları (mikrofoto, Örnek No: 204. Çekim: Parlatma, tek nikol, hava ortamı, büyütme: 200X, Sph: sfalerit, Cpy: kalkopirit)
 Photo 2. Chalcopyrite occurrences in sphalerite (microphoto, Sample No: 204. Declination: Polished section, single nicol, air, magnification: 200X, Sph: sphalerite, Cpy: chalcopyrite)

Foto 3. Sfalerit içinde özşekilli pirotin kapanımları (mikrofoto, Örnek No: G6/A, Çekim: parlatma, tek nikol, hava ortamı, büyütme: 200X, Sph: sfalerit, Pi: pirotin)
 Photo 3. Idiomorphic pyrothine crystals in sphalerite (microphoto, Sample No: G6/A. Declination: Polished section, single nicol, air, magnification: 200X, Sph: sphalerit, Pi: pyrothine)

Foto 4. Galenitlerin kırık ve çatlakları boyunca ikincil süreçlerle oluşmuş serüsit-anglezit kristalleri (mikrofoto, örnek No: G2. Çekim: Parlatma, tek nikol, hava ortamı, büyütme: 100X, Ga: galenit, S-A: serüsit-anglezit)
 Photo 4. Cerussite-anglesite crystals formed by secondary processes in fractures and fissures of galena (microphoto, Sample No: G2. Declination: Polished section, single nicol, air, magnification: 100X, Ga: galena, S-A: cerussite-anglesite)

Ek 1. Gümüşhacıköy (Amasya) Pb-Zn-Ag yatakları çevresinin jeolojik haritası ve kesitleri.

App. 1. Geologic map and cross sections of the vicinity of the Gümüşhacıköy (Amasya) Pb-Zn-Ag deposits.



LÜTESİYEN YAŞLI YEŞİLDERE YELPAZE DELTASI'NIN GELİŞİMİ: SİVAS HAVZASI

THE EVOLUTION OF LUTETIAN YEŞİLDERE FAN DELTA: SİVAS BASIN

Attila ÇİNER Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Beytepe-Ankara
Erdal KOŞUN Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Ankara

ÖZ : Sivas Havzası'nın doğusundaki Zara ilçesinin 35 km kadar GD'sunda yüzeyleyen Lütesiyen yaşlı Bozbel formasyonu'nun en üst kesimi burada Yeşildere yelpaze deltası olarak tanımlanmıştır. Toplam kalınlığı 250 m'yi bulan bu yelpaze deltası içerisinde delta önü, uzak ve yakınsak delta alını, alüvyal yelpaze ve alüvyal düzlük ile sabka ortamlarının varlıkları ortaya konmuştur. Bunun yanı sıra, bu ortamların üst üste gelmesi sonucu oluşan ve tane boyunun yukarı doğru artması ve ortamın sıklaşması ile kendini belli eden 4 adet çevrim (50-100 m kalınlık) de gözlenmektedir. Bu çevrimler delta loblarının ilerlemesi sonucu gelişmiş olup, 4. çevrimin en üst kesiminde evaporasyonun artması sonucu masif jipslerin çökelediği bir sabka ortamı yaratmıştır.

Sediman getiriminin bol ve çok hızlı olduğu bir ortamda gelişmiş olan Yeşildere yelpaze deltasında gözlenen çevrimler, olasılıkla delta loblarının yanal olarak yer değiştirmesi gibi "autocyclic" mekanizmalar tarafından kontrol edilmişlerdir. Sistemin en üst kesiminde gözlenen ve yanal eşdeğerleri Sivas Havzası'nın bir çok yerinde de bulunan jipsler ise "allocyclic" bir mekanizma sayesinde (olasılıkla tectono-östatik etmenler) alçalan deniz seviyesinin, bir sabka ortamı yaratması ile açıklanabilir.

ABSTRACT : The uppermost part of Lutetian aged Bozbel formation outcropping in 35 km SE of Zara (Sivas Basin) is here named as Yeşildere fan-delta. Pro-delta, distal and proximal delta front, alluvial fan, alluvial plain and sebkha environments are recognized in this 250 m thick fan-delta. Besides, 4 coarsening and shallowing upward cycles of 50-100 m thick are identified. These cycles were developed by the progradation of deltaic lobes. A sebkhaic environment represented by massive gypsums formed on the uppermost part of the 4th cycle as the evaporation increased.

The high amount and very rapid sediment supply in Yeşildere fan-delta indicates that the cycles observed were probably controlled by autocyclic processes such as a lateral shift in the deltaic lobes. Sebkhaic gypsum deposits observed in the uppermost part of the fan-delta system and in coeval sediments in Sivas Basin were formed after a decrease in sea level probably controlled by tectono-eustatic allocyclic factors.

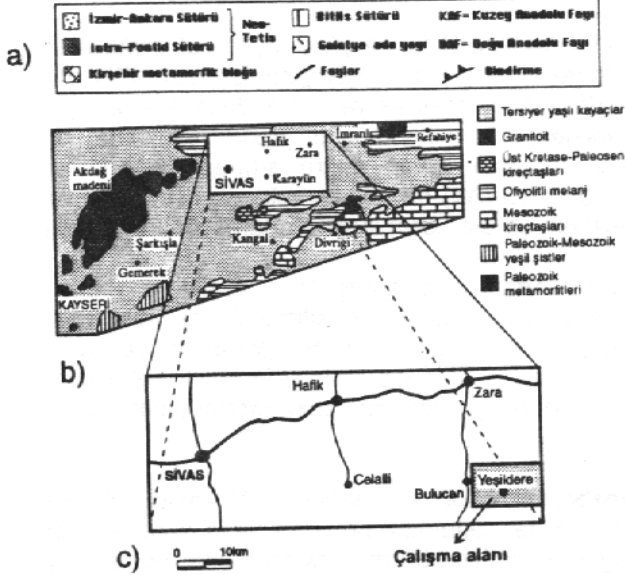
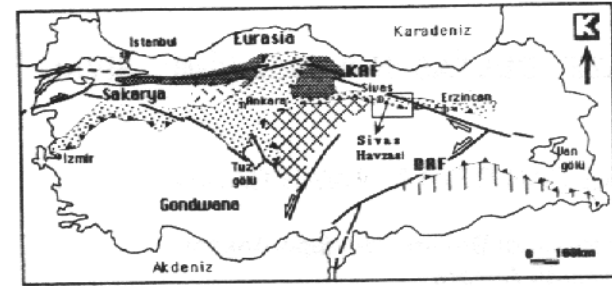
GİRİŞ

Yeşildere yelpaze deltası ("fan delta") Sivas havzasında Zara ilçesinin 35 km GD'sunda yer alan Yeşildere köyü civarında (1/39 c1 paftası) Lütesiyen yaşlı Bozbel formasyonu'nun en üst kesiminde gelişmiş bir sistemdir (Şekil 1). İlk olarak Holmes (1965) tarafından tanımlanan yelpaze deltalarının karasal uzantıları bir alüvyon yelpazesi olup bu ilişki çalışılan alanda açık bir şekilde gözlenmektedir. Ayrıca tipi ne olursa olsun, bir deltanın denize doğru ilerlemesi ("progradation") sonucu gelişen morfolojik elemanlardan delta önü ve delta alını'nın ("pro-delta and delta front") çeşitli kesimleri ile alüvyal yelpaze ve alüvyal düzlüğe ait sedimanlar Yeşilderede de izlenebilmektedir.

Makalenin amaçlarından biri burada ilk defa olarak tanımlanan Yeşildere yelpaze deltasında gözlenen fasiyeler aracılığı ile çökel ortamların belirlenmesidir. Ayrıca, yukarıda anılan ortamların üst üste gelmesi sonucu oluşan ve yukarı doğru tane boyunun artması ile kendini belli eden 50-100 m kalınlıktaki pozitif çevrimler ("cycles") aracılığı ile deltanın zaman ve mekan içindeki gelişimi ortaya konmaya çalışılmıştır.

TEKTONİK VE STRATİGRAFİK KONUM

Geç Kretase'den Neotektonik dönemin başlangıcına (Orta-Geç Miyosen) kadar K-G yönlü bir sıkışma rejiminin etkisinde kalmış olan Sivas Havzası'nın da içinde bulunduğu Orta Anadolu havzaları, Arap-Anadolu levhalarının çarpışmasını takip eden

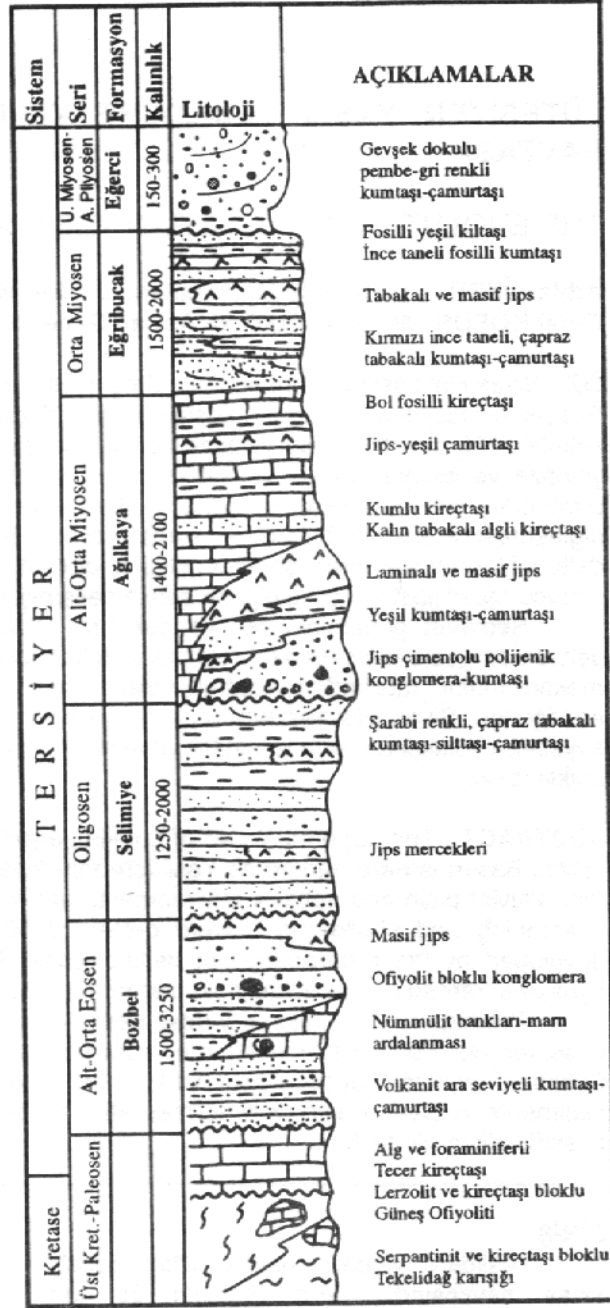


Şekil 1. a) Türkiye'nin tektonik hatları (Koçyiğit'ten, 1991 uyarlanmıştır), b) Sivas havzasında yüzeylenen birimler (Çubuk ve diğ.'den 1994 sadeleştirilmiştir), c) Çalışma alanı yer bulduru haritası.

Figure 1. a) Tectonic trends of Turkey (adapted from Koçyiğit, 1991), b) The units outcropped in the Sivas basin (simplified from Çubuk et al., 1994), c) Location map of study area.

Neotektonik dönemde Kuzey Anadolu Fay'ı ve Doğu Anadolu Fay'ı arasında B'ya doğru kaçışın etkisi ile bir gerilme rejimi etkisi altına girmişlerdir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Poisson et al., 1992). Ries (1985) ve Cater et al. (1991) Sivas havzasının Geç Eosen-Oligosen'den itibaren yükselmiş havza önu ("uplifted foreland basin") karakteri kazandığını belirtmektedirler.

Sivas Havzası Erken Tersiyer'de şekillenmeye başlamış bir havza olup Pliosen'e kadar kilometrelerce kalınlığa ulaşan bir sedimanter istif ile temsil olunur (Şekil 2). Havza'nın temel kayaçlarını B ve KB'da Kırşehir Bloğu'na ait (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör ve diğ., 1985) kalkıştı, mermer ve gnays içeren Akdağmadeni metamorfileri, K'de



Şekil 2. Sivas Tersiyer havzasının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Eosen ve daha yaşlı kayaçların stratigrafisi Çubuk ve diğ.'den, 1994; Miyosen yaşlı kayaçların stratigrafisi ise Çiner ve diğ.'den 1994 alınmıştır).

Figure 2. Generalized stratigraphic section of Sivas Tertiary basin (Stratigraphy of Eocene and older rocks from Çubuk et al. 1994, that of Miocene from Çiner et al. 1995).

bu metamorfileri üzerleyen pelajik kireçtaşları ile volkanosedimanter kayaçlardan oluşmuş Tekelidağ ofiyolitli karışığı (Terlemez ve Yılmaz, 1980), KD'da ve D'da Refahiye ofiyolitli

karişığı (Aktimur ve diğ., 1988), GD'da Munzur kireçtaşları (Özgül, 1981), G'de ise Hınzırdağ metamorfileri (Erkan ve diğ., 1978) ile ultramafik, gabroik kayaçlar ve spilit-diabazlar ile onların piroklastik türevlerini içeren Güneş ofiyoliti (Bayhan, 1980) ve Tecer kireçtaşları (İnan ve İnan, 1990) oluşturur (Şekil 1).

Temel kayaçları Erken-Orta Eosen yaşlı Bozbel formasyonu tarafından açılmal bir uyumsuzlukla üzerlenirler. Bozbel formasyonu Sivas Havzası'nın G ve GD kesimlerinde tipik olarak boz-açık kahverengi renkli, 1-10 cm arasında değişen ince taneli ve türbid akıntı kökenli kumtaşı-çamurtaşı ardalımları ve bunları zaman zaman kesen altere tuf tabakaları ile gabro, andezit ve kireçtaşı blokları tarafından temsil edilir. B ve KB'da ise şelf üzerinde gelişmiş nümümlütlü kireçtaşlarından oluşmuştur. Toplam kalınlığın 1500 ile 3250 m arasında değiştiği bilinen formasyonun (Kurtman, 1973; Aktimur ve diğ., 1988) en üst kesimini Bulucan ilçesi civarında bu çalışmada Yeşildere yelpaze deltası olarak adlandırılan ve kalınlığı 250 m'yi bulan çökeller oluşturur. Formasyon havzanın büyük bir kesiminde Oligosen yaşlı Selimiye formasyonu tarafından açılmal bir uyumsuzlukla üzerlenmektedir. Selimiye formasyonu (1250-2000 m) lagüner ve menderesli ırmak ürünü şarabi renkli kumtaşlarından meydana gelmiştir (Kurtman, 1973; Çiner ve diğ., 1995).

Selimiye formasyonu Miyosen yaşlı çökellerden açılmal bir uyumsuzlukla ayrılır. Çeşitli araştırmacılar tarafından değişik adlar altında tanımlanmış olan Miyosen çökelleri, bu makalenin amacının Orta Eosen yaşlı Yeşildere yelpaze deltasının irdelenmesi olduğu için ele alınmamıştır. Ancak, Kurtman (1973) tarafından Karacaören ve Hafik formasyonları olarak adlandırılan Miyosen serilerinin, Çiner ve Koşun (1996) ile Çiner et al. (1996) tarafından Ağılıkaya (Alt-Orta Miyosen) ve Eğribucak (Orta Miyosen) formasyonları olarak adlandırıldıkları ve bu serilerin Aktimur ve diğ. (1988), Gökçe ve Ceyhan (1988) ve Çubuk ve diğ. (1994) tarafından detaylı olarak ele alındıkları söylenebilir.

Sivas'ın D ve KD'su ile Hafik K'inde geniş yayılım sunan ve alt dokanağı Orta Miyosen yaşlı Eğribucak formasyonu ile açılmal uyumsuz olan Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı birim ise Sümengen ve diğ. (1987) tarafından Eğerci formasyonu olarak adlanmıştır. Formasyon, kalınlığı 300 m'yi bulan pembe-gri renkli, gevşek dokulu, dayanımsız kumtaşı-çakıltaşı ardalımları ile çamurtaşı-silttaşı ara düzeylerinden oluşur. Bu fasiyeler

akarsu ve gölsel çökellerin ürünleri olarak yorumlanmışlardır.

YEŞİLDERE YELPAZE DELTASI FASİYESLERİ

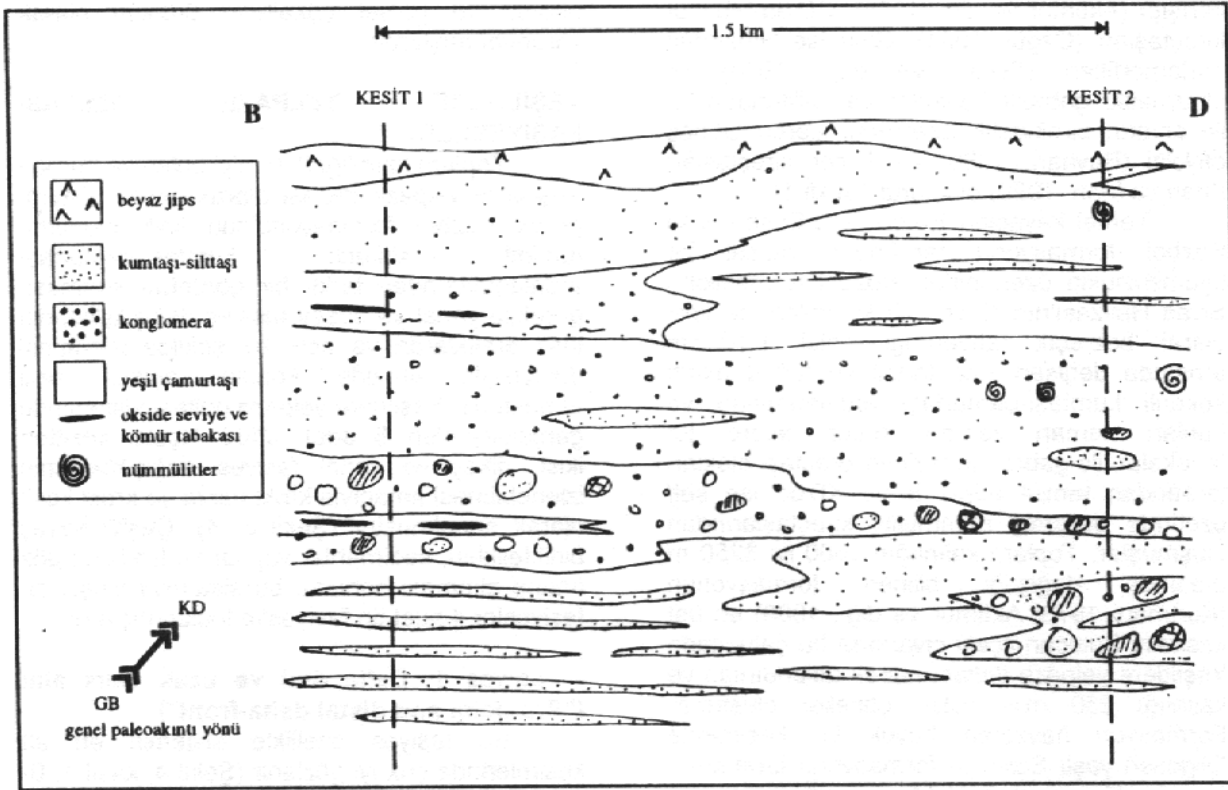
Toplam kalınlığı 250 m'yi bulan ve burada Yeşildere yelpaze deltası olarak anılan sistem, gerek Bozbel formasyonu'nun tipik monoton türbidit kökenli kumtaşı-çamurtaşı ardalımlarından farklı bir görünüm sunması, gerekse yanal ve düşey fasiyes değişikliklerinin kısa aralıklarda ve açık bir şekilde izlenmesi dolayısıyla arazide kendini açıkça belli etmektedir. Yeşildere yelpaze deltası sisteminde gerçekleştirilen 5 adet 1/100 ölçekli kesitten ikisi, dikey ve yanal fasiyes değişikliklerinin izlenebilmesi amacıyla kroki harita ve kroki kesit olarak sunulmuştur (Şekil 3, 4). Çeşitli kayaç birliktelikleri, sedimanter yapılar ve fosillerin göz önüne alınması sonucu, bu sistemini oluşturan fasiyeler 4 adet tip fasiyes'te toplanmıştır.

- Fasiyes 1: Delta önü ve uzak delta alını ("Pro-delta and distal delta-front")

Bu fasiyes özellikle sistemin en alt kesimlerinde çok iyi gözlenir (Şekil 4, kesit 1, 0-80 m'ler arası; Şekil 5a). Genelde ince-orta tane ve tabakalı (10-20 cm) kumtaşlarının, yeşil renkli çamurtaşları ve silttaşları ile ardalımlarından oluşur. Tabakalar zaman zaman merceksi bir görünüm sunarlar ve yanal olarak inceleyerek çamurtaşlarına geçerler. Tabakaların üst kısımlarında az da olsa küçük boyutlu akıntı ve dalga ripilları bulunur. Alt kesimlerinde ise cm boyutunda oygu izleri zaman zaman gözlenir.

Fasiyesin gözleendiği diğer bir kesim de yelpaze deltası'nın üst kesimlerine denk gelir (Şekil 4, kesit 2, 165-255 m'ler arası). Burada ince taneli kumtaşları ile ardalımları yeşil çamurtaşları içinde bol miktarda nümümlüt kavkılara (*Nummulites uroniensis* A. Heime, *Nummulites gallensis* A. Heime, *Nummulites cf. brongniarti* d'Archiac) rastlanır. Dolayısıyla Bozbel formasyonu için Kurtman (1973) tarafından verilen Lütesiyen yaşlı çalışılan alan için de geçerlidir. B'ya doğru çamurtaşları giderek kaybolur ve kumtaşlarının tabaka ve tane boyları artarak gittikçe masif bir hal alır. Bu kesimlerde homojen kumtaşlarının ani çökmesine işaret eden konvolüt tabakalar ve bazı slump yapıları da gözlenmektedir (Şekil 5b).

Fasiyes 1, bir yelpaze deltası'nın sığ bir denizde sualtı akıntıları ile delta önü ve uzak delta alınına ("distal delta-front") kadar taşınmış kesimlerinde oluşan fasiyeler ile temsil olunur. Çamurtaşları içindeki ince tabakalı kumtaşları



Şekil 3. Yeşildere yelpaze deltası çökellerinin fotomozaiklerden yararlanılarak gerçekleştirilmiş, dikey ve yanal fasiyes değişimlerini gösteren kroki.

Figure 3. Schematic map showing vertical and lateral facies variations of Yeşildere fan-delta sediments, made use of photomosaics.

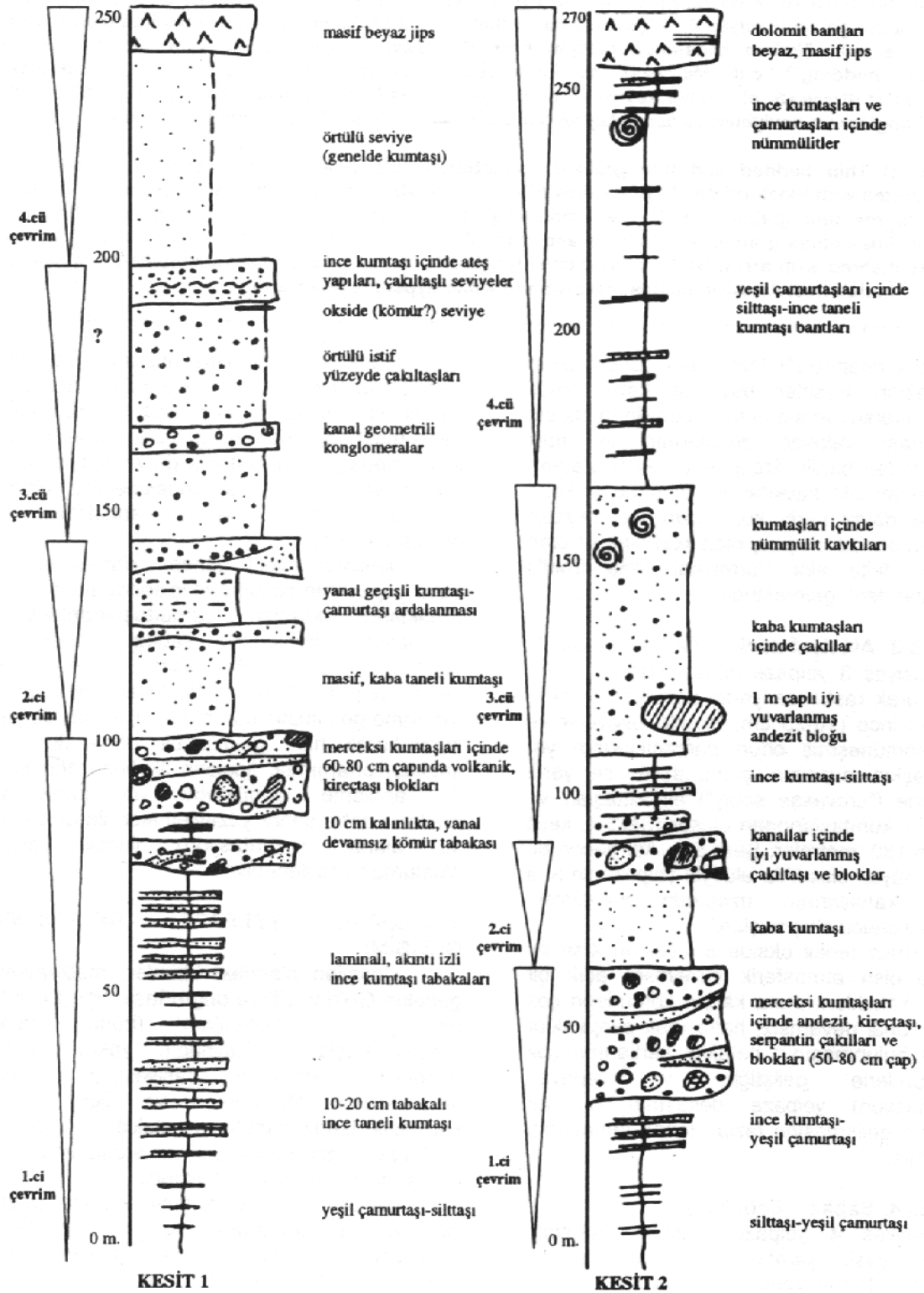
olasılıkla delta önü ortamına kadar ulaşan türbidit akıntılarının ürünüdürler. Ripil marklı, homojen kumtaşları ve deformasyon yapıları (konvolüt tabakalar ve slumplar), özellikle eğimin fazla olduğu kesimlerde, malzemenin ani bir şekilde çökeldiğini gösterir (Kuenen, 1958; Vos, 1981).

- Fasiyes 2: Alüvyal yelpaze ve yakınsak delta alını ("Alluvial fan and proximal delta-front")

Fasiyes 2, 2-20 m genişlik ve 1-3 m kalınlıktaki kanallar içinde yer alan, ince-kaba taneli kumtaşları ve bunlara yanal ve dikey olarak geçiş yapan bloklu konglomeralar ile temsil edilir (Şekil 4, kesit 1, 80-200 m arası ve kesit 2, 35-165 m arası; Şekil 5c, d). Konglomeraları oluşturan çakıllar orta-iyi boylanmış olup 1-4 cm ile 10-25 cm arasında değişen bimodal bir tane boyu dağılımı gösterirler. Genelde andezit ve ofiyolitlerden türemiş çakılların egemen olduğu bu konglomeralar içinde çapları 60-80 cm arasında değişen volkanik ve kireçtaşı blokları da bulunabilir (Şekil 5a). Nadiren de olsa çapı 1 m'yi geçen iyi yuvarlanmış andezit blokları,

çakıllı kaba kumtaşları içinde gözlenmiştir. Konglomeralar genelde 1 ile 4 m kalınlıkta olup yanal olarak 5 ile 100 m'ye varan mercekler şeklindedirler. Tabakalanmanın gözlenmemesi, konglomeraların kumtaşlarını çoğu zaman aşınmalı bir şekilde kesmesi ve çakıllarda herhangi bir derecelenmenin bulunmaması (aksine blokların konglomeraların hem alt hem de üst kesimlerinde tamamen gelişigüzel bulunması) bunların kütle akmaları sonucu yerleştikleri izlenimini vermektedir.

Fasiyes 2 Holmes (1965)'un malzemeyi taşıyan nehrin tipine göre sınıflandırdığı, kaba tanece zengin alüvyal yelpazelerin denize doğrudan dökülmesi ile oluşan deltalar için kullandığı yelpaze deltası tanımındaki delta alını çökellerine çok benzerlik göstermektedir. Bloklu konglomeralar ve kumtaşları ile dolmuş kanallar büyük olasılıkla yelpaze deltasının karasal kesimine ait olan alüvyal yelpazenin kaotik çökellerini ve örtü akıntılarını ("sheet flow") temsil etmektedirler. Bunun yanı sıra kanallarda ara sıra gözlenen paralel ve çapraz tabakalı çakıllı kumtaşlarının örgülü ırmak veya ağır barlarının dağıtım kanalları ("mouth bar



Şekil 4. Yeşildere yelpaze deltası ölçülü dikme kesitleri

Figure 4. Measured columnar sections of Yeşildere fan-delta.

Şekil 5. a) İnce tabakalı ve taneli, ripilli kumtaşlarının (Fasiyes 1) kütle akmaları sonucu yerleşmiş bloklu konglomeralara geçişi (Fasiyes 2). Ölçek: kumtaşlarının üzerindeki kalem, b) İnce taneli kumtaşları içinde gözlenen ve ani çökme esnasında gelişen bir deformasyona işaret eden konvolüt tabakalanma ("convolute bedding"), c,d) Merceksi ince-kaba taneli kumtaşları ile kütle akması ürünü bloklu konglomeralar (Fasiyes2), e) Okside seviye ve ok ile işaretli kömür parçacıkları (Fasiyes 3), f) Nümmülitli kumtaşı-konglomera seviyeleri ve çamurtaşları. Ok üst kesimdeki masif, beyaz jipsleri işaret etmektedir.

Figure 5. a) Thin bedded and fine grained sandstones with flow ripple (Facies 1), transition to conglomerates with block related to mass flow (Facies 2). Scale : pencil on the sandstones, b) Convolute bedding in the fine grained sandstones indicating a deformation during rapid sedimentation, c,d) Lenticular, fine-coarse grained sandstones and mass flow conglomerates with block (Facies 2), e) Coal fragments marked with arrow and oxidized level (Facies 3), f) Sandstone with nummulite-conglomerate levels and mudstones. Arrow indicates massive and white gypsums (Facies 4).

distributory channels") tarafından çöktürdükleri düşünülebilir. Kesitler boyunca kaba taneli karasal (akarsu) ve sığ denizel çökellerin sık sık araldanması yelpaze deltalarının en tipik özelliklerinden biridir (McGoven, 1970). Zaman zaman nümmülit kavkılarının bulunduğu kaba taneli ve dalga ripilli kumtaşları ise yelpaze deltasının denize ulaşmış olan kesimine ait olan yakınsak delta alını ("proximal delta front") çökellerine denk gelmektedir.

- Fasiyes 3: Alüviyal düzlük ("Alluvial plain")

Fasiyes 3 yelpaze deltası sistemi içinde ender olarak rastlanan yanal devamsız (birkaç 10 m) ve ince (10-25 cm) okside seviyeler ve içinde kömürleşmiş odun parçacıklarının yer aldığı taşkın ovasının çamurtaşları ile yarık çökellerine ("crevasse splay") ait silttaşları ve ince taneli kumtaşlarından oluşur (Şekil 4, kesit 1, 80. ve 180. metreler; Şekil 5e). Adı geçen bu çökeller büyük olasılıkla alüviyal yelpazenin ana dağıtım kanallarının uzağında mevsimsel taşkınlar sonucu oluşmuşlardır.

Kırmızı renkli okside seviyelerin kısa bir süre de olsa atmosferik etmenlere açık bir ortamda kaldıkları, buna karşın kömürlerin çok ince ve yanal devamsız, hatta ufak parçacıklar şeklinde bulunmasının bataklık şartlarının çok az sürelerle geliştiğini ve ilerleyen (progradasyon) yelpaze deltasının bu tür ortamların gelişmesine fazla olanak tanımadığı söylenebilir.

- Fasiyes 4: Sabka ("Sebkha")

Fasiyes 4 yelpaze deltası sisteminin Oligosen yaşlı şarabi renkli kumtaşlarına (Selimiye formasyonu) geçmeden önce gözlenen 10-15 m kadar bir kalınlığa sahip beyaz renkli masif jipslerden oluşur (Şekil 4, her iki kesitin en üst seviyeleri; Şekil 5f). Jipslerde kümes teli ("chicken wire") ve çadır yapılarına ("tepee structures") sıkça rastlanır. Masif jipslerin içinde nadiren de olsa birkaç cm kalınlığında dolomitli kireçtaşı laminaları ve

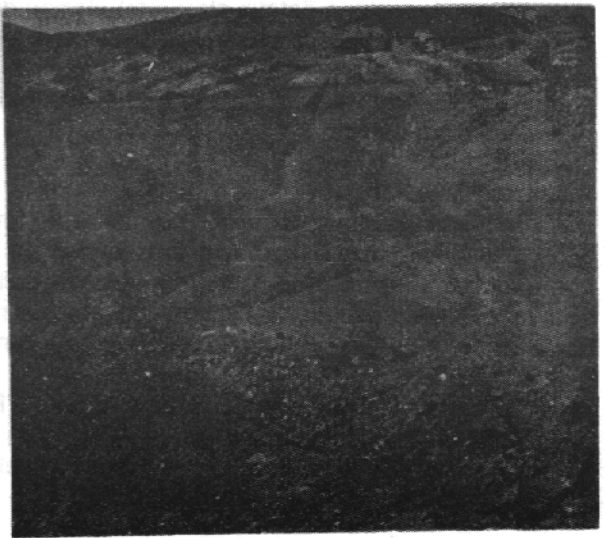
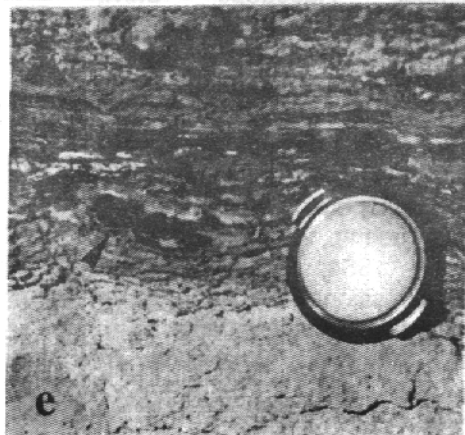
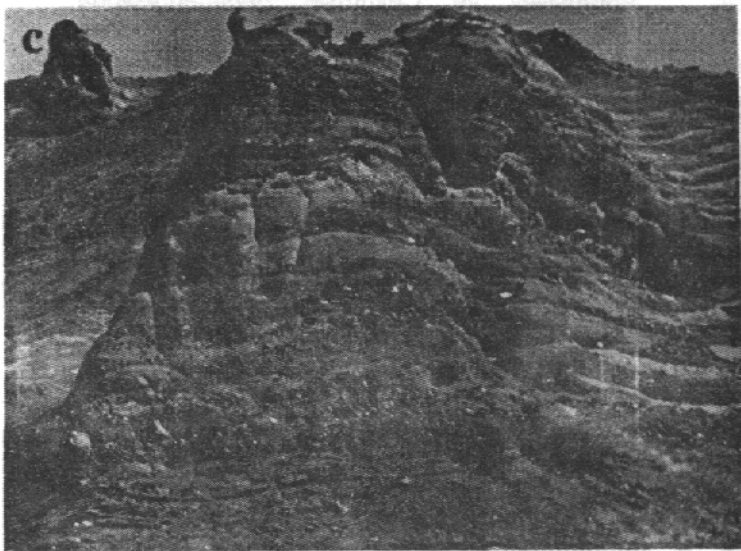
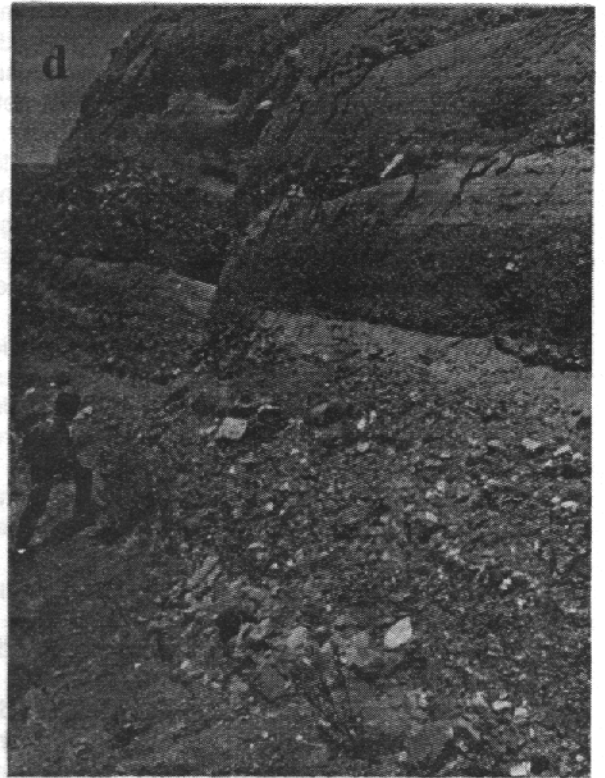
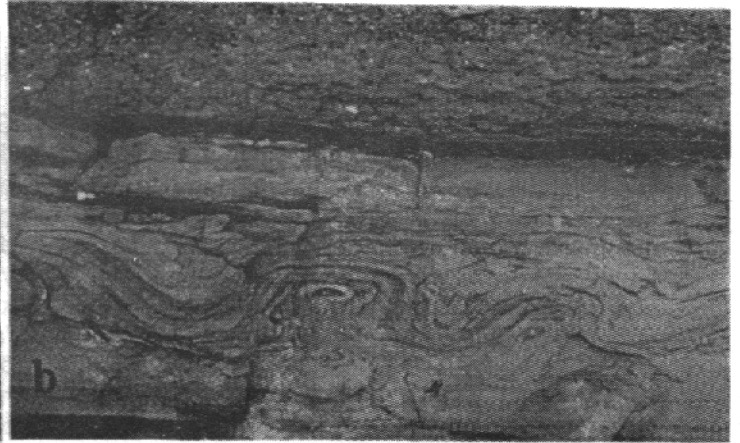
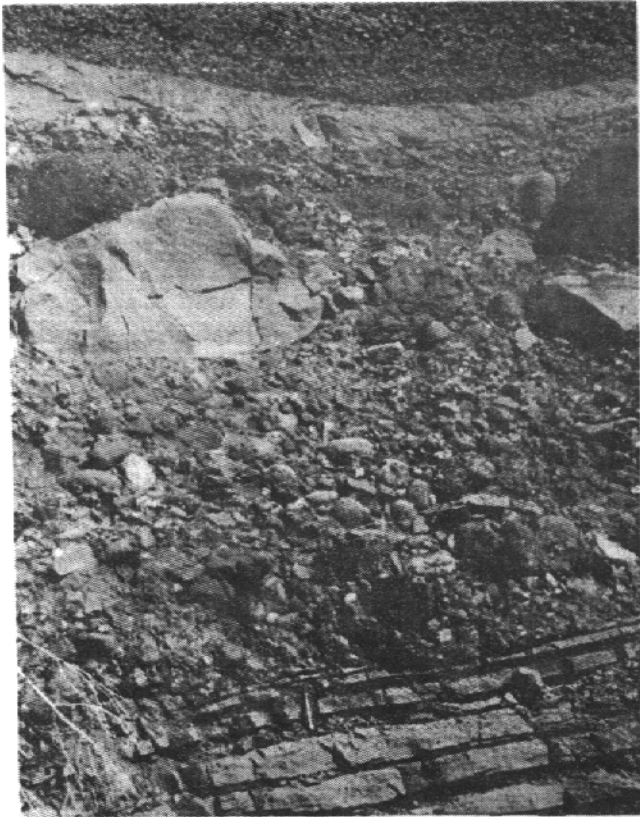
kırmızı renkli kumtaşı-kiltaşı arakatıkları yer alır. Hardie ve diğ. (1978) tarafından "balatino" olarak adlandırılan bu jips-kiltaşı araldanmaları mevsimsel değişimleri gösterir. Mikroskopik incelemede porfiroblastlarla (iri kristalli, sınırları belirgin ve optik özellikleri incelenebilen) birlikte kenarları yenmiş, kalıntı anhidritler de gözlenmektedir.

Jipslerin masif olması, kümes teli ve çadır yapılarının bolluğu ve içlerinde menderesli ırmakların kırmızı çamurtaşı-kumtaşlarını içermeleri bunların sabka ortamında oluştuklarını belirtir (Bouroullec, 1979). Sonuç olarak yelpaze deltasını besleyen kaba taneli malzeme getiriminin son bulduğu, iklimin de yarı kurak-kurak hale geldiği bir dönemde, kıyı sabkası ortamında, jipslerin ilk önce gömülme ile anhidrite dönüştüğü (dehidratasyon), bunların daha sonra yüzeylemeleri ile de tekrar su alarak (hidratasyon) ikincil jipsleri oluşturduğu söylenebilir.

YEŞİLDERE YELPAZE DELTASI'NIN GELİŞİMİ

Çalışılan alandaki birimler, malzemenin genelde GB'dan KD'ya doğru taşındığı (Şekil 3) bir yelpaze deltası'nın ürünü olarak yorumlanmışlardır. Kaynağın yakın olması nedeniyle gözlenen fasiyeslerin yanal devamsızlığı (McPherson ve diğ., 1987), karmaşık debriz akıntıları ve bloklar, sığ denizel ve karasal fasiyeslerin sık sık araldanması bu görüşümüzü destekler niteliktedir.

Bunun yanısıra deltanın denize doğru ilerlemesi (progradasyon) sonucu oluşmuş 4 adet çevrim de tanımlanmıştır. Yukarı doğru tane ve tabaka boyunun arttığı bu pozitif çevrimler Şekil 4'de ters üçgenler aracılığı ile gösterilmişlerdir. Özellikle 1. çevrim tipik bir delta lob'unu göstermesi bakımından ilginçtir. Şekil 4'de görüldüğü üzere her iki kesitte de uzak delta alınının ince taneli kumtaşları ve çamurtaşları (Fasiyes 1) üzerine, yakınsak delta alınının ince-kaba taneli kumtaşları ile bloklu



konglomeraları (Fasiyes 2) gelmektedir. 2. ve 3. çevrimlerde bu ilişki 1.si kadar bariz olmasa bile çevrimler içinde yukarı doğru gittikçe tane boyunun artması ve ortamın sığlaştığına dair veriler, bunların birer delta lobu olarak yorumlanabilmesine olanak tanımaktadır. 4. ve son çevrimin alt kesimlerindeki sığ denizel nümürlü çamurtaşları ile ince taneli kumtaşı tabakaları, ortamın giderek sığlaşması ve evaporasyonun artması sonucu yerlerini jipslerin çökeldiği bir sabka ortamına bırakmışlardır.

YELPAZE DELTASI'NDA ÇEVİMLERİ KONTROL EDEN ETMENLER

Sedimanter havzalarda, çalışılan alanda olduğu gibi deniz-kara geçişlerinin bulunduğu ortamlar jeolojik sistemin dengesinde gelebilecek en ufak değişikliklerin bile detaylı olarak gözlenebileceği ayrıcalıklı alanlardır. Bir sedimanter sistemde havzanın içinde gelişen olayların kontrol ettiği "autocyclic" mekanizmalar sistemin enerjisini ve sediman akışının değişimini belirlemekten ziyade sistem içerisindeki enerjinin dağılımını etkilerler (Beerbower, 1964). Bunlara örnek olarak ise kanalların ve delta loblarının göçü ("migration") veya sıkışma ("compaction") sonucu oluşan sübidans verilebilir. Diğer taraftan, deniz seviyesi değişimleri, iklim değişiklikleri, yöresel ve küresel tektonizma gibi havza harici, dış etmenlere bağlı olan "allocyclic" mekanizmalar sedimanter sistemin enerjisini kontrol ederler (Hayward, 1985).

Kanımızca, Yeşildere yelpaze deltasında oluşmuş çevrimler, sediman getiriminin de çok hızlı olduğu göz önüne alındığında, delta loblarının yanal olarak yer değiştirmesi gibi "autocyclic" mekanizmaların daha etkili olduğu bir ortamda gelişmişlerdir. Buna karşın, "allocyclic" bir mekanizma sayesinde (havzanın tektonik konumu göz önüne alındığında olasılıkla tectono-östatik etmenler) alçalan deniz seviyesinin, o dönemde havzanın birkaç yerinde gözlenen sabka ortamlarının, 4. çevrimin üst kesimlerinde de oluşmasına neden olduğu düşünülmektedir.

SONUÇLAR

Sivas Havzası'nın GD'sunda yüzeyleyen Lütésiyen yaşlı Bozbel formasyonu'nun en üst kesimi bu makalede Yeşildere yelpaze deltası olarak tanımlanmıştır. Toplam kalınlığı 250 m'yi bulan bu delta aşağıdaki ortamlar ile temsil edilir:

- Fasiyes 1: Delta önü ve uzak delta alını ("Pro-delta and distal delta-front")
- Fasiyes 2: Alüvyal yelpaze ve yakınsak delta alını ("Alluvial fan and proximal delta-front")

- Fasiyes 3: Alüvyal düzlük ("Alluvial plain")
- Fasiyes 4: Sabka ("Sebkha")

Bol miktarda malzemenin hızlı bir şekilde GB'dan KD'ya doğru taşındığı Yeşildere yelpaze deltasında, tane boyunun yukarı doğru arttığı buna karşın su derinliğinin azaldığı 4 adet çevrim gözlenmektedir. Bu çevrimler olasılıkla delta loblarının yanal yer değiştirmeleri sonucu, yani "autocyclic" mekanizmalar tarafından kontrol edilmişlerdir. Bunun yanı sıra, "allocyclic" bir mekanizmanın (olasılıkla tectono-östatik etmenler) deniz seviyesini düşürdüğü, ve havzanın birkaç yerinde gözlenen sabka ortamlarının, sistemin en üst kesimlerinde de oluştuğu düşünülmektedir. Nedeni ne olursa olsun Yeşildere yelpaze deltasında gelişen çevrimler deltalarda oluşan pozitif çevrimlere iyi bir örnek oluşturmaktadırlar. Bu çevrimler, Lütésiyen sonuna doğru hız kazanan regresyon ve yelpaze deltasının zaman ve mekan içindeki gelişimi ile doğrudan ilişkilidirler.

KATKI BELİRTME

Bu makale, 1992-1995 yılları arasında TÜBİTAK (YBAG-064) tarafından desteklenen "Sivas Havzası'nın Sedimantolojisi, Ekonomik Potansiyeli ve Çevrimsel Sedimantasyona Örnekler" adlı projenin bir bölümünden oluşmaktadır. Arazi çalışmaları aşamasında görüşlerinden yararlandığımız MTA'dan Faruk Ocakoğlu ve Berk Besbelli'ye ve lojistik desteklerini esirgemeyen MTA'nın Hafik ve Zara kampı personeline teşekkürlerimizi sunarız.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aktimur, H. T., Atalay, Z., Tekirli, M. E., Ateş, Ş. ve Yurdakul, M. E., 1988, Munzur Dağları ile Çavuşdağı arasının jeolojisi: M.T.A. Rap. (yayımlanmamış), Der. No: 8320.
- Bayhan, H., 1980, Güneş-Soğucak (Divriği-Sivas) yöresinin jeolojik, mineralojik, petrografik-petrolojik ve metalojenik incelemesi: Hacettepe Üniv., Yerbilimleri Enst., Doktora Tezi (yayımlanmamış), 206 s.
- Bouroullac, J., 1979, Etude séquentielle du toit de la série évaporitique du Lias inférieur dans un puits du bassin Aquitain, France du sud-Ouest. Dans: "Dépôts évaporitiques", Editions Technip, 29-31.
- Beerbower, J. R., 1964, Cyclothem and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. In: Merriam, D.F. (Ed.), "Symposium on

- cyclic sedimentation". Bull. Kansas Geol. Survey, 169, 31-42.
- Cater, J. M. L., Hanna, S. S., Ries, A. C. and Turner, R., 1991, Tertiary evolution of the Sivas Basin, central Turkey: Tectonophysics, 195, 29-46.
- Çiner, A., Koşun, E. ve Çubuk, Y., 1995, Sivas Havzası'nın Sedimentolojisi, Ekonomik Potansiyeli ve Çevrimsel Sedimentasyona Örnekler, TÜBİTAK-YBAG Rap. No: 64, 112s.
- Çiner, A. ve Koşun, E., 1996, Hafik güneyindeki (Sivas Havzası) Oligo-Miyosen yaşlı çökellerin stratigrafisi ve sedimentolojisi, Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, basımda.
- Çiner, A., Koşun, E. and Deynoux, M., 1996, Sedimentary cycles near Karayün (Sivas Basin), Early-Middle Miocene, Central Turkey, Sedimentology, in review.
- Çubuk, Y., Kayan, T., Kurt, İ., Kayakıran, S., Koşun, E., Ocakoğlu, F., Karakullukçu, T., Cadoğlu, F. ve Ozansoy, C., 1994, Sivas Tersiyer havzasının doğusunun jeolojisi ve sölestin yatakları: M.T.A. Rap. (yayımlanmamış), Der. No: 9700.
- Erkan, E. N., Özer, S., Sümergen, M. ve Terlemez, İ., 1978, Sarız, Şarkışla, Gemerek, Tomarza arasının temel jeolojisi: M.T.A. Rap. (yayımlanmamış), Der. No: 5646.
- Gökçe, A. ve Ceyhan, F., 1988, Sivas güneydoğusundaki Miyosen yaşlı jipsli çökellerin stratigrafisi, yapısal özellikleri ve oluşumu: Cumhuriyet Üniv. Müh. Fak., Yerbilimleri Derg., 5/1, 91-113.
- Hardie L. A., Smooth, J.P. and Eugster, H.P., 1978, Saline lakes and their deposits. A Sedimentological approach. Spec. Pub. Int. Ass. Sed., 2, 7-41.
- Hayward, A. B., 1985, Coastal alluvial fans and associated marine facies in the Miocene of SW Turkey. Int. Ass. Sed. Spec. Pub., 6, 323-336.
- Holmes, A., 1965, Principles of physical geology, 2nd. ed., Thomas Nelson, 128p.
- İnan, N. ve İnan, S., 1990, Gürlevik Kireçtaşlarının (Sivas) özellikleri ve önerilen yeni isim: Tecer Formasyonu: T.J.K Bült., C.33, s.1, 51-56.
- Koçylılt, A., 1991, An example of an accretionary fore arc basin from northern Central Anatolia and its implications for the history of subduction of Neo-Tethys in Turkey. Bull. Geol. Soc. Amer., 103, 22-36.
- Kuenen, P.H., 1958, Experiments in geology. Trans Geol. Soc. Glasgow, 23, 1-28.
- Kurtman, F., 1973, Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı M.T.A. Derg., 80, 1-32.
- McGoven, J.H., 1970, Gum hollow fan-delta, Nueces Bay, Texas, Rep. Invest. No:69, Bur. Econ. Geol. Austin. Texas, 91s.
- McPherson, J.G, Shanmugam, G. and Moiola, R.J., 1987, Fan-deltas and Braid-deltas: conceptual problems. Geol. Soc. Amer. Bull., 99, 331-340.
- Özgül, N., 1981, Munzur dağlarının jeolojisi: M.T.A. Rap. (yayımlanmamış), Der. No: 6995.
- Poisson, A. M., Temiz, H. ve Gürsoy, H., 1992, Hafik yöresinde Sivas Havzası'nın Pliyosen Bindime Tektoniği; güney yönlü ön bindirmeler ve kuzey yönlü geri bindirmeler (Türkiye): Cum. Üniv. Müh. Fak. Derg., C.9, s.1., 19-27.
- Ries, A. C., 1985, Geological appraisal of the Sivas Basin, Turkey. Earth Sciences and Research Inst. Rep. No: ET/85/2 Univ. of Carolina, 191p.
- Sümengen, M., Terlemez, İ., Bılgıç, T., Gürbüz, M., Ünay, E., Ozaner, S. ve Tüfekçi, K., 1987, Şarkışla-Gemerek dolay Tersiyer havzasının stratigrafisi, sedimentolojisi ve jeomorfolojisi: M.T.A. Rap. (yayımlanmamış), Der. No: 8118.
- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey; a plate tectonics approach: Tectonophysics, 75, 181-241.
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y. and Sungurlu, O., 1985, Tectonics of the Mediterranean Cimmerides. In: Dixon and Robertson (Eds.) Geol. Evol. of the Eastern Med., Geol. Soc. Spec. Pub. No: 17, 56-72.
- Terlemez, İ. ve Yılmaz, A., 1980, Ünye-Ordu-Koyulhisar-Hafik-Karaçayır arasındaki bölgenin jeolojisi: M.T.A. Rap. (yayımlanmamış), Der. No: 6700.
- Vos, R. G., 1981, Sedimentology of an Ordovician Fan delta complex, W. Libya., Sedimentary Geology, 29, 153-170.

İŞHAN KÖYÜ (SIVAS GD'SU) YÖRESİNİN STRATİGRAFİSİ VE PALEONTOLOJİSİ

THE STRATIGRAPHY AND PALEONTOLOGY OF İŞHAN VILLAGE (SE SIVAS) REGION

Fadime SUATA Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Sivas
Nurdan İNAN Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Sivas

ÖZ : Sivas'ın 10 km güneydoğusunda yer alan İşhan köyü civarında temeli, jips, kumtaşı, çamurtaşı, kumlu kireçtaşı ardalanmasından oluşan Oligosen yaşlı Selimiye Formasyonu oluşturur. Konglomera, kumtaşı, jips, marn ve kumlu kireçtaşı litolojisinden oluşan Hacıali Formasyonu, Selimiye Formasyonu üzerinde aşılal uyumsuzlukla yer alır. Hacıali Formasyonunun kireçtaşı düzeylerinde; **Miogypsina irregularis** (MICHELOTTI) **Miogypsina intermedia** (DROOGER), **Miogypsina cf. gunteri** (COLE), **Miogypsinoides dehaartii** (van der VLERK), **Eulepidina dilatata dilatata** (MICHELOTTI), **Nephrolepidina morgani** (LEMOINE and DAUVILLE), **Miogypsina sp.**, **Miolepidocyclina sp.**, **Heterostepina sp.**, **Lepidocyclina sp.**, bentik foraminiferleri saptanmıştır. Bu foraminiferlere göre formasyonun yaşı Erken-Orta Miyosen'dir. Hacıali Formasyonu'nu; Orta-Geç Miyosen yaşlı Karayün Formasyonu uyumlu olarak izler. Kumtaşı, marn, jips ve kumlu kireçtaşı ardalanmasından oluşan birimde; **Miogypsina sp.**, **Archaias sp.** **Operculina sp.** **Peneroplis sp.** **Rotalia sp.** foraminiferleri tespit edilmiştir. Konglomera, kumtaşı ve çamurtaşı litolojisiyle temsil olunan Pliyosen yaşlı Karatepe Formasyonu, Karayün Formasyonu üzerinde uyumsuzlukla yer almaktadır.

ABSTRACT : Oligocene aged Selimiye formation contains the gypsum. sandstone-mudstone-sandy-limestone alternation, which form the basement of the İşhan region situated of the 10 km southeast of Sivas. Hacıali formation overlies the Selimiye formation with an angular unconformity. Benthic foraminifer such as **Miogypsina irregularis** (MICHELOTTI) **Miogypsina intermedia** (DROOGER), **Miogypsina cf. gunteri** (COLE), **Miogypsinoides dehaartii** (van der VLERK), **Eulepidina dilatata dilatata** (MICHELOTTI), **Nephrolepidina morgani** (LEMOINE and DAUVILLE), **Miogypsina sp.**, **Miolepidocyclina sp.** **Heterostepina sp.**, **Lepidocyclina sp.**, were determined in the limestone levels of Hacıali formation. The age of this formation is assigned to Early-Middle Miocene on the basis of above-mentioned benthic foraminifera. Middle-Late Miocene Karayün formation overlies the Hacıali formation concordantly. Various foreminifer such as **Miogypsina sp.**, **Archaias sp.**, **Operculina sp.**, **Peneroplis sp.**, **Rotalia sp.**, were observed in the Karayün formation. Pliocene Karatepe formation is represented by pebbly sandstone and mudstone rests on the Karayün formation unconformably.

GİRİŞ

İnceleme alanı, Sivas ilinin 10 km güneydoğusundaki İşhan köyü ve çevresi olup 1/25 000 ölçekli Sivas İ38-d₁ paftasında yer alır (Şekil 1).

Bölge, değişik amaçlı bir çok jeolojik çalışmanın konusu olmuştur. Bunlardan, Artan ve Sestini (1971), Kurtman (1973), Gökçe ve Ceyhan (1988), Gökçe (1990), Poisson ve diğ. (1992), Kangal (1994) bölgenin stratigrafik ve tektonik özelliklerini incelemişlerdir. Bu çalışmayla, İşhan köyü civarındaki Oligo-Miyosen yaşlı birimlerin stratigrafik ve paleontolojik özelliklerinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu amaca yönelik olarak çok sayıda nokta ve seri örnek alınmış ve 4 adet ölçülü stratigrafi kesiti ölçülmüştür.

STRATİGRAFİ

İnceleme alanı ve yakın çevresinin temelini, jips, kumtaşı, çamurtaşı, kumlu kireçtaşı ardalanmasından oluşan Oligosen yaşlı Selimiye formasyonu oluşturur (Kurtman 1961). Alt-Orta Miyosen yaşlı konglomera, kumtaşı, jips, marn, kumlu kireçtaşı litolojisinden oluşan Hacıali formasyonu (Gökçe ve Ceyhan, 1988) bu temel üzerinde aşılal uyumsuzlukla yer alır. Hacıali formasyonu üzerine uyumlu gelen Orta-Geç Miyosen Yaşlı Karayün Formasyonu (Gökçe ve Ceyhan, 1988) kumtaşı, jips, marn, kumlu kireçtaşı ardalanmasından oluşur. Birim üzerinde uyumsuzlukla; konglomera, kumtaşı, çamurtaşından oluşan Pliyosen Yaşlı Karatepe Formasyonu (Gökçe ve Ceyhan, 1988) yer alır.

Çalışma alanının en genç birimleri Kuvaterner yaşlı alüvyonlardır (Şekil 2).

Hacıali Formasyonu

Işhan köyü yakın çevresinde geniş yüzlekler sunan birim, ilk kez Kurtman (1973) tarafından Hafik Formasyonu olarak tanımlanmış, daha sonra Gökçe ve Ceyhan (1988) bu birim için Hacıali Formasyonu adını kullanmış olup, aynı litolojik taban-tavan ilişkilerinin gözlemlendiği birim için aynı ad benimsenmiştir.

Konglomera, kumtaşı, jips, marn, kumlu kireçtaşı litolojisinden oluşan formasyon, Boynuzözü Göbeklitarla, Aktaş ve Purtepe olmak üzere dört üyeye ayrılmıştır (Gökçe, 1990). İnceleme alanında bu üyelerden Boynuzözü, Aktaş ve Purtepe üyesi yüzlek sunmaktadır. Bu üyeler tabanda, konglomera, kumtaşı araldanması ile temsil edilen Boynuzözü üyesi (Thb), bunun üzerinde kumtaşı, kumlu kireçtaşı, marn, kireçtaşı araldanmasından oluşan Aktaş üyesi (Tha) ve en üstte jipsli marnlarla temsil olunan Purtepe üyesidir (Thp). Üye, alt seviyelerinde yeşil, sarımsı yeşil renkli marn-jips araldanması, orta seviyelerinde genellikle masif, yer yer kil bantlı jipsler, üst seviyeye doğru ise jips yumruları içeren kırmızı renkli marnlardan oluşur. Purtepe jipslerinin Miyosen denizinin zamanla çekilmesi sonucunda ortamda tuzluluk artmasına bağlı olarakta çökeldiği düşünülmektedir (Şekil 3). Formasyonun kalınlığı inceleme alanında 290m olarak ölçülmüştür.

Aktaş Üyesi içerisinde saptanan; *Miogypsina irregularis* (MICHELOTTI), *Miogypsina intermedia* (DROOGER), *Miogypsina* cf. *gunteri* (COLE), *Miogypsinoides dehaartii* (van der VLERK), *Eulepidina dilatata dilatata* (MICHELOTTI), *Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani* (LEMDINE and DAUVILLE), *Operculina complanata* (DEFRANCE), *Heterostegina* sp., *Operculina* sp., *Spirolina* sp. Mikrofosilleri ile *Bryozoa* ve *Alg (Mesophyllum* sp., *Lithothamnium* sp.), *Terebralia bidentata* (DEFRANCE), *Turritella* sp., *Pecten* sp., *Ostrea* sp *Natica* sp, *Clypeaster* sp, *Lucina* makrofosillerine göre Hacıali Formasyonu'nun yaşı, Erken-Orta Miyosen olarak belirlenmiştir (Şekil 4).

Karayün formasyonu

İnceleme alanı içerisinde oldukça geniş bir yayılım sunan birim, ilk kez Kurtman (1973) tarafından Karacaören Formasyonu olarak, daha sonra Gökçe ve Ceyhan (1988) tarafından

da Karayün Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Aynı litolojik özellikler ve taban-tavan ilişkilerinin gözlemlendiği bu çalışmada Karayün formasyonu adı benimsenmiştir.

Formasyon, tabanında bulunan Erken-Orta Miyosen yaşlı Hacıali formasyonu üzerine uyumlu olarak yer almakta ve Pilyosen yaşlı Karatepe Formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir.

Tabanda çakıltaşı ile başlayıp, kumtaşı, marn, jips, kumlu kireçtaşı araldanmasıyla temsil edilen birim, Şahbey, Fadım ve Bingöl olmak üzere üç üyeye ayrılmıştır (Gökçe, 1990). Bu üyeler, tabanda çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı ile temsil edilen Şahbey üyesi (Tkş) üzerinde marn,jips, litolojisinden oluşan fadım üyesi (Tkf) ve en üstte kum, kil, kumlu kireçtaşı, marn, kireçtaşı araldanmasından oluşan Bingöl üyesidir (Tkb), (Şekil 5). Çalışma alanında Formasyonun kalınlığı 400m olarak ölçülmüştür.

Bingöl üyesinin yüzeylediği çeşitli lokasyonlardan alınan örneklerde (Şekil 5, örnek no A7-14); *Miogypsina* sp., *Operculina* sp., *Heterostegina* sp., *Archaiss* sp., *Rotalia* sp., *Peneroplis* sp., *Melobesia* sp., gibi mikrofosiller ile *Bryozoa* ve *Echinid dikenli*, *Pecten*, *Ostred*, *Lucina*, ve *Echinoidea* makrofosilleri saptanmıştır. Gerek bu fosil içeriği ve gerekse Erken-Orta Miyosen yaşlı Hacıali Formasyonu üzerinde uyumlu olarak bulunması nedeniyle formasyonun yaşı Orta-Geç Miyosen'dir.

SİSTEMATİK TANIMLAMA

Bu bölümde, Erken-Orta Miyosen yaşlı Hacıali ve Orta-Geç Miyosen yaşlı Karayün formasyonlarının içerdiği önemli bentik Foraminiferler, LOEBLICH ve TAPPAN (1988) sistematığı baz alınarak tanımlanmıştır:

FAMİLYA : NEPIDOCYCLINIDAE SCHFFEN, 1932
CİNS : NEPHROLEPIDINA H. DAUVILLE, 1911
TÜR: *Nephrolepidina morgani* LEMOINE and DAUVILLE, 1904 (Levha 1, Şekil 1, 2)

Kavkı şişkin merceksi bir şekilde, oldukça iri ve hiyalin kalker yapıda olup, ekvatoryal çapı ortalama 3.25 mm, kalınlığı ise yaklaşık 1.75 mm'dir. İlk loca sisteminde protokonk küçük olup daha geniş olan dötrokonk tarafından kısmen kavranmış biçimdedir. İlk loca çapı 0.4 mm'dir. Ekvatoryal localar rombik (eşkenar dörtgen) şekilli olup, duvar yapısında siyah çizgi, dış kalker lameli, iç kalker lameli, diyagonal stolonlar, anüler stolonlar çok belirgindir. Localar diyagonal ve anüler stolonlar ile bağlantılıdır. Ekvatoryal kesitlerden alınan ölçüler aşağıdadır (Şekil 4, örnek no K8 ve K9).

ÜST SİSTEM		KUVVET SİSTEMİ	SERİ	FORMASYON	ÜYE	KALINLIK	KAYAC TURLERİ (LİTHOLOJİ)	AÇIKLAMALAR	FOSİLLER
S E N O Z O Y I K									
T E R S İ Y E N		PLİYOKUVA	KARATEPE	K A R A Y Ü N	BİNGÖL	125 m	Yeşilimsi renkli kumtaşı-marn-kumlu-kireçtaşı ardalanması	Archaia sp., Operculina sp., Penetroplis sp., Rotalia sp., Melobesia sp., Miliolidae, Ostrea, Echinid dikenli, Pelecypoda, Gastropoda	
M I Y O S E N									
A L T - Ü S T		ŞAHBEY	K A R A Y Ü N	FADLİM	25 m	Yeşil renkli marnlar	Beyazımsı renkli jipsle, Kırmızı renkli marnlar		
H A A L İ									
BOYNUZÖZÜ		PURTEPE	30 m	A K T A Ş	150 m	Açık yeşil-bej renkli marn jips ardalanması	Gri-yeşil renkli kumtaşı, marn, kumlu kireçtaşı ardalanması	Miogysina irregularis, Miogysina intermedia, Miogysina gunteri, Miogysinoides dehaartii, Eulepidina dilatata dilatata, Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani, Operculina complanata, Heterostegina sp., Miogysina sp., Miogysinoides sp., Mioplepidocyclina sp., Lepidocyclina sp., Terebralia bidentata, Turritella sp., Pecten, Ostrea, Natica, Lusi-na, Echinodermata.	
—									
—		110 m	Kırmızı-kahverengi renkli çakıltaşı kumtaşı ardalanması	Kırmızı renkli çamurtaşı-kumtaşı-marn ardalanması					

Şekil 2. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti.

Figure 2. Generalized stratigraphic columnar section of investigated area.

SİSTEM	SERİ	FORMASYON	ÜYE	KALINLIK	KAYAÇ TURLERİ	AÇIKLAMALAR	FOSİLLER
T E R S I Y E R N E O J E N M I Y O S E N A L T - O R T A H A C I A L I	PALEOSEN OLİGOSEN SELİMİYE	BOYNUZÖZÜ	PURTEPE	30 m		Açık yeşil - bej renkli mamjips ar dalanması	
			AKTANİYEN	150 m		Grims-yeşilimsi renkli kireçtaşı	Miogypsina irregularis, Miogypsina intermedia, Miogypsina cf. gunteri, Miogypsinoidea dehaartii, Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani, Heterostegina sp., Miogypsina sp., Miolepidocyclina sp., Lepidocyclina sp., Miogypsinoidea sp., Trebralia bidentata, Turritella sp., Pecten, Ostrea, Natica, Lusina, Echinodermata
						Gri renkli kumlu kireçtaşı	
					110 m		Kırmızı-kahverengi renkli çakıltıtaşı-kumtaşı ar dalanması
						Kırmızı renkli çamurtaşı-kumtaşı ar dalanması	

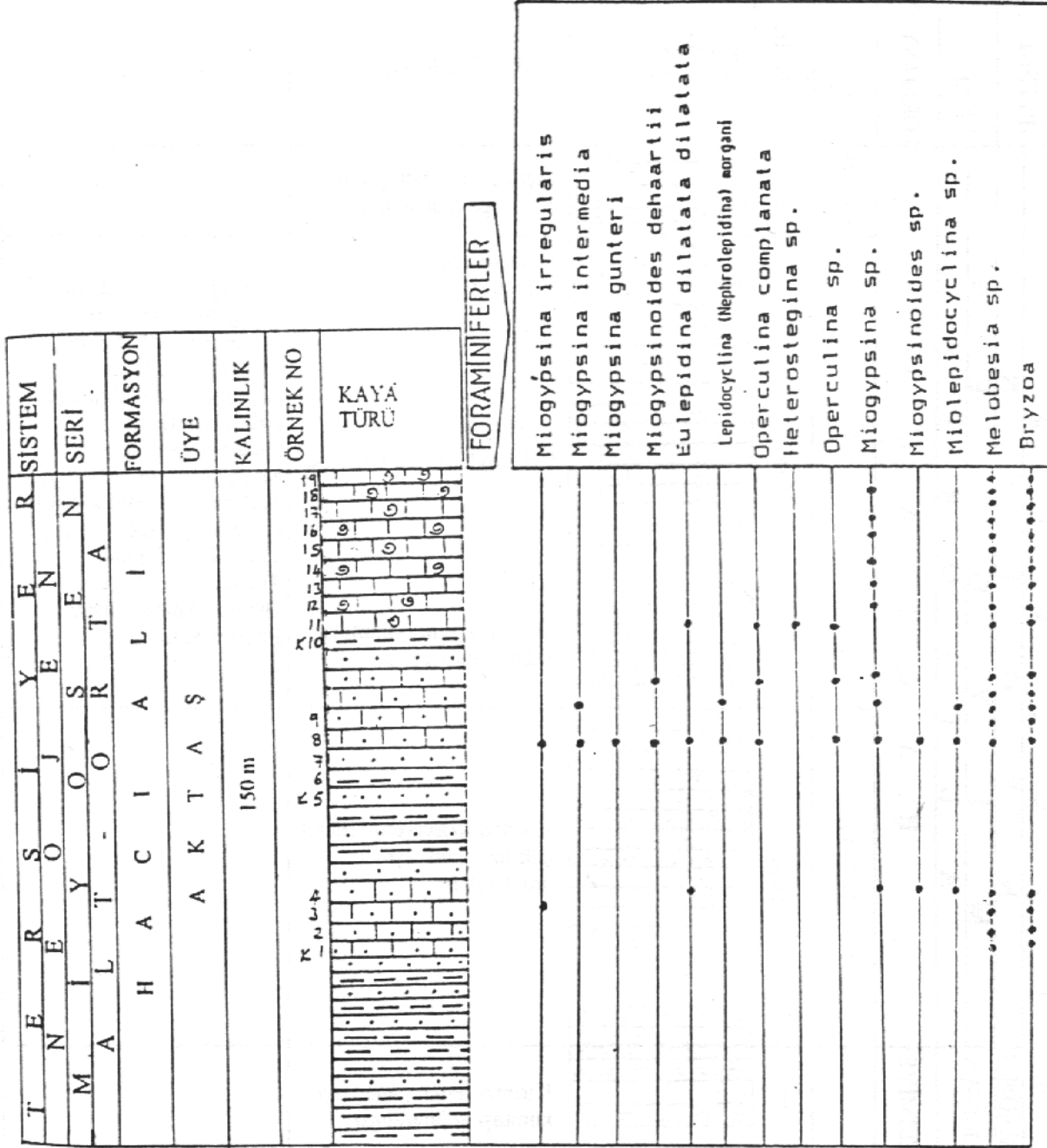
Şekil 3. Hacıali Formasyonu ölçülü dikme kesiti (Işhan Köyü güneydoğusu, L-L' kesiti).

Figure 3. Measured columnar section of Hacıali formation (Southeast of Işhan village L-L' section)

Stratigrafik seviye : Aktaniyen (Alt Miyosen)

	Min. mm	Max. mm	Ort. mm
Eksenel Çap	3.01	3.50	3.255
Merkezi kalınlık	1.70	1.80	1.75

FAMİLYA: LEPIDOCYCLINIDAE SCHEFFEN, 1932
 CİNS: EULEPIDINA DAUVILLE, 1911
 TÜR: *Eulepidina dilatata dilatata*, MICHELOTTI
 1861 (Levha 1, Şekil 3, 4)



Şekil 4: Haciali Formasyonu Aktaş üyesi ölçülü dikme kesiti (Kel Tepe, K-K' kesiti)

Figure 4: Measured columnar section of Aktaş Member of Haciali Formation (Kel Tepe, K-K' section)

Kabuk lentikuler şeklinde olup, hiyalin kalker yapıdadır. Kavkının aksenal çapı yaklaşık olarak 0.2-2.5 mm, aksenal kalınlığı ise, ortalama 0.75-0.85 mm arasında değişmektedir (Şekil 6-a,c). Embriyonik localar, biloküler olup, protonk daha büyük olan dötrokonk tarafından kavranmış durumdadır. Protokonk çapı ortalama 0.36 mm dötrokonk çapı ise 0.55 mm

civarındadır. (Şekil 6-b, d) İlk loca lentiküler şeklindedir ve oldukça büyük aynı zamanda kalın bir çeperle sarılmıştır. Lateral localar çok sayıdadır ve iyi gelişmişlerdir. Lateral loca arasında farklı boyutları olan pliyeler yerleşmişlerdir. Tüm farklı kesitlerinden alınan ölçüler aşağıda verilmiştir (Şekil 4, örnek no K8 ve K10).

Stratigrafik seviye : Akitaniyen (Alt Miyosen)

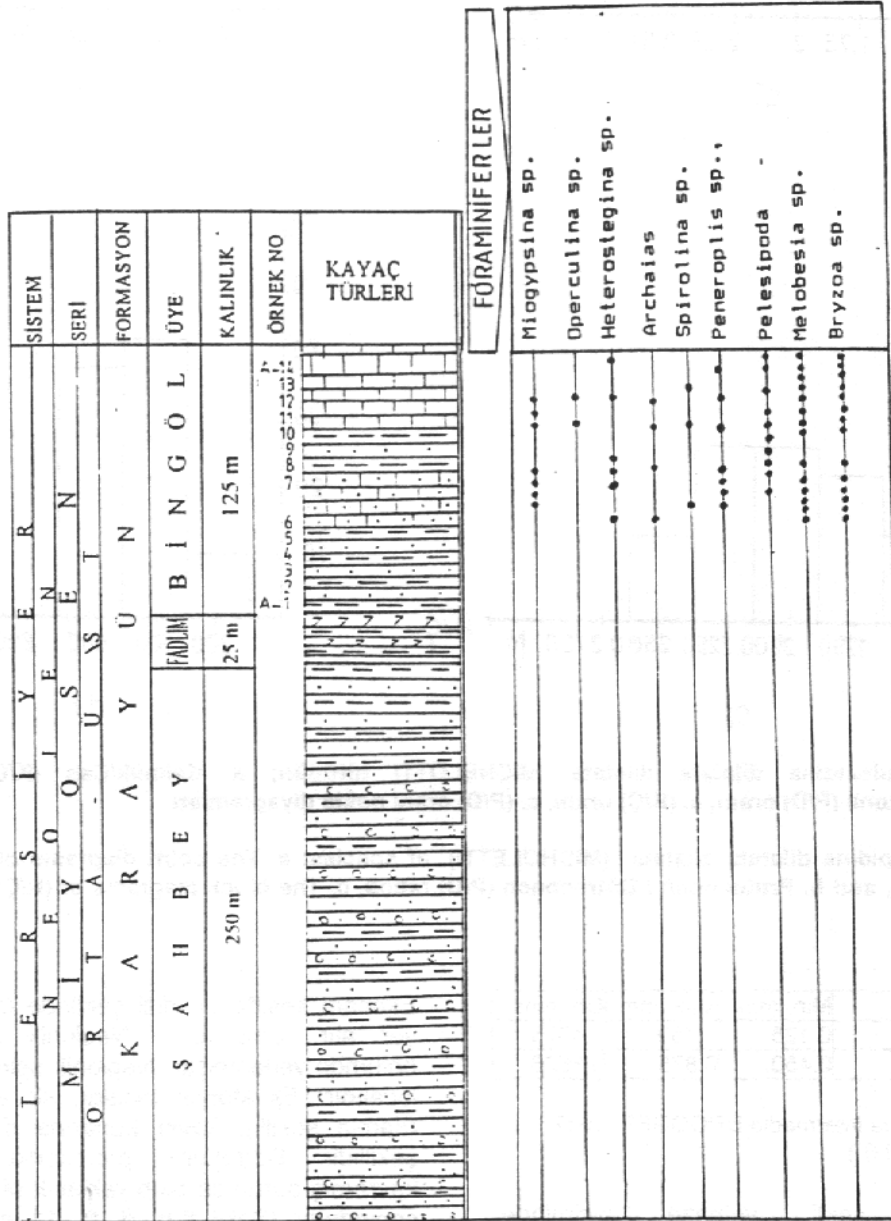
	Min. mm	Max. mm	Ort. mm
Eksenel Çap	1.875	2.375	2.125
Merkezi kalınlık	0.625	0.875	0.75

FAMİLYA : MIOGYPSINIDAE VAUGHAN, 1928
 CİNS : MIOGYPSINA SACCO, 1893
 TÜR : *Miogypsina irregularis* MICHELOTTI, 1841
 (Levha 1, Şekil 5)

Kavkı düzensiz bikonveks şekilli, apikal bölümü şişkindir. Hiyalin kalker kabuk

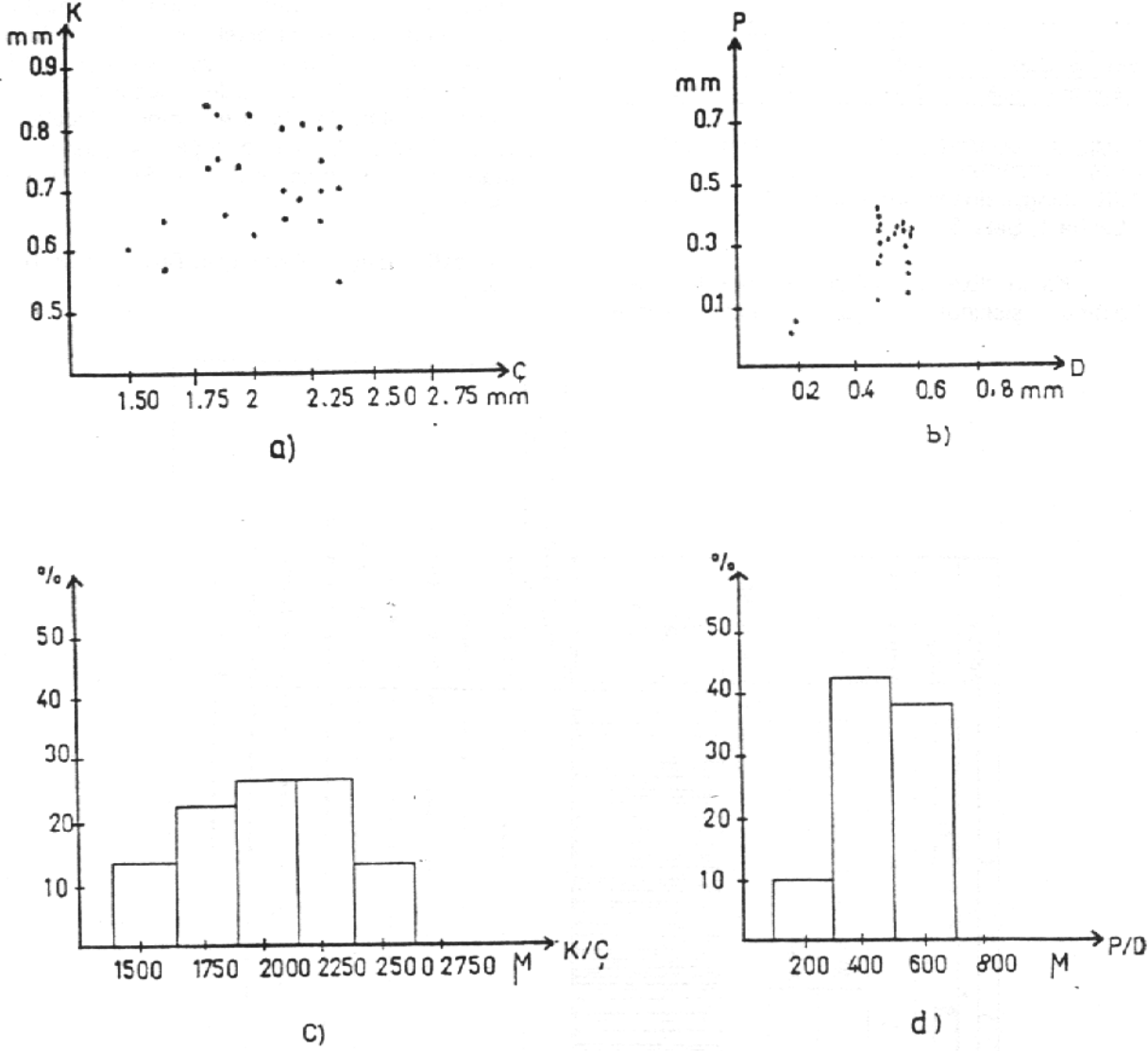
yapısındadır. Kavkı çapı 1.125-1.775 mm, kalınlığı 0.45-0.85 mm arasında ölçülmüştür (Şekil 7-a,b,c ve 9). Küresel şekilli olan ilk loca çapı ortalama 0.15 mm ve duvar kalınlığı 0.015 mm'dir. Eksenel kesitlerde; düzenli lateral localar görülmekle birlikte, lateral locaların sayısı 5-6 kadardır. Türün değişik kesitlerinden alınan ölçüler aşağıda verilmiştir (Şekil 4, örnek no K8).

Stratigrafik seviye : Akitaniyen-Burdigaliyen (Alt Miyosen)



Şekil 5. Karayün Formasyonu ölçülü dikme kesiti (İşhan Köyü güneydoğusu, A-A' kesiti).

Figure 5. Measured columnar section of Karayün formation (Southeast of İşhan village A-A' section)



Şekil 6. *Eulepidina dilatata dilatata*, MICHELOTTI türünün; a. Kalınlık/Çap (K/Ç) oranı, b. Protonk/Dötrokonk (P/D) oranı, c. (K/Ç) oranı, c. (P/D) oranı nokta diyagramları

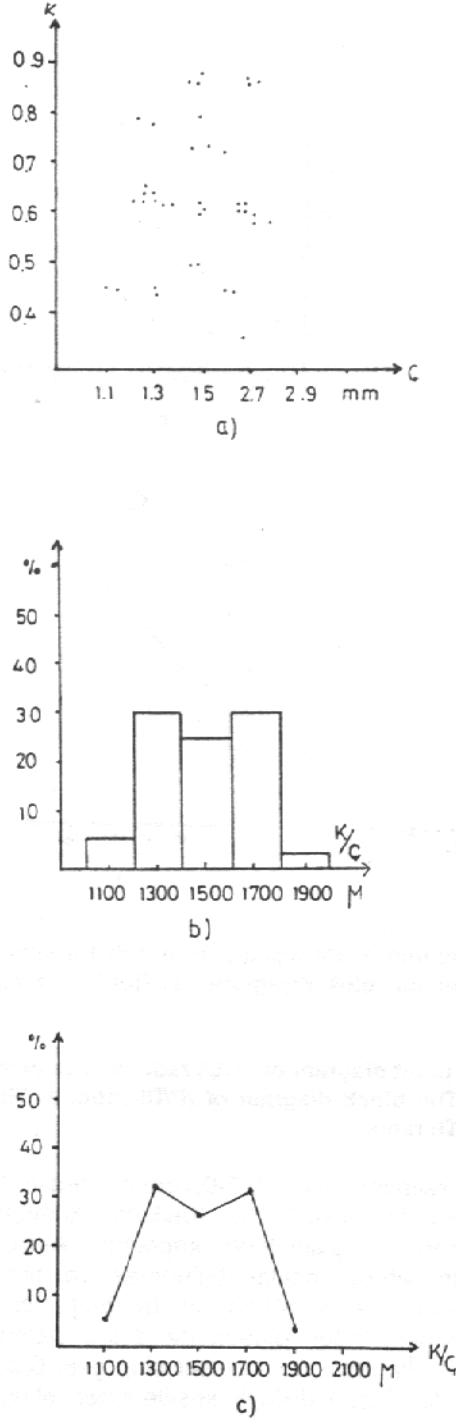
Figure 6. *Eulepidina dilatata dilatata* (MICHELOTTI), of species: a. The point diagrams of Thickness / Diameter (K/Ç), and b. Protoconch / Dötroconch (P/D) ratios, c. The block diagrams of (K/Ç) and d. (P/D) ratios.

	Min. mm	Max. mm	Ort. mm
Eksenel Çap	0.125	1.750	1.4375
Merkezi kalınlık	0.450	0.875	0.6626

TÜR : *Miogyssina intermedia* DROOGER, 1952
(Levha 1, Şekil 6)

Kavkı şekli yelpaze biçiminde, planokonveks olup, hiyalin kalker yapısındadır. Eksenel çapı 1.25-2.10 mm, kalınlığı 0.50-0.75 arasında değişmektedir (Şekil 8-a, c, e ve 9).

Eksenel kesitte üç dizi şeklinde lateral localar yer alır. Embriyo - Nepionik aygıt apikal bölümde yerleşmiştir. Nepionik spiral 1,5 turlu 5 localıdır. Ekvatoryal localar, ilk evrede ojival (damla şekilli), kavkı kenarına doğru rombik şekillidir. Dötrokonk protokonku kısmen kavramış durumda olup yaklaşık olarak 0.1 mm çapındadır (Şekil 8-b, d, f). 11 eksenel kesit örneğinden alınan ölçüler aşağıda verilmiştir (Şekil 4, örnek no K8 ve K9).



Şekil 7. *Miogypsina irregularis* MICHELOTTI, türünün; a. (K/Ç) oranının nokta diyagramı, b. (K/Ç) oranının blok diyagramı, c. (K/Ç) oranının histogram diyagramı.

Figure 7. *Miogypsina irregularis* (MICHELOTTI), species; a. The point diagram of (K/Ç) ratio, b. The block diagram of (K/Ç) ratio, c. The histogram diagram of (K/Ç) ratio.

Stratigrafik seviye : Burdigaliyen (Alt Miyosen)

	Min. mm	Max. mm	Ort. mm
Eksenel Çap	1.125	2	1.5625
Merkezi kalınlık	0.50	0.875	0.6875

TÜR : *Miogypsina cf gunteri* COLE, 1938
(Levha 1, Şekil 7, 8)

Kavkı yassı-bikonveks şekilli olup, apikal bölümü şişkindir. Hiyalin kalker kabuk yapısındadır. Kavkı çapı yaklaşık olarak 1.5 mm civarındadır (Şekil 10 a ve c). Protokonk yarı küresel şekillidir ve çapı 0.1 mm dir. Dötrokonk ise protokonku kısmen kavramış durumdadır ve çapı 0.15 mm kadardır (Şekil 10 b ve d). Nepionik spiral yaklaşık bir turlu ve 7-8 localıdır. Ekvatoryal localar ojival rombik şekilli kalınca duvarlıdır. Elde edilen ince kesitlerde yer yer kalın pliyeler ile ayırtlanmış çift sıralı ve 6-8 sayıda lateral localar içermektedir. Nepionik spirin yer aldığı apikal bölüm şişkin form özelliğindedir. Dötrokonktan uzanan ekvatoryal localar tek sıra halinde dizilmişlerdir. Çeşitli kesitlerden alınan ölçüler aşağıda verilmiştir (Şekil 4, örnek no: K8).

Bu *Miogypsina* formlarının; *Miogypsina gunteri* (COLE) ile benzer özelliklerinin bulunduğu gözlenmiş, ancak *Miogypsina gunteri* (COLE) 'nin ilk turunda 11 loca bulunurken, elde edilen formlarda 8 locanın tespit edilmesi nedeniyle bu tür *Miogypsina cf gunteri* (COLE) olarak tanımlanmıştır.

Stratigrafik seviye : Akitaniyen (Alt Mlyosen)

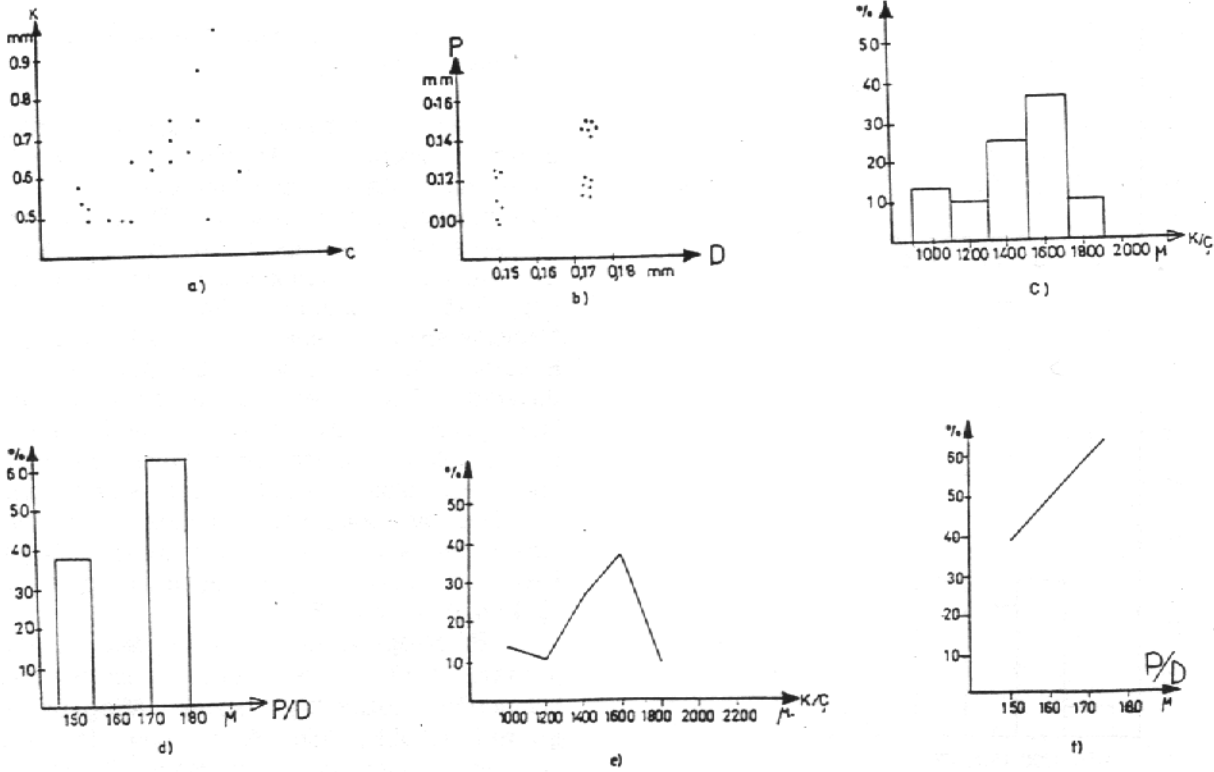
	Min. mm	Max. mm	Ort. mm
Eksenel Çap	1.25	1.625	1.4375
Merkezi kalınlık	0.55	1.125	0.8375

TÜR : *Miogypsina* sp.
(Levha 1, Şekil 9, 10)

Konveks, bikonveks, lentiküler ve yelpaze şeklindeki kavkı boyu büyük-küçük arasında değişiklik gösterir ve hiyalin kalker yapıdadır.

Kavkı çapı 0.5-3.8 mm ve kalınlığı ise 0.2-2 mm arasında değişmektedir. Kavkı yüzeyi kenara doğru küçülen granüllerle örtülüdür. Ekvatoryal kesitlerde; iki localı nüklekonk ve periembriyonik localar görülür. Protokonk küresel ve yarı küresel olup yaklaşık 0.1 mm. çapındadır. Dötrokonk çapı 0,15 mm ve duvar kalınlığı ise 0,01 mm kadardır. Nepionik spiral 1-1.5 turlu ve 4-9 localıdır.

Ekvatoryal localar nepionik spiralden sonra ojival, kavkı kenarına doğru rombik heksagonal şekilli ve ince duvarlıdır. Eksenel kesitler de



Şekil 8. *Miogypsina intermedia* DROOGER, türünün; a. (K/Ç) oranının nokta diyagramı, b. (P/D) oranının nokta diyagramı, c. (K/Ç) oranının blok diyagramı, d. (P/D) oranının blok diyagramı, e. (K/Ç) oranının histogramı, f. (P/D) oranının histogramı

Figure 8. *Miogypsina intermedia* (DROOGER), of species; a. The point diagram of (K/Ç) ratio, b. The point diagram of (P/D) ratio, c. The block diagram of (K/Ç) ratio, d. The block diagram of (P/D) ratio, e. The histogram diagram of (K/Ç) ratio, f. The histogram diagram of (P/D) ratio.

düzenli lateral localar görülmektedir, ekvatoryal locaların sayısı 5-10 kadardır, lateral locaların duvar kalınlığı 0,001 m'dir. 12 eksenel kesite ait ölçüler aşağıdadır (Şekil 4, örnek no: K7, K9, K12-18; Şekil 5, örnek no: A6-8, A12, A14).

Stratigrafik seviye : Miyosen (Alt-Üst)

	Min. mm	Max. mm	Ort. mm
Eksenel Çap	0.750	1.875	1.3125
Merkezi kalınlık	0.125	0.875	0.5

CİNS : MIOGYPSINOIDES YABE VE HANZAWA, 1928

TÜR : *Miogypsinoidea dehaartii*, van der VLERK, 1924 (Levha 1, Şekil 11)

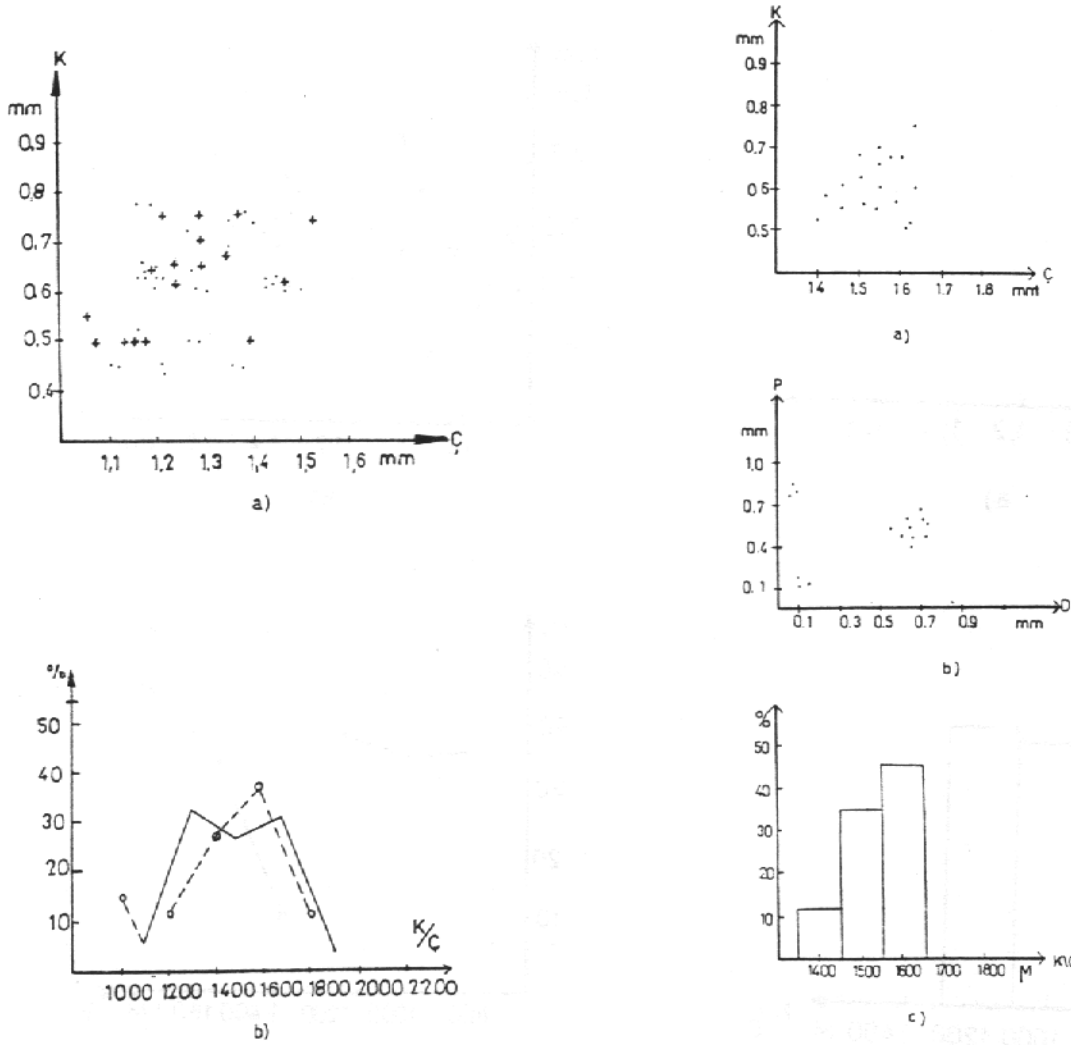
Kavkı bikonveks şekilli olup, hiyalin kalker kabuk yapısındadır. Kavkı çapı yaklaşık olarak

1mm, kalınlığı ise 0,5-0,75mm arasında değişmektedir (Şekil 11,12). Kavkının konveks olan tarafı iri granüllerle kapalıdır. Aksiyal kesitlerde lateral localar bulunmaz ve buna karşı ekvatoryal locaların iki tarafında ince kalker lamellerinden oluşan bir dolgu sistemi gelişmiştir. İlk loca yarı küresel olup çapı 0,02-0.1 mm'dir. Türün değişik kesitlerinden alınan ölçüler aşağıdadır (Şekil 4, örnek no K8 ve K9).

Stratigrafik seviye: Burdigaliyen (Alt Miyosen)

	Min. mm	Max. mm	Ort. mm
Eksenel Çap	0.875	1.125	1
Merkezi kalınlık	0.275	0.575	0.425

CİNS : MIDDLEPIDOCYCLINA SILVESTRI, 1907
Miolepidocyclus sp., (levha 1, Şekil 12).



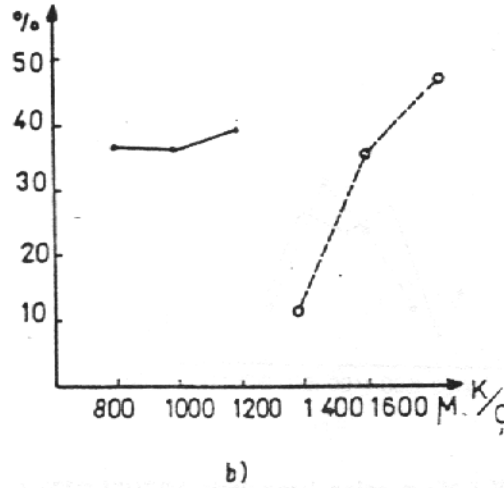
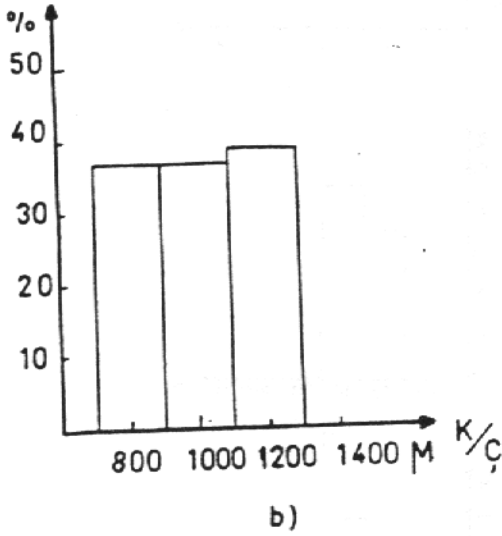
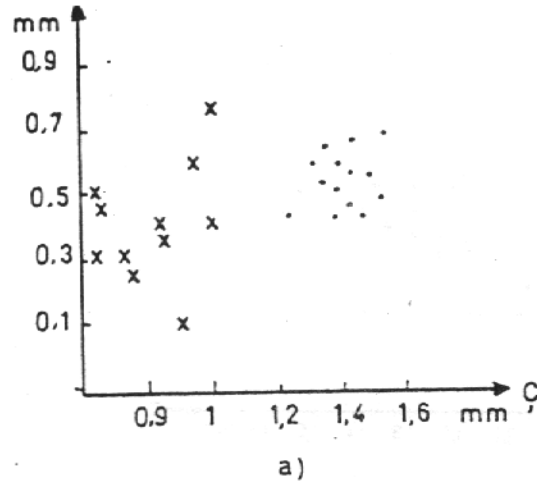
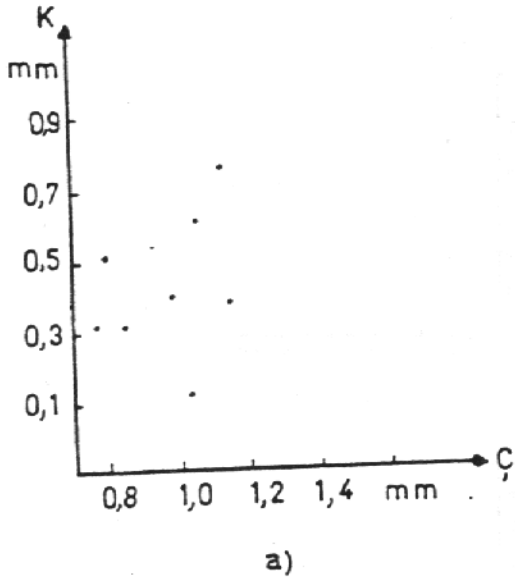
Şekil 9. *Miogypsina irregularis* MICHELOTTI (.,—) ve *Miogypsina intermedia*, DROOGER, (+,---) türlerinin; a. (K/Ç) oranının nokta diyagramını gösteren grafik, b. (K/Ç) oranının histogramal grafiği.

Figure 9: *Miogypsina irregularis* (MICHELOTTI), (.,—) and *Miogypsina intermedia* (DROOGER), (+,---) of species; a. The graphic showing point diagram of K/Ç ratio, b. The histogram graphic of K/Ç ratio.

Kavkı düzensiz mercek şeklinde olup, hiyalin kalker yapısındadır. Eksenel çap 1.1-1,3 mm ve kalınlığı 0,5-0,8 mm arasında değişir. Yüzeyde granüller düzenli bir şekilde sıralanmıştır ve merkezde bulunurlar diğerlerinden daha iridir. Aksiyal ve ekvatoral kesitlerde ilk loca merkez veya yarı merkezde bulunup çapı 0,1mm'dir. Aksiyal kesitlerde lateral localar ve bunların arasındaki pliyeler

Şekil 10. *Miogypsina cf. gunteri* COLE, türünün; a. (K/Ç) oranının nokta diyagramı. b. (P/D) oranının nokta diyagramı, c. (K/Ç) oranının blok diyagram, d. (P/D) oranının blok diyagramını gösteren grafikler.

Figure 10. *Miogypsina cf. gunteri* (COLE), of species; a. The point diagram of (K/Ç) ratio, b. The point diagram of (P/D) ratio, c. The block diagram of (K/Ç) ratio, d. The graphic showing block diagram of P/D ratio.



Şekil 11. *Miogypsinooides dehaartii*, van der VLERK, türünün; a. (K/Ç) oranının nokta diyagramı, b. (K/Ç) oranının blok diyagramı.

Figure 11. *Miogypsinooides dehaartii* (van der VLERK), of species; a. The point diagram of (K/Ç) ratio, b. The block diagram of (K/Ç) ratio.

açık bir şekilde görülür. Bu pliyeler boyutça merkezden kenara doğru küçülür. Cinsin değişik kesitlerden alınan ölçüler aşağıda sunulmuştur (Şekil 4, örnek no K4, K8 ve K9).

Stratigrafik seviye : Miyosen (Alt-Orta)

	Min. mm	Max. mm	Ort. mm
Eksenel Çap	1.125	1.625	1.375
Merkezi kalınlık	0.75	1.125	0.9375

Şekil 12. *Miogypsina cf. gunteri* COLE, (.,---) ve *Miogypsinooides dehaartii*, van der VLERK, (x,—) türlerinin; a. (K/Ç) oranının nokta diyagramlarının karşılaştırılması, b. (K/Ç) oranlarının histogramları.

Figure 12. *Miogypsina cf. gunteri* (COLE), (.,---) and *Miogypsinooides dehaartii* (van der VLERK), (x,—) of species; a. The correlation of point diagrams of K/Ç ratio, b. The histograms of (K/Ç) ratio.

FAMİLYA : NUMMULI TIDAE de' BLAINVILLE, 1827
CİNS : HETEROSTEGİNA d' ORBIGNY, 1826
Heterostegina sp. (Levha 1, Şekil 13)

Kavkı merceksi bir şekilde olup oldukça küçüktür. İlk spiral evreyi locaların düzenli bir şekilde dizilmesi izler. Kabuk hiyalin kalker yapıdadır. Ekvatoryal kesitlerde, locaların şekli

daireselden dikdörtgene geçişlidir. ve kenarlara doğru çokgen şeklindedir. Ekvatoryal çap ortalama 1mm, kalınlık ise yaklaşık olarak yine 1mm civarındadır. İlk loca tam merkezde olup çapı ortalama 0,05mm'dir. İlk locayı düzenli bir şekilde dizilen diğer localar izler ve bunlar bir veya daha fazla tabaka oluştururlar. Bir tabakada bulunan localar alttakiler ile ardışık dizilmişlerdir. Sarılımları yaklaşık olarak 10-13 tur arasında değişmekte ve tur yüksekliği ise yaklaşık olarak ortalama 0.045 mm'dir. Cinsin değişik kesitlerden alınan ölçüler aşağıda sunulmuştur (Şekil 4, örnek no K10; Şekil 5, örnek no A6-9, A12, A14).

Stratigrafik seviye : Miyosen

	Min. mm	Max. mm	Ort. mm
Eksenel Çap	0.975	1.025	1
Merkezi kalınlık	0.045	0.05	0.0475

CİNS : OPERCULINA d' ORBIGNY, 1826
TÜR : *Operculina Complanata* DEFRANCE, 1822
(Levha 1 Şekil 14)

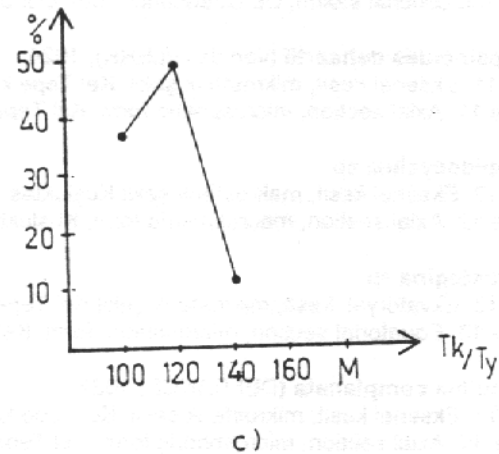
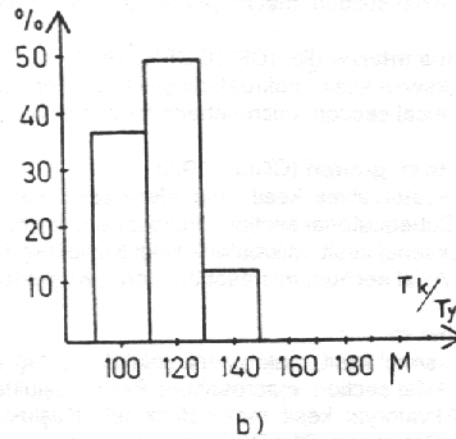
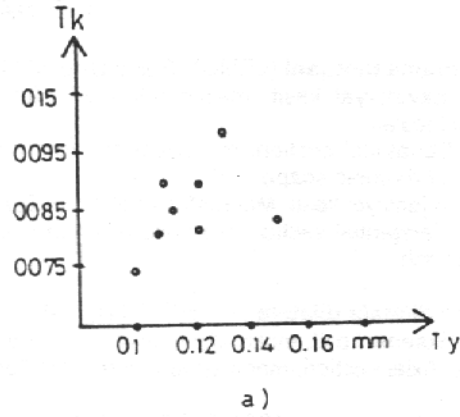
Kavkı yassı konveks şeklinde olup, kabuk hiyalin kalker yapıdadır. Kavkı erken evrede planispiral sarılımlı ve involuttur. İlk turlar sıkı bir şekilde sarılmış, son turlarda ise bir açınım söz konusudur (Şekil 13). Bölmeler genellikle diktir ve tavanda kıvrılma gösterir. İlk loca yarı küresel olup 0.075 mm çapındadır. Türün değişik kesitlerinden alınan ölçüler aşağıda sunulmuştur (Şekil 4, örnek no K8-10).

Stratigrafik seviye : Miyosen

	Min. mm	Max. mm	Ort. mm
Eksenel Çap	0.625	0.75	0.6875
Merkezi kalınlık	0.05	0.075	0.0625

SONUÇLAR

Bu çalışmayla, Haciali Formasyonu Aktaş Üyesi içerisinde; *Miogypsina irregularis*, *Miogypsina intermedia*, *Miogypsina cf. gunteri*, *Miogypsinoides dehaartii*, *Eulepidina dilatata dilatata*, *Nephrolepidina morgani*, *Operculina complanata*, *Heterostegina sp.*, *Operculina sp.*, *Spirolina sp.*, *Miogypsina sp.*, *Miogypsinoides sp.*, *Miolepidocyclina sp.* bentik foraminiferleri ve *Terebralia bidentata*, *Turritella sp.*, *Pecten sp.*, *Ostrea sp.*, *Natica sp.*, *Lusina sp.*, *Alg*, *Bryzoa*, *Echinodermata* makrofosilleri; Karayün Formasyonu Bingöl Üyesi içerisinde ise; *Miogypsina sp.*, *Operculina sp.*, *Heterostegina sp.*, *Archaias sp.*, *Rotalia sp.*,



Şekil 13. *Operculina complanata* DEFRANCE, türüne ait grafikler, a. Tür kalınlığının tür yüksekliğine oranını gösteren nokta diyagramı (TK/TY), b. (TK/TY) oranının blok diyagramı, c. (TK/TY) oranının histogramı.

Figure 13. The graphics *Operculina complanata* (DEFRANCE) species; a. The point diagram showing to whorl thickness and whorl height ration (TK/TY), b. The block diagram of TK/TY ratio, c. The histogram of TK/TY ratio.

LEVHA I / PLATE I

Nephrolepidina morgani (LEMONIE and DAUVILLE), 190

Şekil 1. Ekvatoryal kesit, mikrosferik şekil. Kel Tepe kesiti (K5d) x 29,4. Alt Miyosen, ekl:Rombik şekilli ekvatoryal localar.

Figure 1. Equatorial section, microspheric form; Kel Tepe section (K5d) x 29,4; Early Miocene ekl: Equatorial chambers of rhombic shape.

Şekil 2. Tanjansiyel kesit, Makrosferik şekil. Kel Tepe Kesiti (K5) x 34,4, Alt Miyosen, Pr=Protonk, Dt=Dötrotok, Dt: Dötrotok.

Figure 2. Tangential section, macrospheric form, Kel Tepe section (K5) x 34,4. Early Miocene, Pr: Protoconch, Dt: Dötrotok.

Eulepidina dilatata dilatata (MICHOLETTI), 1861

Şekil 3,4. Eksenel kesit, makrosferik şekil. Kel Tepe kesiti (K4) x 80 Alt Miyosen, ltl=Lateral localar

Figure 3,4. Axial section, macrospheric form, Kel Tepe section (K4) x 80. Early Miocene, ltl:lateral chambers,

Miogypsina irregularis (MICHOLETTI), 1841

Şekil 5 Eksenel kesit, makrosferik şekil. Kel Tepe kesiti (K3) x 47 Alt Miyosen

Figure 5. Axial section, macrospheric form, Kel Tepe section (K3) x 47. Early Miocene.

Miogypsina intermedia (DROOGER), 1952

Şekil 6. Eksenel kesit, makrosferik şekil. Kel Tepe kesiti (K7) x 36 Alt Miyosen.

Figure 6. Axial section, microspheric form, Kel Tepe section (K7) x 36. Early Miocene.

Miogypsina cf. gunteri (COLE), 1938

Şekil 7. Ekvatoryalimsi kesit, mikrosferik şekil. Kel Tepe kesiti (K5c) x 40 Alt Miyosen.

Figure 7. Subequatorial section, microspheric form; Kel Tepe section (K5c) x 40; Early Miocene.

Şekil 8. Eksenel kesit, mikrosferik şekil Kuşluktaş Tepe Kesiti (K18) x 40, Erken Miyosen.

Figure 8. Axial section, microspheric form, Kuşluktaş Tepe section (K18) x 40, Early Miocene.

Miogypsina sp.

Şekil 9. Eksenel kesit, makrosferik şekil Kuşluktaş Tepe Kesiti (A3) x 37 Miyosen.

Figure 9. Axial section, macrospheric form, Kuşluktaş Tepe section (A3) x 37. Early Miocene

Şekil 10. Ekvatoryal kesit, makrosferik şekil Kuşluktaş Tepe Kesiti (A7) x 80, Miyosen. Pr=Protonk, Prs=Protonkal stolon, Dt=Dötrotok, Dts=Dötrotokal stolon.

Figure 10. Equatorial section, macrospheric form; Kuşluktaş Tepe section (A7) x 80; Miocene, Pr: Protoconch, Prs: Protoconchal stolon, Dt: Dötrotok, Dts: Dötrotokal stolon.

Migypsinoides dehaartii (van der VLERK), 1924

Şekil 11. Eksenel kesit, mikrosferik şekil. Kel Tepe kesiti (K9) x 86 Alt Miyosen.

Figure 11. Axial section, microspheric form, Kel Tepe section (K9) x 86. Early Miocene.

Miolepidocyclina sp.

Şekil 12. Eksenel kesit, makrosferik şekil Kuşluktaş Tepe Kesiti (A14) x 38, Miyosen.

Figure 12. Axial section, macrospheric form, Kuşluktaş Tepe section (A14) x 38. Miocene.

Heterostegina sp.

Şekil 13. Ekvatoryal kesit, mikrosferik şekil Kel Tepe Kesiti (K10) x 35 Alt Miyosen.

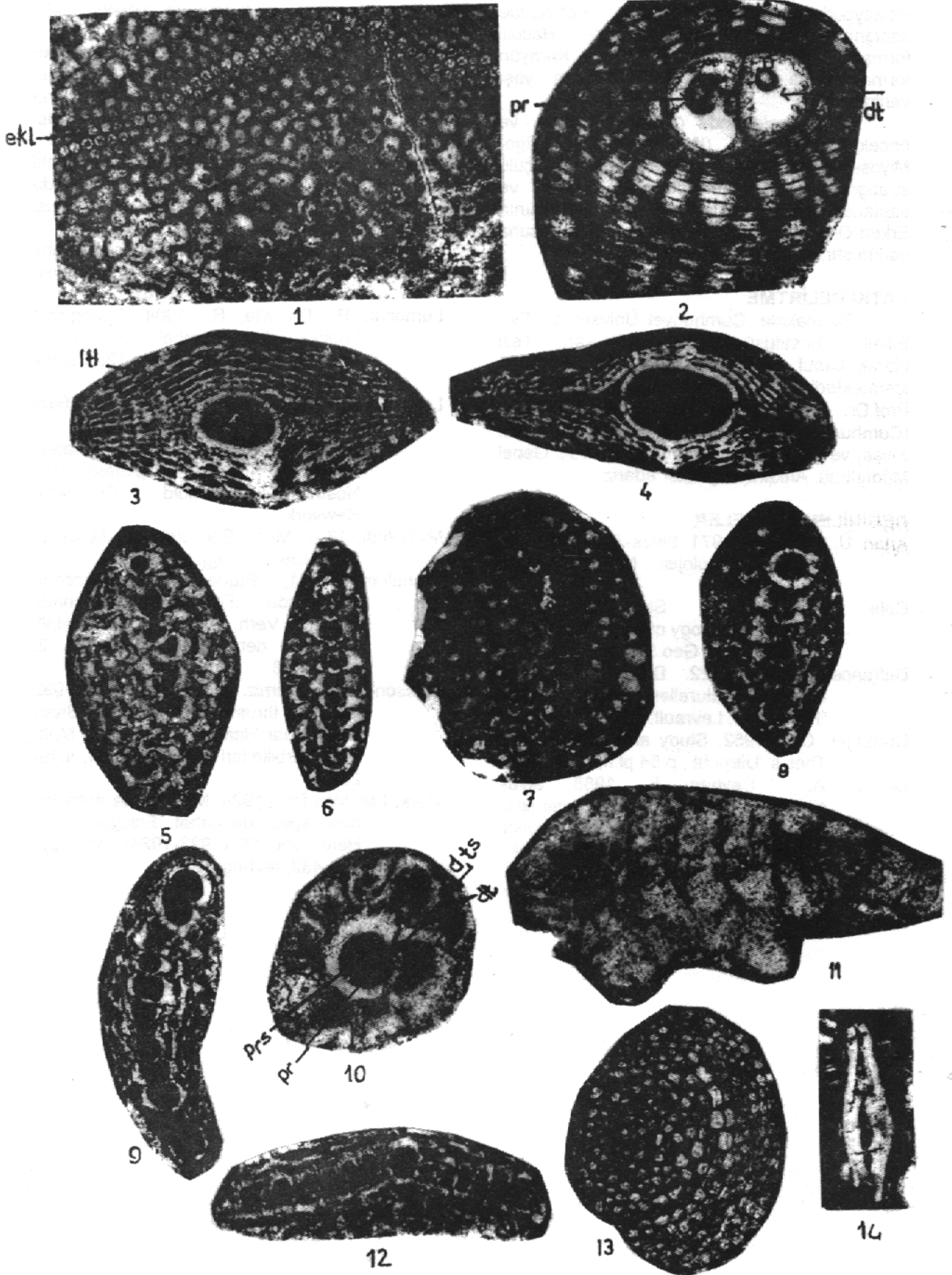
Figure 13. Equatorial section, microspheric form; Kel Tepe section (K10) x 35; Early Miocene.

Operculina complanata (DEFrance), 1822

Şekil 14. Eksenel kesit, mikrosferik şekil. Kel Tepe kesiti (K8) x 26,6. Miyosen.

Figure 14. Axial section, microspheric form, Kel Tepe section (K8) x 26,6. Miocene.

LEVHA I / PLATE I



Peneroplis sp., foraminiferleriyle, Alg'lerden **Melobesia** sp., makrofosillerden **Ostrea** sp., Pelecypoda, Gastropoda ve Echinodae saptanmış ve bu fosillere göre; Hacıali formasyonuna Erken-Orta Miyosen, Karayün formasyonuna ise Orta-Geç Miyosen yaşı verilmiştir.

Bölge jeolojisinde önemli yer tutan ve önceki çalışmalarda (Kurtman 1973) Oligo-Miyosen yaşı verilen jipslerin yapılan ölçülü stratigrafi kesitlerindeki dokanak ilişkileri ve saptanan jeolojik yaşlar baz alınarak yaşının Erken-Orta Miyosen olması gerektiği sonucuna varılmıştır.

KATKI BELİRTME

Bu makale, Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilen çalışmanın bir bölümünü içermektedir. Çalışmadaki değerli katkıları için Prof.Dr. Selim İNAN, Dr. Fuat CEYHAN, (Cumhuriyet Üniv. Müh. Fak. Jeoloji Bölümü, Sivas) ve Doç. Dr. Sefer Örcen'e (M.T.A. Genel Müdürlüğü, Ankara) teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Artan, Ü., Sestini, G., 1971. Sivas-Zara-Beypınarı bölgesinin jeolojisi. M.T.A. Dergisi, no:76, 80-97.
- Cole, W.S., 1938. Stratigraphy and micropaleontology of two deep wells in Florida. Florida Geo. Sur., Bull., 16, 1-73
- Defrance, J.L.M., 1822. Dictionnaire des Sciences Naturelles, vol 25, laa-leo "Paris: F.G. Levrault.
- Draooger, C.W., 1952. Study am. Miog., Acad. Thesis, Utrecht., p.54 pl.II, fig.25-29.
- Gökçe, A., Ceyhan, F., 1988. Sivas güneydoğusundaki Miyosen yaşlı jipsli çökellerin stratigrafisi, yapısal özellikleri ve oluşumu. C.Ü. Müh. Fak., Yerbilimleri Dergisi, 5/1, 91-113
- Gökçe, A., 1990. Sivas güneydoğusundaki jips, sölestin ve kayatuzu yataklarının jeolojisi, oluşumu ve kökeni. C.Ü. Araştırma Fonu Projesi, 645.
- Kangal, Ö., 1994. Sivas Doğusunda (Emirhan köyü yakın yöresinde) yüzeyleyen Miyosen yaşlı Birimlerin Teknostratigrafik özellikleri. Yük. Lis. Tezi. C.Ü. Fen Bil. Enst., Sivas.
- Kurtman, F., 1961. Sivas-Divriği arasındaki sahanın jeolojisi ve jipsli seri hakkında bazı müşahedeler. M.T.A. Dergisi s.56, s.14-25
- Kurtman, F., 1973. Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı: M.T.A. Dergisi s.80, s.1-32
- Lemonie, P., Dauville, R., 1904. Surlegene Lepidocyclina Gumbel. Soc. Geol. France, Mem. Pal. tome 12, Fasc.2 no.32, p.17.
- Loeblich, A.N., Tappan, H., 1988. Foraminiferal genera and their classification. 2 volumes (text-volume, 970 p., plates. volume, 212 p. 847 plates). Van Nostrand Reinhold Company, Newyork.
- Michelotti, 1841, Mem. Soc. Ital. Sc., Modena, 22, p 296, pl.III, fig. 5.
- Michelotti, 1861, Etudes surle Miocene inferreure de l'Italie septentrionale. Naturk. Verh. van de Bat. Holl. Maatsch. der wett. te Haarlem 2. (15):1-183
- Poisson, A.M., Temiz, H., Gürsoy, H., 1992. Pliocene thrust tectonics in the Sivas Basin near Hafik (Turkey): C.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Derg., C.9, S.1, s.19-26.
- Vlerk, I.M. Van Der, 1924, Miogypsina dehaartii now. spec. de Lahat. Eclogae Geol. Helv., vol. 18 (1923-1924), no.3 pp. 429-432, text-figs.1-3.

TONŞTAYNLAR : ELEŞTİRİLİ BİR DERLEME

TONSTEINS : A CRITICAL REVIEW

Gülşen GÜMÜŞER Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Sivas
Hüseyin YALÇIN Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Sivas

ÖZ : Bu eleştirili derlemede; tonştaynların tanımlanması, adlandırılması, sınıflandırılması, coğrafik ve jeolojik dağılımı, çökelme ortamları, kökeni, oluşumu ve alterasyon süreçleri, mineralojik bileşimi, dokusal özellikleri ve stratigrafik kullanımı sunulmaktadır. Volkanik külün denizel veya denizel olmayan ortamlarda yaygın biçimde altere olması ile smektitik veya genellikle kömür içeren dizilerde ise kaolinitik kilttaşları oluşur, bunlar sırasıyla bentonitler ve tonştaynlar olarak adlandırılır. Son zamanlarda tonştayn tabakalarının volkanik kökenli olduğu çoğu araştırmacılarca kabul edilmektedir. Organik malzemeden türeyen hümik ve fülvik asitlerin etkisi ile kömür yataklarının altında veya içerisinde ve yıkanmanın yüksek olduğu bir ortamda volkanik küllerin alterasyonundan itibaren bir ara fazı izleyerek veya doğrudan çözünme-çökelme mekanizması ile oluşmuşlardır. Tonştaynlar hemen hemen her kıtada bulunur ve jeolojik yaşları Devoniyen'den Holosen'e kadar değişmektedir. Tonştaynlar genellikle silisik magma kökenli volkanik cam, β -kuvars, feldispat (plajiyoklaz ve sanidin), biyotit, ender olarak piroksen ve amfibol, aksesuar mineraller (zirkon, rutil, apatit, titanit, ilmenit, manyetit, allanit) gibi volkanik; başlıca kaolinit, smektit, illit, I/S ve eser miktarda fosfat, silis (opal-A ve CT) ve pirit gibi diyagenetik mineraller içerir. Dokusal özellikler; vermiküller, levhalar ve mikrosferüller, yapışık lapilli, graupen, breş, flint kil, kilsiz bölünmeler, cam kıymıkları, bitki ve organizma malzemelerini kapsamaktadır. Birçok jeolojik incelemede, tonştaynlar birincil minerallerin radyometrik yaşlandırılması, fosil zonlarının kalibrasyonu, izokron horizonları, ayrı birimlerin denestirilmesi, püskürme tarihlerinin kaydedilmesi ve kıtalararası denestirmeler için yararlıdır.

ABSTRACT : In this critical review; the definition, nomenclature, classification, geographical and geological distributions, depositional environments, genesis, formation and alteration process, mineralogical composition, textural features, and also stratigraphic uses of tonsteins are presented. Volcanic ash that falls into marine or nonmarine environments commonly alters smectitic or kaolinitic claystones generally in coal-bearing sequences, these are called bentonites and tonsteins, respectively. Tonstein beds have recently been accepted by many authors as being volcanic origin. They are formed by following an intermediate phase or directly a mechanism of solution-precipitation or as a result of the alteration of volcanic ash by effect of humic and fulvic acids generated from organic matter in a highly leaching environment within or beneath of coal beds. Tonsteins are found on almost every continent and their geological ages range from Devonian to Holocene. Tonsteins contain volcanic constituents such as volcanic glass, β -quartz, feldspar (plagioclase and sanidine), biotite, rare pyroxene and amphibole, accessory minerals (zircon, rutile, apatite, titanite, ilmenite, magnetite, allanite) to silicic magma source, and diagenetic minerals such as mainly kaolinite, smectite, illite, I/S, and phosphate, silica (opal-A and CT) and pyrite in trace amounts. Textural features comprise vermicules, plates and microspherules, accretionary lapilli, graupen, breccia, flint clay, clay-free partings, glass shards, plant and organism materials. Tonsteins are useful for radiometric dating of primary minerals, calibration of fossil zones, isochron horizons, correlation of individual units, recording eruptive histories and intercontinental correlations in many geological studies.

GİRİŞ

Almanca bir terim olan ve kökense bir anlam taşımayan tonştayn ismi Bischof (1863) tarafından önerilmiş ve sonraları petrografik adlandırmada da tercih edilmiştir (Greensmith, 1978; Burger, 1980). Aynı bir kayaç grubu olarak tonştaynların incelenmesine bu yüzyılın ikinci yarısının başında başlanmış (Schüller, 1951);

bu kayaçların kömür yataklarının ve kömür içeren sahaların tanımlanması ve denestirilmesinde kılavuz seviye oluşturduğunun anlaşılmasından sonra da maden arayıcıları, mühendisler ve yerbilimciler tarafından yaygın bir biçimde kullanılmıştır.

Weaver (1989), tonştaynları kömür içeren dizilerde, yaygın olarak da kömür

katmanları içinde bulunan çamurtaşı tabakaları olarak tanımlamıştır. Kalınlıkları bir kaç cm'den 1 m'ye kadar değişen çoğu tonştaynlar, iyi düzenlenmiş kaolinitten oluşmuştur, fakat I/S de yaygındır. Volkanik kül kömür batakliklarına düştüğünde asidik koşullar altında karakteristik olarak vermiküler kaolinit yapraklarına dönüşür. Kül, bazen montmorillonit ve I/S'e dönüşür ve bu I/S tonştaynlar K-bentonitlere benzer olup; kömür tabakalarından ziyade, yaygın olarak kömürlere eşlik eden kayaçlarda oluşur.

Bohor ve Triplehorn'a (1993) göre tonştayn, denizel olmayan, volkanik külün yerinde alterasyonundan türemiş genellikle kaolinitik tabakaları ifade etmektedir. Araştırmacılar bu terimin kullanımını denizel olmayan, yaygın olarak kömür formasyonları ile birlikte bulunan ve çoğunlukla kaolinitik altere volkanik kül tabakaları ile sınırlandırmıştır. Denizel ortamlarda sıklıkla bulunan kaolinitik volkanik kül tabakaları araştırmacılara göre tonştayn değildir, fakat denizel olmayan, genellikle kömür içeren ortamlardaki smektitik kül tabakaları tonştayndır. Diğer isimler, sinerit ve kaolinitik bentonitler (Spears ve Rice, 1973) eski denizel olmayan volkanik kül tabakaları için önerilmiştir, fakat tonştayn daha kabul edilir ve arazi terimi olarak daha kullanışlı gözükmektedir.

Admakin (1995) ise tonştaynları kömür yataklarında ince taneli klastik sedimanlara eşlik eden ve ince tabakalardan oluşan kompakt, submonominerali killi kayaçlar olarak bildirmektedir.

Francis (1961), Price ve Duff (1969) Üst Karbonifer yaşlı kömür yataklarındaki altere tuf tabakaları (kömür tonştaynlar) esas olarak kötü-iyi kristalize kaolinite; kömür içermeyen tabakalardakilerin birçoğu (kömür içermeyen tonştaynlar) Ordovisiyen yaşlı K-bentonitlere benzer şekilde, I/S'e altere olmuşlardır. Kömür tonştaynlar asidik bataklik, oysa kömür içermeyen tonştaynlar sığ denizel ortamlarda çökelmişlerdir.

Üst Siliesiyen yaşlı kömür havzasında (Westefaliyen) asidik turbalıkda çökelmiş, kömür damarının içerisinde veya yakınında oluşmuş 1000 m²'lik bir alanda izlenebilen 1 m kalınlığındaki tuf tabakası (Parachoniak ve Srodon, 1973), bir I/S tonştayn olup; kaolinit ve I/S (> 45 % S) içermekte ve kaolinitin miktarı arttıkça, I/S'deki illit tabakalarının oranı da artmaktadır.

Tonştaynlar altere volkanik kül olarak kabul edilmiştir. Bu konudaki anlaşmazlıkların ana nedenlerinden birisi volkanik camın smektite alterasyonudur, oysa kömür içeren ortamlarda korunmuş killer kaolinitiktir.

Schultz'un (1963) işaret ettiği gibi, denizel ortamlarda çökelen her volkanik kül sık sık kaolinite altere olabilir ve bentonitler daima smektitik olmak zorunda değildir. Asidik turba batakliklarında altere volkanik kül, kaolinitik tonştaynlar olarak korunabilmekte, ayrıca smektitik tonştaynlar da sık sık bulunabilmektedir.

Denizel bentonitlerin eşdeğeri olan denizel olmayan altere volkanik kül tabakalarının tonştayn olarak kabul edilmesi, bunların jeolojik kullanımları için çok önemlidir. Masek (1963), Orta Bohemian havzasında bentonitlerden kömür tonştaynlara yanal geçişi izleyerek bu iki kül tabakası arasındaki kökensel ilişkiyi ortaya koymuştur. Waage (1961) Front Range bölgesinde denizel smektitik bentonitlere geçen Alt Kretase yaşlı Dakota Grubu'nun delta fasiyesinde kömürlü olmayan kaolinitik tonştaynları da belirlemiştir. Bu iki tip volkanik tabaka arasındaki eşdeğerlilik, tonştaynların da bentonitler gibi aynı jeolojik amaçlar için kullanılabileceğini göstermektedir.

İnce, kil bakımından zengin marn, şeyl ve kömürlü katmanlarla aratabakalı kayaçlar (genellikle kiltaşları) Avrupa literatüründe tonştayn terimi ile ifade edilmektedir (Williamson, 1970a ve 1970b; Burger, 1980). Bentonit terimi ise ilk kez Fort Benton yakınındaki kilce zengin kayaçları tanımlamak için kullanıldı; daha sonra Hewitt (1917) bunların volkanik külün alterasyon ürünü olduğunu açıklamıştır. Tonştayn ve bentonit terimlerinin kullanımı ile ilgili bazı tartışmalar vardır. Bentonit terimi üç anlamda kullanılmaktadır (Bates ve Jackson, 1980): (a) Yumuşak, plastik, gözenekli, su absorpladığında hacmi yaklaşık 8 kat artan, dokunulduğunda yağsı ve sabunumsu bir duyu uyandıran, başlıca montmorillonit ve kolloidal silika içeren camsı magmatik malzemeden genellikle tuf veya volkanik külden oluşan kayaç, (b) ticari terim olarak; çok geniş toplam yüzey alanına, suda şişme veya asitlerle aktifleştirilme özelliklerine sahip, başlıca montmorillonit içeren kil yataklarına uygulanır, (c) baskın olarak smektit türü kil minerali içeren ve bu mineralin fiziksel özelliklerini yansıtan kil (Grim ve Güven, 1978). Bu tanımlama kılavuz tabakaya değil de, kil mineral türlerine dayandırılmıştır. Bununla birlikte, bentonit terimi birkaç on yıldır ince, yaygın kil-altere kül tabakaları tanımlamak için de kullanılmaktadır; fakat smektitin baskın olması gerekli değildir (Weaver, 1963; Ross, 1955; Smith, 1967).

ADLANDIRMA VE SINIFLANDIRMA

Tonştaynlara birçok sınıflama şemaları uygulanmaktadır (Stach et al., 1982; Bouroz et

al.,1983; Burger, 1985a), fakat bunların çoğu tanımsal olup; esas olarak çökelme sonrası süreçler ile ilişkilidir. Dokusal-petrografik ölçütlere (Hoehne, 1954; Schüller, 1951; Masek, 1966; Burger, 1979; Admakin, 1995) veya kökensel ilkelere (Bouroz, 1962; Dopita ve Králik, 1967; Schüller, 1951, Schüller ve Hoehne, 1956) dayalı çeşitli sınıflamalar da önerilmiştir.

Kullanılan ölçütler özellikle Amerikan ve Rus ekolünde farklı olduğu gibi, tüm yazarlar tarafından da kullanılmamaktadır. Ayrıca, tür isimlerinde belirsizlikler vardır ve bu da petrografik adlamada kabul edilen ilkelere genellikle uymamaktadır.

Bilindiği gibi, kayaçların başlıca sınıflama ölçütleri; doku, mineralojik ve kimyasal bileşimdir. Bununla birlikte, bu ölçütlerin tonştaynların sistematikindeki önemleri değişiktir. Mineral ve özellikle kimyasal bileşim sınıflamada sınırlı bir değere sahiptir, çünkü tonştaynlar çoğunlukla monominerallidir, ender olarak ana bileşenlere (kil mineralleri) bağlı olarak iki mineralli olanlar da vardır. Aksesuar ve diğer bir kısım mineraller (kuvars, sanidin) köken belirteci olarak önemli olmakla birlikte, sınıflamada kullanılmamaktadır. Aynı durum tonştaynlarda değişik biçim ve miktarlarda bulunan karbonlu malzeme için de geçerlidir. Volkanik kül malzemenin alterasyonu ve geç diyajenezi sırasında bazı elementlerin kaybolması veya bazen yenilerinin eklenebilmesi nedeniyle, kimyasal bileşime dayalı sınıflamalardan kaçınılmakla birlikte, bazı hareketsiz elementlerden yararlanılmaktadır.

Mineral ve kimyasal bileşim açısından birbirine benzer tonştaynlar, tane büyüklüğü ve şekli ile ortaya çıkan kil malzeme dokusu ile ayrılabilir. Ayrıca birincil tabakadaki farklılıklar psödomorf protominerallerin ve protodokuların kalıntıları, büyüklüğü ve karakteri ile de saptanabilmekte olup; bunlar tonştayn ve kil minerallerinin sistematikinde çok önemlidir (Pettijohn, 1975). Kil minerallerinin kristalinitesi, tonştaynın ölçümsel dönüşümü için önemli bir belirteçtir; ancak sınıflama ölçütü olarak sınırlı bir kullanıma sahiptir. Kalıntı dokular, tonştaynların kil malzemesi için karakteristik olup; ikincil yerdeğiştirme sırasında korunan birincil kayaç dokularını veya protodokularını temsil eder. Örneğin, feldispat, biyotit, amfibol ve piroksenler kil mineralleri ile kolayca yerdeğiştirir, fakat tane şekilleri ve dilinim izleri kalır (Admakin, 1992).

Burger'in (1979) mineralojik sınıflamasına göre tonştaynlar, baskın kil mineralinin bileşimi esas alınarak üç ana gruba ayrılmaktadır:

(1) **Karışık-tabakalı kömür tonştaynlar** : İllit-montmorillonit türü karışık-tabakalı kil mineralleri ile temsil edilmektedir.

(2) **Kaolinitik kömür tonştaynlar** : Başlıca veya bütünüyle kaolinitten oluşmaktadır.

(3) **İllitik leverrierit kömür tonştaynlar** : Ana mineral olarak illit veya leverrierit (kaolinit veya kaolinit-muskovit/illit karışık tabakalı kil minerali olup; günümüzde kullanılmayan bir terim) veya klorit içermektedir.

Bohor ve Triplehorn (1993) **kömür tonştaynlar ve kömürsüz tonştaynlar** olarak genel bir ayrımı önermektedir. Bununla birlikte genelleştirilmez, graupen, camısı, iri veya ince taneli ve mikrokristalin gibi ana bileşenlere ve tane büyüklüğüne dayalı tanımlayıcı kelimeler birçok arazi çalışmaları için yeterlidir. Arazi terimi olan kömür tonştayn, tonştayn tabakasının kömür yatağı içerisinde bulunduğunu ve onunla doğrudan dokanaklı olduğunu, kömürsüz tonştayn ise kömür katmanları içerisinde veya dokanağında bulunmayan ve denizel olmayan altere volkanik kül katmanlarını ifade etmektedir.

Bohor ve Triplehorn (1993) altere olmamış külleri, denizel smektitik bentonitleri ve denizel olmayan kaolinitik tonştaynların tümünü alterasyon durumuna, çökelme ortamına veya mevcut mineralojik bileşimine bakılmaksızın "sinerit" (Bouroz, 1962) genel başlığı altında toplamıştır. Sinerit birincil terim olarak oldukça geniş bir sınıflamayı içermekle birlikte, bu anlamda kullanımı araştırmacılarca yaygın biçimde kabul edilmemiştir. Tanımlayıcı terimler kullanarak kaolinite altere olmuş kömür yatağındaki bir volkanik kül tabakası ilk önce sinerit, ikincide tonştayn ve son olarak da kaolin-kömür tonştayn biçiminde adlandırılabilir. Benzer biçimde, denizel çökelme ortamındaki altere smektitik volkanik kül esas olarak sinerit, ikinci olarak ise bentonit şeklinde tanımlanabilir.

Pekişmiş volkanik kül için genel bir terim olan tuf yaygın bir kullanıma sahiptir (Fisher ve Schmincke, 1984) ve olasılıkla kömürle yakından ilişkisi bulunmayan ve denizel olmayan kül tabakaları için kullanılmıştır. İlk kez çökelme ortamını tanımlanmış eski bir kül tabakası (sinerit) arazide kolayca altere tuf, tonştayn veya bentonit olarak sınıflandırılabilir.

Fisher ve Schmincke (1984) tonştayn terimini atmaya, bentonit terimini ise kil mineral bileşimine veya çökelme ortamına bakılmaksızın ince, yaygın ve olasılıkla volkanik kökenli kilce zengin tabakalar için geniş anlamda kullanmayı önermiştir. Bu kullanım birçok problemleri doğurdu, bunlardan birisi jeoloji ve endüstride smektitik denizel kayaç olarak bentonit kavramının çok eski ve

yerleşmiş olmasıdır. Chamley (1989) bu öneri ile aynı fikirde iken, Bohor ve Triplehorn (1993) geleneksel anlamı ve uygulanabilirliği açısından bentonit teriminin bu kullanımını kabul etmemekte ve kökensel bir terim olan sineritin adlama hiyerarşisinin başında yer almasının daha uygun olabileceğini; bununla birlikte spesifik ve tanımsal bir terim olan bentonitin smektititik bileşimli çoğunlukla denizel altere volkanik küller ile sınırlandırılması gerektiğini düşünmektedir. Bazı korunmuş volkanik kül tabakaları bu basit sınıflamaya aykırı gözükmektedir. Colorado'daki Troublesome Formasyonu'na (Oligosen ve Miyosen) ait kısmen altere olmuş kül tabakası buna bir örnektir (Zielinski, 1982). Troublesome Formasyonu en azından kömür veya linyit olarak korunmamış turba birikiminin olmadığı bir alüvyon ve göl ortamında çökelmiştir. Bu kül tabakasının taban kısmı montmorillonite altere olmuştur, fakat üst kısmı altere olmamış cam ve birincil volkanik minerallerden oluşmaktadır. Bu tabaka açıkça bir sinerittir; kısmen altere olmuş smektitik tuf olarak da tanımlanabilir. Turba bataklığında çökelmiş ve tamamen smektit veya kaolinite altere olmuş kül tabakası, smektitik veya kaolinitik tonştayn olarak sınıflandırılabilir.

Bataklık ortamında organik maddenin degradasyonu (negatif/gerileyen dönüşüm) hümit ve fülvik asitleri oluşturur ve böylece volkanik külün kaolinite alterasyonu ilerler (La Iglesia ve Van Oosterwyck-Gastuche, 1978). Bununla birlikte, sığ denizel ortamlardaki organik madde (örneğin algler) de, volkanik külün kaolinitizasyonunu ilerletebilir. Litoral ve sığ denizel olarak açıklanan Ordovisiyen tabakasındaki volkanik külden yerinde alterasyon ile oluşan tabakalar, Garcia-Ramos et al. (1984) tarafından tonştayn; ancak Bohor ve Triplehorn (1993) bu tabakaları kaolinitik bentonitler olarak sınıflandırmışlardır.

Admakin (1995) tonştaynları öncelikle petrografik ölçütlere göre ortotonştaynlar ve paratonştaynlar olmak üzere iki ana gruba ayırmıştır:

Ortotonştaynlar geniş bölgelerde (Burger, 1985b; Masek, 1966) kül malzemenin yerinde ikincil ornatmasından türemiş olup; tipik protomineraller içermekte ve Ti modülünün belirli bir değeriyle karakterize edilmektedir (Spears ve Kanaris-Sotiriou, 1979). Ortotonştaynlar psödomorf dokular, psödomorf mineraller (feldispat, mika-başlıca biyotit) ve kalıntı dokuları (taneli kil malzeme, kalıntı biçimler-şeritli ve parçalı, afanitik kil malzeme) içermektedir.

Aşağıdaki bileşimsel ve dokusal özelliklere sahip tonştaynlar Admakin, (1995)

tarafından **paratonştaynlar** olarak tanımlanmıştır.

(1) Kil matriksde yaygın olarak düzensiz birlikteliğine sahip psödomorf, kararlı ve klastojenik poliminerallerin varlığı.

(2) Matriksde kaolinit tanelerinin gelişimi; bunlar belirli killerde karakteristik pelletik dokuyu tanımlar (Pettijohn, 1975). Kaolinit, tanelerde matriksdekenden daha yüksek bir kristaliniteye sahiptir. Monomineral taneleri kaolinitiktir, oysa protomineraller sadece çimentolanmış kütlede mevcuttur. Kaolinit matriks, karbonatlı detritiklerce zengin olup; sık sık vitren bantları içerir.

(3) Bütünyle ara tabakalılarından oluşan homojen kil malzeme.

Bouroz (1966) taşınmış malzemeden oluşan tonştaynları **stratotonştaynlar** olarak tanımlamıştır.

Admakin (1995) mineralojik bileşimlerine göre tonştaynları şu alt gruplara ayırmıştır:

(1) çoğunlukla montmorillonit-illit matriksli yoğun (kriptokristalin) tonştayn.

(2) kısmen montmorillonit-illit matriks ve ender olarak kristaller şeklinde kaolinit içeren yoğun (kriptokristalin) tonştayn.

(3) esas olarak optik izotrop veya mikrokristalin kaolinit içeren taneli tonştayn.

(4) esas olarak farklı kristal biçimleri (tabüler, sütun, vermiküler) içeren kristalin tonştayn.

(5) kaolinleşmiş mika (başlıca biyotit) içeren tonştayn.

(6) kaolinleşmiş mika ve feldispat içeren geçiş veya psödomorf tonştayn.

Admakin (1995) kil malzeme dokusuna göre ise tonştaynları aşağıdaki alt gruplara ayırmaktadır:

(1) **Kriptotonştaynlar** : Kriptokristalin kil malzeme dokusuna sahip kayaçlardır. Bunlar izotropik ya da zayıf anizotropiktirler. Kil partiküllerinin üst tane boyu sınırı 0.0001mm'dir.

Daha sonraki alt grup, mikrokristalin kil malzeme dokusu ile karakterize edilir. Bununla birlikte, petrografik çalışmaların da gösterdiği gibi, kripto- ve mikrotonştaynlar arasındaki sınır keskin olmayıp, her iki doku tipini de çeşitli miktarlarda içeren ortaç türler bulunmaktadır.

(2) **Hipotonştaynlar** : Kripto- ve mikrokristalin dokuların birlikte bulunduğu kil matriksli kayaçlardır. Kil mikropartiküllerinin üst tane boyu sınırı 0.001 mm'dir.

(3) **Mikrotonştaynlar** : Mikrokristalin kil matriksli kayaçlardır. Optik anizotropi etkisini yaratan mikroskopik kristal agregatlarından meydana gelmiştir. Kil malzemesinin kristalitesi değişkendir: çok ince kristalin matriks çok iyi gelişmiş kaolinit kristalleri ile

dilimleri birleştirir. Bu altgruptaki kil partikülleri için üst tane boyu sınırı 0.01 mm'dir. Bu tür tonştaynlarda kriptokristalin kısımlar mevcut değildir, fakat kaolinit kristaloblastları henüz yeterince gelişmemiştir.

Hipo- ve mikrotonştaynlar tamamen diyajenez sırasındaki kil malzemesinin dönüşümünün tek bir evresini temsil eder ve böylece genellikle **mezotonştaynlar** olarak isimlendirilirler.

(4) **Tanesel tonştaynlar** : Kristalin killi malzeme dokusuna sahip kayalardır. Bunlarda kaolinit matriks rekristalize olmuştur. Kaolinit kristaloblastları sık sık gözlenmektedir.

Taneli kaolinit toplulukları kalıntı olup; bunların bolluğu tonştaynın taneseli dokulu olduğunu gösterir. Bu tonştaynlar, taneler ile çimentolanmış kil matriksdeki kil malzemenin tekdüze kristalinitesi ile karakterize edilir. Kural olarak psödomorf mineraller mevcut değildir. Tanelerin kökeni daima belli olmayıp, çoğunlukla polijenetiktir. Tanesel tonştaynlar kil malzemesinin kristalinitesine göre alt gruplara da ayrılabilir: taneseli kriptotonştaynlar gibi.

Blastotonştayn terimi ise Admakin (1992) tarafından kil matriksin yaygın biçimde rekristalize ve kil matrikste iç içe büyümüş dokusal özelliklere sahip iri kaolinit kristallerinin mevcut olduğu tonştaynlar için kullanılmıştır.

Kripto-, hipo- ve mikrotonştaynlar bazı sınıflamalarda (Burger, 1979; Schüller, 1951) ayrılmamış ve "yoğun" (dichte) veya **kriptokristalin tonştaynlar** olarak tanımlanmıştır.

Admakin (1995), mineral türüne ve kristal biçimlerine göre ortotonştaynlara bazı ön adlar da eklemiştir. Örneğin, kil matriksde ornatılmış bir çok feldispat kristallerine sahip tonştaynlar "feldispatik" olarak isimlendirilebilirler: feldispatik kriptotonştaynlar gibi. Kaolinit kristalleri c-ekseni boyunca uzamış ve matriksin içine doğru iç içe büyüyen sınırlar ile karakterize edilebilir. Bu tür dokusal karakteristiklere sahip tonştaynlar "vermiküler" biçiminde isimlendirilebilir: vermiküler hipotonştaynlar gibi. Kalıntı vitroklastik dokuları kil matrikste korunmuş tonştaynlar "vitroklastik biçiminde tanımlanabilir. Vitroklastik blastotonştayn gibi. Afirik malzemedan oluşan tonştaynlar için "afanitik" kullanılmaktadır: Afanitik mikrotonştayn gibi. Paratonştaynlarda ise tane boyunu da gözönüne alarak feldispat, mika, kuvars ve litoklast içerenlere "litik" (litik kriptotonştayn gibi), taneseli kil malzemedan (pelletler) oluşanlara "arenitik" (arenitik hipotonştayn gibi), homojen kil malzeme içerenlere "lütitik" (lütitik mikrotonştayn gibi) ön sıfatlar önermektedir.

Y-şekilli vitroklastik silt-kum boyu partiküller içeren tüflü vitroklastik dokulu kil malzemeye sahip tonştaynlar farklı isimlerle tanımlanmışlardır: tüflü kayalar (Schüller, 1951), sineritler (Bouroz, 1962), KT-tipi ve M-tipi (Dopita ve Králík, 1967) gibi.

COĞRAFİK VE JEOLJİK DAĞILIM

Kömür tabakaları içeren bütün karalarda oluşabilen tonştaynlar, orjinal olarak Batı-Orta Avrupa'daki kömür tabakalarında tanımlanmışlardır. Daha sonra Rusya, İngiltere, Kuzey Mexico, Hindistan, Avustralya ve Batı Kanada'da da tonştaynlar belirlenmiştir. Diğer oluşumlar çeşitli araştırmacılar tarafından Endonezya, Çin, Japonya, Güney Afrika, İspanya, Kolombiya, Güney Amerika, Avustralya, Antartika ve Batı Kanada'da bildirilmiştir (Bohor ve Triplehorn, 1993 ve içindeki kaynaklar). Tonştaynlar Brezilya, Bulgaristan, Arjantin Rodezya ve Türkiye'de de rapor edilmiştir (Burger, 1979).

Türkiye'de bilinen en tipik tonştayn tabakası Vestfaliyen yaşlı Zonguldak-Amasra kömür havzasında bilinmektedir (Karayiğit, 1989). Volkanojenik sedimanların yoğun olduğu özellikle Batı Anadolu'daki kömürlü görsel Neojen basenlerinde yaygın tonştayn tabakalarının bulunması beklenmelidir.

Altere tuf tabakaları Avrupa'da Üst Karbonifer'de yaygın iken, Kuzey Amerika'daki aynı yaşlı kayalarda sadece birkaç tabakada tanımlanmıştır.

Güncel distal kül çökelleri denizel ortamlarda iyi korunmuş ve yaygın bir şekilde çalışılmıştır (Kennett, 1981). Bu çökellerin eski eşdeğerleri, ilk defa Montana'daki Benton Grubu'nda bentonitler olarak isimlendirilen altere kül tabakaları olarak korunmuştur (Ross ve Shannon, 1926). Bu denizel kül tabakalarının cam fazı, yaygın olarak montmorillonitik smektitlere dönüşmüştür. Distal kül çökelleri kara yüzeylerinde de korunabilir, buna karşın eski denizel olmayan kül tabakaları ise iyi korunmamıştır.

Bu listelemeden tonştaynların dünyada hemen hemen her kıtada olduğu, ancak en iyi örneklerinin Avrupa ve Kuzey Amerika'da bulunduğu; ayrıca Devonien'den Holosen'e kadar geniş bir jeolojik yaş aralığına sahip olduğu anlaşılmaktadır.

KÖKEN

Tonştayn ile ilgili ilk çalışmaların başladığı Almanya'da özellikle de Saar bölgesinde Üst Karbonifer yaşlı kömür tabakaları için Schmitz-Dumont (1894) tarafından volkanik köken önerildi. "Volkanik

teori" için kanıtlar çoğalırken, batakılık ortamında sedimanların yüzeysel bozunma ürünleri olarak tonştaynların oluşması, Hoehne (1953) tarafından "sedimanter teori"nin ortaya atılmasına neden olmuştur. Birincil volkanik mineraller ve hatta volkanik cam içeren daha genç ve daha az altere olmuş tonştaynların keşfi (Triplehorn ve Bohor, 1986), volkanik teorinin hemen hemen evrensel olarak kabul edilmesini sağlamıştır.

Volkanik kül kökenli tonştaynların karakteristiği arazi ilişkileridir. Tonştayn tabakaları genellikle ince, sürekli, geniş ve birlikte bulunduğu tabakalar ile keskin kontaklara sahip olup; düşük enerjili bir ortamda korunmuş volkanik kül çökellerini karakterize etmektedir (Bohor ve Triplehorn, 1993). Bu tabakaların yanıl yayılımı korunma ortamı kadar, türedikleri volkanik sorgucun alansal boyutlarına da bağlıdır. Kaolinitin doğal beyaz rengini gösteren çoğu kömür tonştaynlar yüzlekte beyazdır, çünkü daha koyu olan organik malzemeler uzaklaştırılmıştır. Bununla birlikte, maden ocaklarında kömür tonştaynların taze yüzeyleri sık sık kahverengi, gri veya siyahtır. Tonştaynların tanımlanması ve jeolojik kullanımları volkanik kül kökenine dayandırılmaktadır. Bu nedenle tonştaynların altere volkanik kül olarak kökenlerini tanımaya yarayan karakteristiklerini sıralamak yararlıdır. Bunların çoğu Triplehorn ve Bohor (1981) tarafından önerilmiş, fakat diğer çalışmacılar bazısını tonştaynlar olduğu kadar bentonitler (Ross, 1928) için de tanımlamışlardır.

Aşağıdaki karakteristiklerin her biri tonştaynları belirlemek için yeterli değildir, ancak birkaçı birlikte görülüyorsa volkanik kökeni tanımlamaya yarar ve sınıflandırılmasına olanak sağlar:

(1) Keskin kontaktlı, ince, geniş, nispeten tekdüze tabaka karakteri,

(2) İkili tane boyu dağılımı; örneğin kil-boyu bir matriksde yüzen kum-boyu volkanik mineral taneleri (fenokristaller),

(3) Özşekilli veya kırılmış birincil volkanik fenokristaller içeren sınırlı bir mineralojik dizi, (a) sık sık cam kapanımları içeren β -kuvars paramorfları ve kıymıkları; (b) riyolitik küllerdeki yüksek sıcaklık K-feldispat (sanidin) kristalleri (Ca-plajiyoklaz sık sık dasitik küllerde oluşur); (c) tek tabakalarda sınırlı bir morfolojiye sahip özşekilli zirkon; (d) manyetit-ilmenit, biyotit ve ara sıra apatit; (e) allanit ve sfen gibi eser volkanik mineraller,

(4) Keskin X-ışını kırınım piklerine sahip, hemen hemen monominerali kil mineral bileşimi (çoğunlukla otijenik kaolinit, detritik diziler hemen hemen daima heterojen),

(5) Su ile detritik tanelerin taşınmasını değil, yerinde alterasyonu gösteren ince kaolinit vermikülleri,

(6) Birincil minerallerin radyometrik yaşları, birlikte bulunduğu sedimanların biyostratigrafik yaşları ile aynı, eğer detritikseler farklı olacaktır,

(7) Yapışık lapilli ve pomzanın kalıntı yapılar olarak korunması,

(8) Kıymık ve gaz kabarcıkları gibi korunmuş volkanik cam dokuları,

(9) Normal şeyllerinkinden daha az kuvars içeriği.

(10) Batakılık ortamına göre tonştayn tabakasının genişliği,

(11) Geniş negatif Eu anomalileri içeren riyolitik küllerinkine benzer REE kondrit-normalize dağılımı.

MİNERALOJİ

Çoğunlukla cam, kısmen de fenokristaller halinde magmatik kökenli "birincil mineraller" ile tüflerin çökmesinden sonra orjinal külün alterasyonu veya diyajenez veya yüzeysel bozunma sırasında yeraltı veya yüzey sularından itibaren yeni bir malzemenin çökmesi ile oluşan "ikincil mineraller" içerirler (Bohor ve Triplehorn, 1993). Ancak, kil minerallerinin kökeni ile ilişkili terminolojiler (Millot, 1970; Yalçın ve diğ., 1989) gözönüne alındığında; burada ikincil mineraller yerine diyajenetik mineraller, yüzeysel ortamlarda doğrudan oluşan mineraller için de yüzeysel neoformasyon mineralleri teriminin kullanılması daha uygun gözükmektedir.

Volkanik Bileşen ve Mineraller

Tonştaynlarda bulunan birincil ana bileşen ve mineraller sırasıyla volkanik cam, kuvars, feldispatlar ve biyotitdir. Az veya eser miktarda gözlenen diğer minerallerden fosfatlar, Fe-oksitler, TiO_2 polimorflarıdır. Ayrıca, allanit, piroksenler ve amfiboller, daha genç veya daha yaşlı, daha az diyajenez geçirmiş kilce zengin tonştaynlarda alterasyondan etkilenmeden kalabilir. Monazit ve topaz, hatta granat ve turmalin gibi dayanıklı mineraller bazı tonştaynlarda eser miktarlarda oluşabilir.

Cam : Tonştaynlarda oluşan birçok volkanik küllerin olasılıkla en bol orjinal bileşenidir. Tersiyer-Öncesi tabakalarda, genellikle bütünüyle kil minerallerine dönüşmüştür; fakat karbonat veya silika ile erken çimentolanma tonştaynlarda altere olmamış camı koruyabilir (Francis et al., 1968; Jeans et al., 1977). Her ne kadar tonştaynlarda cam kıymıkları sık sık tanımlanmışsa (Bouroz et al. 1983; Burger,

1985a ve 1990; Burger ve Wolf, 1987) da, bunların gerçekten cam veya sadece kıymık benzeri kil mineral psödomorfları olup olmadığının saptanması gerekmektedir. Tonştaynlarda hem kaolinit, hem de Al-fosfat ile yer değiştiren gaz kabarcıkları gözlenmiştir (Bohor ve Triplehorn, 1993).

Volkanik küllerdeki cam morfolojisi ve bileşimi Fisher ve Schmincke (1984) ve Gündoğdu et al. (1996) tarafından da belirlenmiştir.

Kuvars : Genellikle, tonştaynlarda bulunan en yaygın ve en bol birincil mineraldir. Silisik magmadan yüksek sıcaklık formu (β) şeklinde fenokristal halinde kristalleşir. Özşekilli bipiramidal volkanik kuvarsin oluşumu Blatt et al. (1980) tarafından tanımlanmıştır. Volkanik kuvars karakteristik olarak temizdir, fakat sık sık cam, sıvı veya mineral kapanımları içerir (Clochiatti, 1975).

Özşekilli β -kuvarslar sıklıkla tek bir kristal yüzeyine sahip keskin köşeli-sivri taneler halinde oluşur; olasılıkla bu taneler kırılmış bipiramitleri temsil eder. Tonştaynlardaki β -kuvars taneleri prizma yüzeyleri gelişmemiş, keskin özşekilli bipiramit veya az prizmatik yüzeyler ile hafifçe değiştirilmiş bipiramidal kristal yüzeylerinden, değişik derecelerde yuvarlaklaşmış ve hemen hemen küresel tanelere kadar değişir. Bu yuvarlaklaşma, magma odası içindeki özşekilli β -kuvars kristallerinin kenarlarının emilmesine bağlıdır (Donaldson ve Henderson, 1988) ve detritik aşınma ile karıştırılmamalıdır.

Feldispatlar : Tonştaynlarda, kuvarstan sonra en bol bulunan birincil minerallerdir. Plajiyoklaz ve sanidin yaygın ve bazen nispeten boldur; mikroklin ise birincil volkanik bir mineral değildir. Bununla birlikte, feldispatlar alterasyona kuvarstan daha duyarlı olduklarından tonştaynlardaki bollukları, ana volkanik küledeki ilksel bolluklarını yansıtmayabilir. Üstelik, tonştaynlardaki feldispat türlerinin bağlı miktarları ana külünkinden farklı olabilir, çünkü özellikle plajiyoklaz, sanidinden çok daha kolay altere olur veya yüzeysel bozunma sırasında çözünür (Banfield ve Eggleton, 1990).

Kapanım içermeyen ve killeşmemiş taze volkanik feldispat kuvarsa benzeyebilir (Dopita ve Kralik, 1977); bu nedenle şekil daima tek başına güvenilir tanımlayıcı bir özellik değildir.

Biyotit : Silisik volkanik küllerin yaygın bir bileşeni olan bu mika minerali sık sık özşekilli, parlak siyah hegzagonal levhalar veya yığınlar

halinde oluşur. Biyotit, tonştaynlarda taze volkanik küllerdeki önerilen bolluğundan daha az yaygındır, çünkü kömür içeren ortamlarda en kolay altere olan birincil volkanik minerallerden birisidir. Muskovit birincil volkanik bir mineral değildir ve tonştaynlardaki varlığı çoğunlukla detritik kirlenmeye işaret eder.

Biyotit, tonştaynlarda yaygın olarak kaolinite altere olur. Biyotit yaprakları kalınlık veya mikroyapıda belirgin bir değişim olmaksızın gümüşü veya renksiz kaolinite dönüşür, bu durumda görünümü muskovite çok benzer. Biyotit yığınlarının alterasyonu, Fe, Mg ve K'un kenarlardan itibaren yıkanması ve siyah rengin açılması ile sık sık içeriye doğru ilerler. Bu tip alterasyon biyotitlerin kenarlarının kabarıp ortasının delinmesi ile de sonuçlanabilir (Bouroz et al., 1983; Dopita ve Kralik, 1977; Pollastro, 1981; Diessel, 1985; Bohor ve Triplehorn, 1993). Biyotit yığınlarındaki kristallerde içe doğru devam eden alterasyon ve kabarma kaolinit vermiküli oluşturabilir. Ancak, bu gözlemler bütün kaolinit vermiküllerinin altere biyotit yığınlarından itibaren oluştuğu anlamına gelmemektedir. Tonştaynlarda jel yerine, çözüldüden kristalleşme ile geliştiği gözükken bazı vermiküller de belirlenmiştir (Eberl et al., 1990). Jel kökenli iri kaolinitik vermiküllerin ortasında yaygın olarak tüpler (Hoehne, 1964) veya hegzagonal delikler (Bohor ve Triplehorn, 1993) bulunmaktadır. Bohor ve Triplehorn'un (1993) yaptığı petrografik çalışmalara göre, ince kesitte birçok iri vermiküler yığınlar merkezi eksen etrafında kristalit yığınlarının oluşturduğu daha küçük altı sütüandan meydana gelmiş gözükmektedir. Kaolinite dönüşmüş ve kabaran kenarlara sahip biyotit yığınları, her iki oluşum biçiminin de geçerli olduğunu belirtir gözükmektedir; örneğin uzun ve düzgün kenarlı vermiküler kaolinit doğrudan çökeltme ile olduğu kadar, biyotitlerin alterasyonundan da oluşabilir. Kaolinitik vermiküllerin bir yönde uzaması, kısmen altere biyotit yığınlarının sedimantasyonla yönleneşine uygun olup; tonştaynın tabakalanma düzlemini dikey olarak kesmektedir.

Apatit : Silisik bileşimli çoğu taze volkanik külede bulunmaktadır. Tonştaynlarda özşekilli, altı kenarlı ve kuvvetli bazal dilinimine bağlı olarak kırılmış prizma halinde oluşur. Bununla birlikte, asit çözümesine karşı duyarlılığından dolayı tonştaynlarda çoğunlukla bulunmaz. Triplehorn ve Bohor (1983), Dakota Grubunun üst kısmındaki denizel olmayan kaolinitik altere volkanik kül tabakalarında apatitin bulunmadığını; buna karşın, denizel şeyller içinde çökelmiş, yanıl geçişli altere volkanik

külden oluşan smektitik tabakalarda (bentonitler) apatit nispeten yaygındır. Triplehorn et al. (1977), Alaska'daki Tersiyer yaşlı smektitik tonşaynların ağır mineral ayırmalarında apatiti bildirmişlerdir, fakat bu tonşaynlar sadece kısmen altere olmuşlardır ve hemen hemen nötr pH'a sahip çözeltilerce düşük dereceli yüzeysel bozunmaya (yıkılmaya) işaret eden taze cam içermektedir.

Apatit ve diğer fosfatlar ikincil mineraller olarak da oluşabilirler.

İlmenit ve Manyetit : Siyah, opak, metalik görümlü kristaller halinde oluşan bu mineraller, tonşaynlarda boldur. Düzgün bazal uçlara sahip, özşekilli, altı kenarlı ilmenit prizmaları tonşaynların ağır mineral fraksiyonunda çok yaygındır. Bu tür kristaller sık sık keskin kenarlara, canlı metalik parlaklıkta düzgün kristal yüzeylerine sahiptir ve yüzeysel ve diğer bozunmalara ait izler göstermezler. Bazı taneler parlak ve canlı olmakla birlikte, kristal yüzeyleri içermeyen disk veya düğme şeklinde de oluşurlar. Bu morfoloji β -kuvars tanelerinin yuvarlaklaşmış damlacık şekillerine benzer olup; magmatik resorpsiyonun bir sonucu da olabilir. Açık ağ dokusu gösteren anataz ve rutil taneleri ve psödomorf ilmenit kristalleri, ilmenitin yaygın alterasyon ürünleridir. Ağ dokusu, çözüldüden geriye kalan ayrılmış TiO_2 lamellerin dokulararası Fe-oksit fazından ayrılmasını temsil etmektedir (Dimanche ve Bartholome, 1976).

Farklı kökene sahip manyetit sferülleri Puffer et al. (1980) tarafından tanımlanmış olup; Ti'ca nispeten zengin olanlar volkanik kökene işaret ederler, oysa extraterrestriyal sferüller yüksek Ni içeriğine sahiptir; doğal olmayan sferüller ise Ti ve Ni'den yoksundur.

Tonşaynlardaki volkanik manyetit kristalleri ise çoğunlukla oktaeder biçiminde oluşur.

Zirkon : Bozunmaya karşı çok dayanıklı bir kristal olan bu mineral, tonşaynlarda diyajenetik modifikasyona uğrasalar bile hemen hemen daima özşekilli olarak bulunurlar. Dopita ve Kralik (1977), tonşaynlardaki zirkonların çoğunlukla sınırlı bir renk ve şekle sahip homojen bir topluluk ile karakterize edildiğini; bununla birlikte, komşu detritik sedimanlardaki zirkon topluluklarının renk ve şekil bakımından çok değişken olmaya eğilimli ve hemen hemen yuvarlaklaşmış olduklarını göstermişlerdir. Kowallis ve Christiansen (1989), zirkon morfolojisinin piroklastik kayaların deneştirilmesi için faydalı olabileceğini ve ana magmaların bileşim ve sıcaklığını saptamak için

Pupin'in (1980) sınıflama sistemine uygulanabileceğini belirtmişlerdir.

Rutil ve Titanit (Sfen) : Bu titanlı mineraller tonşaynlarda oluşabilir, fakat ender olarak boldur. Rutil, disagregasyon ve seperasyon süreçleri sırasında genellikle bozunarak lökoksene dönüşebilir. Diğer TiO_2 polimorfları olan brukit veya anataz mineralleri de tonşaynlarda oluşabilir.

Allanit, Piroksen ve Amfiboller : Epidot grubunun bir üyesi olan allanit, Wyoming'de Eosen kömür tabakalarındaki tonşaynlarda bildirilmiştir (Bohor et al., 1979). Allanit kolayca altere olur, tonşaynlarda sadece eser miktarda ve aşınmış kristaller halinde ender olarak bulunur. Bununla birlikte; hornblend kısmen altere tonşaynlarda bazen nispeten boldur (Triplehorn et al., 1977). Birçok piroksen ve amfiboller, silisik volkanik küllerde sadece eser miktarlarda vardır, fakat ortaç-bazik küllerde yaygın bileşenlerdir (Sanchez et al., 1987); genellikle bu mineraller kömür içeren ortamda kolayca altere olmaktadır.

Eser ağır mineraller : Bentonitlerde ağır minerallerin birincil volkanik, ikincil volkanik (yeniden çökelmiş) veya volkanik olmadığını belirlemek için bunların yorumu ve önemi Weaver (1963) tarafından vurgulanmıştır. Yazan, birincil volkanik bentonitlerin biyotit, zirkon, apatit ve titanit ile sınırlı ağır mineral grubuna sahip olduğunu; daha genç ve daha az altere olmuş olanların hornblend, ojit ve hipersten de içerebileceğini ifade etmiştir. Weaver (1963) ikincil olarak (yeniden işlenmiş ve kirlenmiş) turmalin, granat, muskovit, rutil içeren bentonitleri de işaret etmiştir; bununla birlikte, bu verilerin bir kısmı elde edilen sonuçlar ile çelişkilidir. Tonşaynlarda ve bentonitlerde bulunduğu, özellikle özşekilli ve eser miktarda oluştuğunda turmalin, pembe granat ve topaz içeren riyolitik lav ve piroklastiklerde bu mineraller birincil volkanik kökene işaret edebilir. Bununla birlikte, muskovit, ayrıca disten (kiyanit), sillimanit, stavrolit, glokofan ve kloritoyid gibi belirteç metamorfik mineraller kirlenme ve yeniden çökeltmenin kesin ölçütleridir. Tonşaynlar gibi killerin kökeni, ağır mineral dizisinin dışında başka ölçütlere de dayandırılmalıdır. Spears (1982) de klastik minerallerin bulunup bulunmamasına göre, killerde kökensel ölçüt olarak ağır minerallerin volkanik kökenin belirteci olup olamayacağı konusunda şüpheleri olduğunu ifade etmiştir.

Diyajenetik Mineraller

Tonştaynlarda en yaygın diyajenetik mineral kaolinittir. Diğer ana mineraller smektit, illit, I/S, fosfatlar, pirit, silika polimorflarıdır.

Kaolinit : Bazı istisnalar olmakla birlikte, tonştaynlarda en yaygın ve en bol kil mineralidir (Triplehorn et al., 1977). Kaolinit esas olarak camın alterasyonundan oluşur, fakat feldispat, amfibol, piroksen ve diğer mineraller de kaolinite altere olabilir. Kaolinit, feldispat, cam, biyotit veya ferromagnezyen minerallerden itibaren psödomorf olarak gelişebilmektedir. Kriptokristalin kaolinit, bitki hücreleri veya kök izleri içerisinde de çökebilir.

Tonştaynların X-ışını çözümlenmeleri tipik olarak kil fraksiyonun baskın veya tek bileşeni olarak iyi kristalize kaoliniti göstermekte, kaolinitin saflığı ve yüksek dereceli kristalinitesi de otijenik kökeni için kanıt oluşturmaktadır. Tonştaynlarda kaolinit, yaygın olarak iri levhamsı kristaller veya uzun, iyi gelişmiş hegzagonal şekilli vermiküler kristal yığınları halindedir. Sadece birkaç mikron büyüklükteki kaolinit kristalleri mikrokristalin bir matris içinde gözenek dolgusu kil veya saçılmış olarak oluşabilir. En büyük vermiküller birkaç mm uzunluğa ulaşabilir ve bunlar sık sık çıplak gözle görülebilir. Kaolinit, tonştaynlarda sadece vermiküler değil, iri ve iyi gelişmiş levhalar halinde de bulunabilmektedir.

Smektit : Bu mineral çoğunlukla köken külü ortaç bileşimde olan tonştaynlarda oluşur. Örneğin, Batı Washington, Skookumchuck Formasyonu'ndaki tonştaynlarda smektit yaygındır (Turner et al., 1983; Reinink-Smith, 1982). Kalın tonştaynların merkezi kesimlerinde yaygın olarak smektitin oluştuğu da bildirilmiştir (Triplehorn ve Bohor, 1981; Bouroz et al., 1983; Zaritsky, 1985). Tonştaynların kaolinitik kenar kesimlerinin aksine, burada smektitin varlığı yatağın içinde daha az yıkanmaya bağlı olarak tamamlanmamış alterasyonu yansıtır; kömür içeren aynı ince tonştayn tabakaları ise genellikle tamamen kaolinitten oluşmuştur. Smektit içeren tonştaynlar; biyotit, ferromagnezyen mineraller ve feldispat fenokristallerinin daha az alterasyonu ile de karakterize edilir.

İllit : A.B.D'de Kretase ve daha genç yaştaki tonştaynlarda ender olarak; bununla birlikte hem illit, hem de I/S, Avrupa'daki bazı Karbonifer yaşlı tonştaynlarda (Stöfler, 1963; Spears, 1971; Dopita ve Kralik, 1977; Burger ve Stadler, 1984) ve Avustralya'daki Permiyen yaşlı tonştaynlarda (Kisch, 1966) ve Çin'de (Burger et

al., 1990) bildirilmiştir. Bouroz et al. (1983) illitin bulunuşunu, çökeltme ortamındaki orjinal külün bileşimine ve su derinliğine bağlamıştır. Bununla birlikte, bu model her zaman ve her yerde uygulanabilir değildir, çünkü Kuzey Amerika'nın batısındaki benzer çökeltme ortamlarına sahip tonştaynlarda illit bulunmamaktadır (Bohor ve Triplehorn, 1993). Zaritsky (1985), eski Sovyetler Birliği'ndeki tonştaynlarda smektit ile birlikte oluşan illiti belirlemiş ve bu birlikteliği tamamlanmamış yıkanmaya bağlamıştır. Saf illitin sık sık kaolinit vermikülleri ile aratabakalı olarak bulunması, vermiküllerin altere biyotit yığınlarını ya da bu belirli tabakaların kaolinitin illitleşmesini temsil ettiğine işaret etmektedir (Bohor ve Triplehorn, 1993). Bouroz et al. (1983), illitin psödomorf cam kıymıkları olabileceğini gösterdi ve kuvarsla da yer değiştirebileceği belirtmiştir. Daha yaşlı tonştaynlarda illit ve I/S, gömülme diyajenez ile, olasılıkla smektitten itibaren oluşmuştur (Pollastro, 1983; Burger et al., 1990).

Fosfatlar : Al-fosfat mineralleri (krandalit, goyazit, gorseskit, florensit) tonştaynların eser bileşenler olarak tanımlanmıştır. Ca ve Sr'ca zengin tipleri Ba, Ce ve diğer REE içeren tiplerinden daha yaygındır. Kuzey Amerika'da yapılan çalışmalar (Triplehorn ve Bohor, 1983), bu minerallerin tonştaynlarda genellikle belirtilenden daha yaygın ve bazen baskın bileşen bile olabildiğini göstermiştir (Reinink-Smith, 1990a). Fosfat mineralleri hem kömür, hem de tonştaynlar için pratik ve jeolojik öneme sahiptir. Yüksek fosfor içeriği, koklaşmada kömürün ekonomik değerini düşürebilir. Yüksek P₂O₅ içerikleri Al-fosfat minerallerine bağlanmıştır.

Apatit fenokristalleri tonştaynlarda sadece eser miktarda oluşur, buna karşın bentonitlerde yaygın bir fenokristal bileşenidir. Bu mineral asidik ortamda kararlı değildir. Tonştaynlarda az miktardaki ikincil apatit, mikrokristalin çimento olarak veya birincil minerallerin yerini alması ile oluşabilir (Addison et al., 1983; Strauss, 1971; Hoehne, 1959; Dopita ve Kralik, 1977). İkincil apatit kristalleri sık sık altere olmamış birincil apatit kristalleri ile birlikte oluşur, bu da ikincil apatitin muhtemelen birincil kristallerin çözeltilisinden itibaren türemediğine işaret eder.

Triplehorn ve Finkelman (1989) cam kıymıkları ve gaz kabarcıklardan itibaren krandalit psödomorflarını bulmuştur. Bu oluşumlar, fosfat ornatmasının gömülmeden hemen sonra oluştuğunu gösterir ve önce cam diyajenez ile kil minerallerine dönüşebilir.

İkincil fosfat minerallerinin kökenine daha az dikkat gösterilmiştir. Fosforun kaynağı ve kristalizasyonun zamanı ve yeri iyi bilinmemektedir. Orjinal volkanik kül fosfor için önemli bir kaynak değildir. Asidik koşullar altında toprak suyundaki organik fosfor, çözünmeyen Al-fosfatları oluşturmak için yüzeysel bozunmaya uğramış cam ile hızlı bir şekilde reaksiyona girer, bunlar sonra tedrici olarak kararlı kristalin bir faza geçer (Bohor ve Triplehorn, 1993). Toprakta hızlı bir biçimde biriken fosfor, tonştaynlarda erken diyajenezde ikincil fosfat mineralleşmesini sağlayabilir.

Fosfatlardaki U ve Th, tonştaynların radyoaktivitesinin kaynağı olabilir; bu da denetimde izokron kılavuz tabakalar olarak kullanılır. Bununla birlikte, diğer birincil volkanik minerallerin de tonştaynların radyoaktivitesine katkıda bulunabileceği düşünülmelidir.

Pirit : Tonştaynlarda otijenik pirit yaygın ve yerel olarak boldur. Normalde kömürde özşekilli kübik ve oktahedral kristaller, framboyidler, boşluk dolguları ve organik minerallerin ornatılmaları gibi değişik biçimlerde bulunmaktadır.

Silika mineralleri : Silisli diyatome kavkıları, bazı Tersiyer kömür katmanlarının ve bunlarla ilişkili tonştaynların yaygın bileşenlerdir (Triplehorn, 1976; Sanchez et.al., 1987). Çünkü opal kararsızdır ve diyatome tonştaynların diyajenezi sırasında yaygın biçimde çözünür. Amorf silisin (opal-A) dışında, opal-CT (kristobalit/tridimit) oluşabilir. Bununla birlikte, diyatome volkanik camdan nispeten daha karardır, çünkü bazı tonştaynlarda tamamen altere olmuş camla birlikte oluşurlar. Volkanik kül diyatome büyümesi için silis sağlayabilir ve "diyatome çiçekleri" sık sık kül yatakları ile birlikte bulunur. Diyatome Jura ve daha genç kayalar ile sınırlandırılmıştır.

Yüzeysel Neoformasyon Mineralleri

Pirit ve diğer sülfidler, sülfatlar, demirli bileşikler, sulu Fe-oksitler ve karbonatlar gibi mineraller yüzeysel ortamlarda neoformasyon ve bozunma ile de ikincil minerallerin büyük bir kısmını oluşturabilir. En yaygın olanları jarosit, jips, baritdir. Kalsit ve melanerit daha az yaygındır. Genellikle kömürle birlikte bulunan yüzeysel bozunma ürünlerinin bazıları tonştaynlarda da oluşabilir.

DOKU

İnce kesitte tonştaynların dokusu sınıflamaları için temeli oluşturmaktadır. İri taneli tonştaynlar, arazi incelemeleri sırasında sık sık kumtaşları ile karıştırılır. Kahverengimsi

organik örtüler ile kirlenen iri kaolinit levhaları ve vermikülleri, bu tabakalara iri taneli kumtaşı görünümü verir. Tonştaynların el merceği ile yakından incelenmesi, bu taneleri oluşturan tipik hegzagonal şekilli kaolinitin tanınmasını kolaylaştırır ve tanımlanmasında gerekli olan laboratuvar analizlerini azaltır. Spesifik dokular ve tabakalanma ilişkileri de tonştaynların kökenini ve diyajenezini tanımlamada yardımcı olabilir.

Turba bataklıkları içerisinde oldukça sığ durgun suda kül olarak çökelmiş kömür tabakalarındaki çoğu tonştaynlar bitki büyümesini engellemektedir. Ancak, yeterli su derinliğine sahip ortamlarda çökelmiş bazı tonştaynlar üst kesimlerinde yeniden işlenmeye işaret eden yeniden işlenmiş dokusal özellikler de göstermektedir (Triplehorn ve Bohor, 1981).

Bohor ve Triplehorn (1993) tarafından verilen dokusal özellikler aşağıda sunulmuştur:

Vermiküler, Levhamsı ve Mikrosferüler Doku

Tonştaynlarda, kaolinit yaygın olarak vermikül olarak adlandırılan psödohekzagonal ince levhaların bükülmüş ve bir yönde uzamış yığınları halinde oluşur ve nispeten iri tane boyunda (1-5 mm) büyüebilir. Alterasyon sürecinde iri kaolinit levhalarının oluşturduğu yığınlar, biyotit yığınlarının ornatılması ile oluşabilir. Bazı vermiküller bu yolla oluşabildiği gibi, diğerleri biyotit olmaksızın doğrudan kimyasal olarak da çökeltilmiştir. Silisin çoğunun uzaklaştırılmasını içeren her iki durumda, malzemenin çözelti ve kısa mesafeli taşınmasına işaret edilmiştir. Bu vermiküllerin kırılabilir doğası, diyajenez sırasında otijenik kökene işaret eder, çünkü fazla taşınmaya dayanamazlar.

Kaolinitik tonştaynlarda nispeten ender, fakat en iyi tanımlanmış doku, mikrosferülitik dokudur. Denver baseninde (Colorado), bu ince mikrosferlerin morfolojisi olasılıkla allofandan gelişmiş ve kaolinite altere olan küresel haloysite çok benzemektedir (Bohor ve Triplehorn, 1993). Bai peteği biçiminde, mikrosferik kaolinite benzer doku, Batı Interior'da meteor çarpması ile ilişkili Kretase-Tersiyer (K/T) sınırındaki altere kaolinitik tabakada da gözlenmiştir (Bohor, 1983; Pollastro et al., 1983).

Yapışık Lapilli Dokusu

Güncel volkanik tefra çökellerinden iyi bilinen bu özellik, ilk kez Avrupa sineritlerinde Bouroz et al. (1983) ve Kuzey Amerika tonştaynlarında Bohor ve Triplehorn (1984) tarafından tanımlanmıştır. Yapışık lapilli sferoidal kütleler halindedir (tonştaynlarda

1mm'den küçük ve maksimum ~ 8 mm çapında) ve dış kenarlarındaki konsantrik tabakalanmadan dolayı oolitelere benzer olup; piroklastik kökene işaret eder (Bohor ve Triplehorn, 1984).

Flint ve diğer yoğun biçimde yıkanmış yüksek alüminalı killerde, yapışık lapillinin oluşumu hala tartışmalıdır. Bu tür killer pizolitik yapılarda sık sık gelişir ve yapışık lapilliye benzerdir (Bohor ve Triplehorn, 1984).

Graupen Dokusu

Daha iri bir matris içerisinde oval veya elipsoyidal mikrokristalin kaolinit agregatları "graupen" olarak adlandırılır ve Almanca kökenli bir terimdir. Birkaç mm çapında iri olarak oluşurlar ve parlatılmış örneklerde çıplak gözle sık sık görülürler. Graupenin bolluğu ve tane boyu tonştaynlarda yaygın olarak dikey yönde değişir; bu da kül bulutundaki bu tanelerin hem orjinal büyüklüğü, hem de yayılımı ile veya sudaki yüzme ve çökme ile saptanabilen bir geçişi gösterir. Graupen, tonştayn tabakalarının alt ve üstündeki zonlarda da sık sık yoğunlaşır (Dopita ve Kralik, 1977).

Graupenin kökeni hala bilinmemektedir. Asıl problem, bunların saf otijenik agregatlar veya pomza gibi bazı birincil dokusal bileşenlerin omatmaları olarak büyüüp büyümediğidir; olasılıkla birden fazla kökene sahiptirler.

Breş Dokusu

Tonştaynlar ve diğer ince taneli kaolinitler sık sık breşleşmiş dokular gösterir. Bu breşleşmiş dokunun kökeni problemli olup; bir kaç süreci kapsayabilir. Yuvarlaklanma, boylanma veya akıntı taşınmasının kanıtlandığı yerlerde yüzeysel bozunma ve erozyon olabilir (Loughnan, 1978). Ancak, kömür tabakaları içerisindeki özellikle ince tonştaynlarda erozyonal izler göstermemektedir (Bohor ve Triplehorn, 1993). Mekanizma tamamen açık olmamasına rağmen, breşleşmiş dokular kuruma ve büzülme ile ilişkili olabilir, bununla birlikte kopan parçalar az veya hiç taşınmaya uğramamıştır (Richardson ve Francis, 1971).

Flint Kil Dokusu

"Flint kil" laminalanma göstermeyen, konkoyidal-köşeli parçalar halinde kırılabilen ve suda dayanıklı mikrokristalin veya kriptokristalin killer için bir arazi terimi olarak kullanılmıştır (Bohor ve Triplehorn, 1993). Laboratuvar çalışmaları, bunların saf, iyi kristallenmiş kaolinitten oluştuğunu göstermiştir. Bazı kalın flint killer, doğrudan bir volkanik kül kökenine sahip olması anlamında tonştayn değildirler ve

çoğu tonştaynlar flint kil dokusuna sahip değildir. Bununla birlikte, flint killerin karakteristiklerine sahip ince tonştaynlar kömür tabakalarında oluşabilir. Bu durumlarda birincil mineraller, dokusal bileşenler ve arazi ilişkileri bu ince tabakalar için volkanik kül kökenini açıkça gösterir. Bununla birlikte, kalın flint kil tabakaları sık sık volkanik kül kökenine ait belirgin kanıt göstermezler; geçmişte bu killerin bataklık sedimanlarının ve bunlara komşu toprakların yoğun yıkanması ile ilişkili kökenleri gösterdiği düşünülmüştür. Fakat, Olive Hill Clay Bed'de volkanik kül kökenine ait kanıtlar (Bohor ve Triplehorn, 1984), flint killerin kömür içeren ortamlarda bütünüyle detritik sedimanların yüzeysel bozunması veya alterasyonu ile oluştuğu görüşüne (Patterson ve Hosterman, 1958) aykırıdır.

Kilsiz Bölünme Dokusu

Bir çok kalın kömür tabakası, bu tür bölünmelerin normal olarak oluşmasının beklenildiği stratigrafik pozisyonlarda bile gözle görülebilir tonştayn bölünmeleri içermez (Francis, 1985). Tabakalanma düzleminde saçılmış kuvars, feldispat ve diğer birincil volkanik kökenli dayanıklı mineraller, sadece son zamanlarda hem kalın, hem de ince kömür tabakalarında tanımlanmıştır. Cam bazen bu dayanıklı volkanik mineral tanelerine eşlik edebilir, çünkü köken magmanın sadece fenokristallerden meydana gelmesi olanaksızdır. Bununla birlikte, camın veya duraysız minerallerin, bu bölünmelerdeki kil mineral omatılmaları veya psödomorfları biçiminde bulunmasına ait kanıt bulunmamaktadır. Kil içermeyen volkanik bölünmeler, Montana, Powder River Basin (Wyoming), Denver Basin (Colorado) ve Cook Inlet, Nenana havzalarındaki (Alaska) kömür tabakalarında gözlenmiştir (Bohor ve Triplehorn, 1993). Ancak sadece Wyodak-Anderson kömür tabakasındaki Powder River havzası oluşumu belgelendirilmiştir (Triplehorn et al., 1991).

Kil içermeyen volkanik bölünmeler, cam fazının kil minerallerine dönüşmesi veya kil olarak çökmesinden ziyade, çözünerek sistemden uzaklaştırıldığı özel bir durumu temsil eder. Çünkü bu volkanik kül bölünmeleri kiltaşlarına altere olmadıklarından tonştayn olarak tanımlanamazlar. "Sinerit" terimi, alterasyon derecelerine veya mevcut mineral bileşimlerine bakılmaksızın tüm eski piroklastik tabakalar için önerilmiştir (Bouroz, 1962); böylece sonuçta bu kil içermeyen bölünmeler sineritler olarak sınıflandırılabilir.

Camsı ve diğer kararsız fazların çözeltisine bağlı olarak kil minerallerinin

bulunmaması, Al'un yüzeyde nispeten hareketsiz olduğu düşünülse de, sistemden önemli bir Si ve Al kaybını ortaya çıkarır (Spears ve Kanaris-Sotiriou, 1975). Bununla birlikte, Ti gibi hareketsiz bileşenler bile bitki hücrelerini doldurmuş silis ve kaolinit ile eşzamanlı çökelmiş tonşaynlarda sık sık kısa süreli taşınmaya ait kanıt gösterir (Triplehorn et al., 1991).

Kil içermeyen bölümler deneştirme, yaş verme ve ortamsal yorumlamalardan dolayı önemlidir; bununla birlikte kalın kömür tabakalarındaki olası bulunuşlarının değersiz olmasından dolayı araştırmacılar tarafından kolayca gözden kaçırılır.

Kıymık ve Lapilli Dokusu

Bazen orjinal piroklastik partikül morfolojisi çok sıklıkla kaolinit veya diğer mineral psödomorfları olarak tonşaynlarda korunmuştur (Bohor ve Pillmore (1976). Krandalit grubu Al-fosfat mineralleri ile yer değiştirmiş cam kıymıkları, sferüller ve damlalar tonşaynlarda geniş yaş aralıklarında ve lokalitelerde bildirilmiştir (Triplehorn et al., 1991; Triplehorn and Finkleman, 1989). Aerodinamik şekillere ve ince uçlara sahip kaolinleşmiş lapilli, tufün tonşayna diyajenezi sırasında yer değiştiren volkanik cam damlalarını temsil etmektedir. Bouraz et al. (1983), tonşaynlarda cam kıymıklarından itibaren gelişen illit psödomorflarını da bildirmiştir. İri cam tanelerinin kil mineralleri ile ornatılmaları, daha ince cam partiküllerinin çözelti oluşturması ve matriksde kaolinitin çökmesinden ziyade, muhtemelen daha uzun bir zaman aralığını gerektirir.

Bitki ve Organizma Malzemeli Dokular

Kül düşmesinin ardından bitkilerin büyümeye devam etmesi olgunlaşmamış tonşaynlarda sık sık kök salması ile sonuçlanır. Daha büyük kökler çoğunlukla karbonize olur ve mostrada sık sık görülürler. Bazı kökler kriptokristalin kaolinit olarak korunur, bu durum organik malzemenin erken çürümesini ve kimyasal yolla çökelen kaolinit ile hızlı dolguyu ifade etmektedir.

Kül malzemesinin çökmesi yüzeyde ayrıntıları ile korunur ise de, büyüme halindeki büyük bitkilerin korunması tonşaynlarda yaygın değildir. Alaska'daki Tersiyer yaşlı kömür tabakasında kısmen altere olmuş tüflerde ince karbonize ağaç parçaları ve dalları ile yaprakları gözlenmiş olup; kriptokristalin kaolinit veya diğer mineraller ile doldurulmuştur (Bohor ve Triplehorn, 1993).

Organizmaların açtığı oyuklar tonşaynlarda ender olmakla birlikte, denizel organizmalarla ilişki oyuklar Triplehorn ve Bohor (1981) tarafından Utah'daki Kretase yaşlı tonşaynlarda tanımlanmıştır.

Admakin (1995) tarafından verilen ortotonşaynların dokusal özellikleri aşağıdaki gibidir:

(1) Psöydoporfirik-kriptokristalin : Kriptokristalin kaolinit matriksi içinde psödomorf olarak yer değiştiren feldispat protokristalleri ile temsil edilir.

(2) Psöydoporfirik-mikroblastik : Psödomorf feldispat kristalleri hipokristalin matriks içindedir.

(3) Psöydoporfirik-mikrokristaloblastik : Mikrokristalin matriks içinde psödomorf feldispat kristalleri bulunur.

(4) Psöydokristaloporfiroblastik : İri kaolinit porfiroblastları ve psödomorf feldispat kristalleri kristalin kaolinit matriksi içindedir.

(5) Fillokriptokristali, fillohipokristalin ve fillomikrokristaloblastik : Kripto- ve mikrokristalin matriks içinde psödomorf mika levhaları ve vermikülleri ile temsil edilir.

(6) Reporfiroblastik : Kaolinit vermikülleri-nin yeniden oluşması ile karakterize edilir.

(7) Porfiroblastik : Kristalin kil matriks içinde kaolinit porfiroblastları bulunur.

(8) Vitroklastik-kriptokristalin ve vitroklastik-hipokristalin : Kripto- ve hipokristalin matriks içinde kalıntı olarak birincil dokuların korunması ile karakterize edilir.

(9) Vitroklastik-mikrokristaloblastik : Mikrokristalin kil matriks içinde kalıntı dokuları gözlenir.

(10) Vitroklastik-kristaloblastik : Kristalin kil matriks içinde piroklastik kalıntı dokuları belirlenir.

(11) Vitroklastik-porfiroblastik : Kaolinit porfiroblastları içeren kristalin matriks içinde kalıntı vitroklastik doku korunmuştur.

(12) Tanelerin kristalinitesi esas alınarak ayırtedilen dokular : taneler-kristalin, taneler-hipokristalin, taneler-mikrokristalin, taneler-mikrokristaloblastik, taneler-kristaloblastik ve taneler-porfiroblastik.

(13) Afirik kil malzemeli dokular : afanitik, hipokristalin, mikrokristaloblastik, kristaloblastik, ve porfiroblastik (kaolinit porfiroblastlı).

Paratonşaynlara ait dokusal özellikleri ise aşağıdaki gibidir (Admakin, 1995).

(1) Psamoafanitik : Kaolinize veya taze klastojenik mineral tanelerinin geliştiği kriptokristalin matriks ile karakterize edilir. Aleuritik partiküller, aleuropelitik olarak tanımlanır (aleurit; 0.01-0.1 mm arasında değişen partiküller içeren, kum ve kil arasında

dokusal olarak ortaç pekişmemiş sedimanter çökel olarak tanımlanmaktadır. Bu terim Rus literatüründe yaygın olup, sıklıkla silt olarak tercüme edilir, Bates ve Jackson, 1980).

(2) Psamoaleuropelitik : Matriks hipo- ve mikrokristalindir.

(3) Psamoaleuritik : Kil matriks kristalindir. Kaolinit kristaloblastlarına sahip olanlar psamoporfiroblastik olarak tanımlanır.

(4) Pelletik-afanitik : Kriptokristalin kil matriks ile karakterize edilir ve aynı malzemeden meydana gelmiş yuvarlaklaşmış agregatlar (pelletler) bulunur.

(5) Pelletik-aleuropelletik : Yuvarlaklaşmış agregatlar ve hipo- veya mikrokristalin matriksin bulunuşu ile karakterize edilir.

(6) Pelletik-aleuritik : Pelletler ve matriks kristalindir. Kaolinit kristali içerenleri pelletik-porfiroblastik olarak tanımlanır.

(7) Afanitik : Homojen kriptokristalin kil matriks ile karakterize edilir.

(8) Pelitik : Homojen hipo- veya mikrokristalin malzeme ile karakterize edilir.

(9) Aleuropelitik : Kil malzeme homojen ve kristalindir. Kaolinit kristalleri gelişmiş ise doku aleurito-porfiroblastik olarak adlandırılır.

VOLKANİK KÜLÜN ALTERASYONU

Alterasyon Süresi

Birçok araştırmacı eski volkanik külün kıltaşına (tonştayn veya bentonit) alterasyonunu oldukça hızlı bir jeolojik süreç olarak düşünürler. Srodon (1976) Üst Silesiyen yaşlı kömür havzasındaki tonştaynlarda, tuf malzeme henüz sıcakken, kaolinitten önce oluşan kalsit konkresyonlarından bahsetmiş ve ayrıca kil minerali oluşumunun muhtemelen erken diyajenez sırasında, külün çökmesinden hemen sonra meydana geldiği sonucuna varmıştır. Burger (1966), Ruhr tonştaynında gevrek çatlakların çökmeden hemen sonra oluştuğunu ve külün kıltaşına alterasyonundan sonra, çatlak ile kesilen kaolinit kristalleri ve vermiküllerinin önceden geliştiğini gözlemiştir. Araştırmacı bu verilere dayanarak kaolin-kömür tonştaynlarında kil minerallerinin çok erken diyajenezde oluştuğu sonucuna varmıştır.

Çökme ortamlarındaki iklim, hidrolik rejimler ve kil bileşimi gibi faktörler kömür içeren ortamlarda volkanik külün bir tonştayna tamamıyla alterasyonu için gereken zamanın uzunluğunda (bir kaç yüz veya milyon yıl) önemli katkıda bulunurlar (Triplehorn ve Bohor, 1981; Reinink-Smith, 1990b)

Tabaka kalınlığının etkisi

İklim, kül bileşimi, sıvı akışı ve tabaka kalınlığı diyajenetik eşitlikteki faktörlerdir

(Bohor, 1985). Tabaka kalınlığının etkisi özellikle Utah Ferron Sandstone Üyesi tonştaynlarında çalışılmıştır (Triplehorn ve Bohor, 1981). Ferron C kömür tabakası, kil mineral fraksiyonunda bütünüyle kaolinitten oluşan bir kaç ince (< 10 cm) tonştayn içerir. Bununla birlikte bu kömür tabakası, kalınlığı 23-68 cm arasında değişen daha kalın bir tonştayn bölünmesi de içerir. Bu kömür tabakasındaki tonştaynların tümü benzer bileşimlere sahip riyolitik tüflerden türemişlerdir. Kalın tonştayn dikey kil mineral zonlanması gösterir. Tavan ve tabanın bir kaç santimetrelilik kısmı bütünüyle kaolinite dönüşmüşken, merkez kesimleri kaolinit ve smektitin karışımından oluşmuştur. Zonlanma da birincil volkanik minerallerin dağılımına kanıttır. Bu kalın tonştaynın tavan ve taban kesimlerinde plajiyoklaz ve biyotit mevcut değildir ve tahminen kaolinite dönüşmüştür. Bununla birlikte, bu birincil mineraller tabakanın merkez kesiminde kaolinit ve smektit kil mineralleri ile birlikte bulunur. Bu mineralojik zonlanma birincil çökelenin değil, yıkanmanın bir fonksiyonu olarak ortaya çıkar. Üstte delta-önü kumtaşı bulunduğu anda aşağıya doğru kalın tonştaynın tavanını keser, bu kıltaşı birimi tavandan tabana doğru sadece kaolinit, kuvars, sıklıkla sanidin tanelerinden ve dayanıklı eser minerallerden oluşmuştur. Smektit, altere olmamış plajiyoklaz ve biyotit, daha etkin yıkama ve alterasyonun üstteki geçirirli kumtaşının kalın tonştayn yüzleğinde yakınlığına bağlı olmasından dolayı hiçbir yerde mevcut değildir.

Kalın tonştaynların mineralojisindeki dikey değişimler, erken diyajenez sırasında tuf içerisine suyun hareketindeki sınırlamalara bağlanır. Üstte ve altta sıkışan turbadan kalın tuf tabakalarına giren organik malzemece zengin, düşük pH'lı sular hızlı bir şekilde kaolinitik kil zonlarını gerçekleştirir. Smektit otoalkalizasyon koşulları altında kararlı olup; yıkanma oranının azalması ve pH'ın artması ile kaolinitin yerine oluşmaya başlar. İnce volkanik kül tabakaları ise bu mineralojik dikey değişimi göstermez.

Kül Bileşimi

Tonştaynların kökenleri genellikle riyolitik tüfler olmakla birlikte daha mafik türlerden türeyenler de vardır ve bunların mineralojisi oldukça farklıdır. Spears ve Kanaris-Sotiriou (1979) İngiltere'deki tonştaynların çoğunun yerel olarak bazik volkanik külden türediğini ve yaygın olarak volkanik olmayan sedimanlarla karışmış olduklarını saptamışlardır. Ayrıca, Triplehorn et al. (1977) ve Reinink-Smith (1990a), Alaska, Kenai Yarımadası'nda Üst Tersiyer yaşlı kömür

tabakalarındaki ortaç bileşimli altere tüflerdeki tonştayn bölünmeleri sık sık smektitik veya smektit ve kaolinitin karışımıdır. Benzer biçimde 10 cm den daha ince smektitik tonştayn bölünmeleri, Reinink-Smith (1990a) tarafından, Washington'daki Eosen yaşlı kömür tabakalarında tanımlanmıştır. Bu tonştaynlar β -kuvars, cam kıymıkları, pomza ve özşekilli zirkon, apatit, amfibol ve manyetit kristalleri içerirler. Bu tüflerin daha mafik karakterli (dasitik) olduğu hornblend ve zonlu plajiyoklaz kristallerinin varlığı ve sanidinin yokluğu ile gösterilmiştir. Mafik bileşimleri nedeni ile toprak alkali kationların yıkanma ile bütünüyle uzaklaştırılması ve/veya tüfte altere olmamış cam kıymıkları ve pomzaların varlığı ile işaret edildiği gibi, miktar ve oranının sınırı olmasından dolayı, bu ince tüfler kaolinitten ziyade smektite altere olmuştur. Böylece ilksel cam bileşimi belirli koşullar altında kömür tabakalarında tüflerin tonştaynlara diyajenetik alterasyonunda bir rol oynayabilir. Bununla birlikte, kömürle doğrudan ilişkili olmayan kaolinite altere bazaltik tüfleri inceleyen Francis (1961), orjinal cam bileşiminin tonştaynlardaki alterasyon ürünlerini denetleyen tek faktör olmadığını göstermiştir.

Alterasyon dizilimi: Yaygın olarak bulunan çoğu küller, riyolitik magmalardan itibaren patlamalı volkanizmanın ürünüdürler. Turba içeren bataklıklarda çökelen distal riyolitik ince kül tabakası turba ile örtülerek kömür yatağı içerisinde tonştayan bölünmesini oluşturur. Turbadaki hüyük ve fülvik bileşikler içeren düşük pH'lı ve büyük hacimdeki su ile yıkanır; yarı kararlı, ince taneli cam bileşeni çözünecek ve kaolinit olarak çökelecektir. Bu ince, gözenekli tefra yatağın her iki kenarında sıkışan turbadan atılan su içinde süngerler gibi davranır. Böylece gelişen açık sistem çözeltideki aşırı iyon ve silikayı yanal ve dikey olarak uzağa taşır. Bu koşullar altında volkanik külün tonştayna alterasyonunu içeren kimyasal tepkimeler (Slaughter ve Early, 1965), Bohor ve Triplehorn (1993) tarafından değiştirilerek aşağıda ifade edilmiştir:

Riyolitik cam+H₂O $\xrightarrow{\text{hidroliz}}$ sulu Al-silikat jeli+kationlar

Volkanik camın hidrolizinden ortaya çıkan jel halindeki sulu Al-silikat ara ürünü; silika (H₄SiO₄⁺) doygunluğunu ve çözünürlüğünü denetleyen pH, taze suyun iyon içeriği, organik bileşiklerin bulunup bulunmaması, açık veya kapalı sistemde yıkanma derecesine bağlı olarak kaolinit veya smektiti oluşturabilir. Bazı

tonştaynlarda tepkimeye girmemiş sulu Al-silikat fazı bulunmakta olup; bu faz kaolinit veya smektit olmadığı gibi, glikollemede şişmemekte ve ısıtma ile de yıkılmamaktadır.

Açık bir sistemde organik bileşiklere sahip asitik ortam kataliz olarak bulunur (Eberl ve Hower, 1975), bu ara sulu Al-silikat fazı aşağıdaki tepkime ile kaolinite dönüşecektir:

Sulu Al-silikat jeli +H₂O $\xrightarrow{\text{organik asitler}}$ kaolinit+sulu silika+H₂O+ kationlar

Sulu silikanın bir kısmı H⁺ iyonları ile tepkimeye girebilir ve tüflerde kuvarsi çökeltebilir.

Sıg, yıkanmanın düşük ve deniz suyunda aşırı Mg⁺² iyonlarının veya mafik külün bulunduğu denizel ortamlarda ara bir faz olan sulu Al-silikat malzemesi smektite dönüşmek için aşağıdaki tepkimeyi izleyecektir:

Sulu Al-silikat jeli +H₂O $\xrightarrow{\text{bazik}}$ smektit+sulu silika+H₂O

Sistem kapalı ve ve yüksek tuzluluğa sahip ise zeolitler oluşacaktır:

Sulu Al-silikat jeli +H₂O $\xrightarrow{\text{aşırı bazik}}$ zeolit+sulu silika+H₂O

Sadece çok ince cam ve dayanıksız birincil mineral bileşenleri bir ara faz olmaksızın çözünme-çökeltme tepkimeleri ile doğrudan kil minerallerine altere olabilmektedir. Bununla birlikte, tonştaynlarda cam parçalarının kaolinitik psöydomorfları enderdir.

Diğer taraftan, kristalin tonştayn kil malzemenin rekristalizasyonunun derinlere doğru devam ettiğini; ana diyajenetik evrede kaolinit oluşumu ve birincil kayacın bozunması sırasında, esas jeokimyasal sürecin hareketli bileşenlerin şiddetli yer değiştirmesi olduğunu göstermektedir (Admakın, 1995). Diyajenetik rekristalizasyon, tamamen H⁺, H₄SiO₄ ve Al(OH)⁻ aktiviteleri ile denetlenen izokimyasal süreç olup; çözünme-rekristalizasyon mekanizması büyük kaolinit kristallerinin oluşumunda başlıca etkindir.

STRATİGRAFİK KULLANIM

Volkanik kül tabakaları çeşitli nedenlerden dolayı deneştirme araçları olarak son derece faydalıdır. Her bir kül tabakası jeolojik bir aralıkta çökelmiştir ve bu nedenle manyetik ters dönmeler ve biyolojik yok olmalar gibi diğerlerinden daha kısa süreli izokron horizonlar oluşturur. Çoğu riyolitik kül çökelleri,

radyometrik yöntemler ile yaşlandırılabilen sanidin ve biyotit fenokristalleri içerir. Büyük püskürmedeki kül tabakaları kıta büyüklüğündeki bölgelere uzanabilir ve kaynaklarından binlerce kilometre uzakta tanınabilir. Böylece volkanik küller ve bunlardan itibaren oluşan tonştaynlar, tek bir madenin içerisinde olduğu gibi hem yerel, hem de bölgesel olarak kömür havzaları arasında denetim için faydalıdır. Ayrıca, bağıl veya mutlak (radyometrik) yaşlandırma, paleoortamsal ve paleocoğrafik düzenlemeler, fosil zonlarının kronostratigrafik kalibrasyonu ve çökme oranlarının hesaplanması gibi çeşitli ek jeolojik çalışmalar için bir başlangıç sağlayabilir.

Birincil Minerallerin Radyometrik Yaşlandırılması

Tarihsel fosiller, sedimanter kayalarda esas bağıl yaş denetimini sağlarlar. Bununla birlikte, kömür tabakalarının ve diğer denizel olmayan tabakaların yaşları ayırtedici fosiller olmadığından sıklıkla iyi saptanmamıştır. Ancak tonştaynların bulunduğu yerlerde, denizel olmayan dizilerdeki kömür tabakaları kullanılan fosillerinkinden (biyostratigrafik zonlar) çok daha kesin radyometrik olarak yaşlandırılabilir.

Tonştaynların yaşlandırılması için esaslar, tefra veya bentonit gibi diğer volkanik malzemelerinki ile aynıdır. Fission-track, geleneksel K-Ar, Ar/Ar, Rb-Sr ve U-Pb içeren radyometrik yöntemlerin birkaçı tonştaynlarda alterasyona en fazla dayanıklı mineraller olan sanidin, plajiyoklaz, zirkon ve bazen biyotit, apatit ve hornblend üzerinde uygulanabilir. Bouroz et al. (1972) tarafından bildirildiği gibi, tonştaynlar için Rb-Sr tüm kayaç yaşları daha az yararlıdır, çünkü tonştaynlar elementlerin süzülen çözeltiler ile uzaklaşabildiği veya girebildiği genellikle açık sistemlerde oluşurlar. U-Pb izotopik yaşları bentonitlerin zirkon fraksiyonlarından saptanmaktadır (Samson et al., 1989) ve bu teknik tonştaynlara da uygulanabilir.

Geleneksel K-Ar yöntemleri uzun zamandır bentonitlere (Folinsbee et al., 1961) ve son zamanlarda da tonştaynlara uygulanmaktadır (Damon ve Teichmüller, 1971; Triplehorn et al., 1977, 1984; Turner et al., 1980, 1983; Marvin et al., 1986). Bununla birlikte bu yöntemin nispeten düşük güvenilirliği, kirlenme ve mineral alterasyonunun bütünüyle önüne geçilememesi verilerin uygulamasını sık sık sınırlar. Buna ilaveten analiz için gerekli nispeten iri örnek, bazı ince tonştaynlar için her zaman pratik değildir.

Radyometrik yaşlandırmada yeni bir aşama olan $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ tekniği, mevcut yöntemler içinde tonştayn çalışmaları için en iyi olanakları sağlar. Yavaş yavaş ısıtma olası mineral alterasyonunun değerlendirilmesine olanak sağlar ve tek, kum tane boyu mineral tanelerinin kesin yaş belirlemelerine izin verir.

Fosil Zonlarının Kalibrasyonu

Kömür içeren tabakadaki tonştaynların kesin radyometrik yaş tayini, paleobotanik ve palinolojik zonların düzenli kalibrasyonunu sağlayabilir. Volkanik kül tabakalarının olmağı yerlerde bile, bu fosiller elası yaş verebilir. Bu nedenle tonştaynların geleneksel radyometrik yaşlandırma analizleri, palinoloji ve paleobotanik çalışmaları ile ilişkili kullanılmaktadır (Triplehorn et al., 1977, 1984; Turner et al., 1980, 1983).

İzokron Horizonları

Tonştaynlar izokronik stratigrafik birimlerdir. Üstteki sedimanlar kül düşmesi sırasındaki koşulları aynen yansıtırlar, çünkü turba yataklarında bir yıl gibi bir süre içerisinde bitki büyümesi, hızlı çökme ve hemen gömülme yeniden başlar. Bu nedenle üzerindeki ve altındaki tabakanın tonştayn ile aynı yaşta olması gerekir. Böylece alt kömürdeki yanal değişimler; turba bataklığının topoğrafyasında ve çökme ortamlarındaki farklılıkları yansıtır, oysa alttaki turbanın organik petrolojisi bitki büyümesinin tekrar meydana gelmesinde ardışık aşamaları yansıtır. Ancak, yanal olarak izlendiğinde, tonştaynlar bazen bir kömür tabakası içinde diyagonal olarak da uzanabilmektedir. Utah, Ferron C kömüründe (Ryer et al., 1980), yanal olarak sürekli dört tonştaynın tanımlanması, kömür tabakasının beş izokron altbirime ayrılmasına olanak sağlamıştır. Bu izokron birimlerin haritalanması, zamanla yanal olarak yerdeğıştiren maksimum turba birikiminin konumunu ve kömür tabakasının tabanının transgressif olduğunu göstermiştir. Zaman denetimi olmadığına; jeokimya, mineral, paleobotanik veya kömür petrografisindeki yanal değişimler, örnekleme horizonları arasında belirlenemeyen yaş farklılıklarından ziyade, turba birikim ortamındaki coğrafik değişimler olarak yorumlanabilir.

Ayrı Birimlerin Deneytirilmesi

Kılavuz tabakalar olarak tonştaynların kullanımı, herhangi bir tonştaynın belirli lokalitelerde tanımlanmasını ve yakın ilişkili diğer tonştaynlardan ayırtılabilmesini gerektirir. Bazı durumlarda her bir tonştayn arasında belirgin farklılıklar vardır, bazı

durumlarda ise çok sayıda tonştayn benzer olabilmektedir. Aşağıdaki tanımlayıcı ölçütler farklı tonştaynları ayırmak için uygulanabilir.

Litolojik dizilim : Tonştaynların farklı komşu tabakalar ile ilişkisi esastır, fakat volkanik külün alansal dağılımına ve korunmasına bağlı olarak uzun mesafelere devam etmeyebilir. Kül tabakasının sürekliliğinde kesiklikler ve litoloji geçişlerinde değişimler beklenebilir, ancak değişimler kesik değilse ve yüzlekler iyiye, bu tanımlamaya engel değildir. Özellikle kömür tabakasında diğer tonştaynlardan dikey olarak ayrılmışsalar, birbiri ile yakın ilişkili çiftli tonştayn dizileri deneşirmede faydalıdır.

Arazi görünümü (kalınlık, renk ve doku) : Bazı istisnalar olmakla birlikte, dış görünüm genellikle güvenilirdir. Örneğin çoğu tonştaynlar yüzlekte beyaz alterasyon rengi gösterir; bu nedenle yüzeysel bozunma görünümü çekirdek veya taze yüzleklerin çalışılmasında faydalı değildir. Kalınlık uzun mesafelerde değişebilir, ancak çoğunlukla bir kömür sahasının içerisinde yer alır. Doku da, Burger'in (1971) Ruhr Vadisi kömür sahalarında gösterdiği gibi, yanal olarak değişebilir.

Toplam kil mineralojisi : İyi kristalin kaolinitten oluşan riyolitik bir kaynaktan türemiş ince tonştaynların büyük çoğunluğu ve bunlarla ilişkili tonştaynlar benzer kil bileşimine sahiptir. Yakınındakilerden farklı kil bileşimlerine sahip tonştaynlar sık sık bulunur. Bu dengesizlikler, muhtemelen belirli tabakaların su-kayaç etkileşmelerini etkileyen çökelme sonrası faktörlere bağlıdır.

Toplam ve eser element kimyası : Tonştaynların ana element toplam kimyası çoğunlukla daha az uygulamaya sahiptir, çünkü bu tür malzeme alterasyon ve geç diyajenezden sırasında kaybedilebilir veya bazen yeni malzeme eklenebilir. Bununla birlikte, orijinal külün bileşimini ve böylece kaynak magmanın türünü saptamak için tonştaynlardaki Ti ve Al gibi hareketsiz elementlerden yararlanılmaktadır (Spears ve Kanaris-Sotiriou, 1975). Tonştaynın köken malzemesinin kimyasını tanımlamak için ana elementlerden TiO_2 ve TiO_2/Al_2O_3 oranını kullanarak kömür sedimanlarındaki silisik ve mafik tefradan türeyen tonştaynları ayırtmaya çalışmışlardır. Yaklaşık 0.14-0.18 arasında değişen oranlara sahip olanların mafik ve 0.02'den küçük olanların ise silisik magmatik bileşimi yansıttığı düşünülmektedir (Price ve Duff, 1969; Spears ve Kanaris-Sotiriou, 1979). Bununla birlikte TiO_2/Al_2O_3 oranı külün

alterasyonu sırasında değişebilir. Spears ve Kanaris-Sotiriou (1979) TiO_2 içeriğinin % 1.73-4.15 arasında değiştiği dört tonştaynın mafik kaynaktan türediğini, mafik kaynağa sahip diğer tonştaynlar için TiO_2 değerinin % 1'den daha az olduğunu belirtmektedir.

Ana mineral bileşeni olarak birkaç dokusal tür halinde oluşan kaolinitce zengin bentonitler (tonştaynlar), tabaka kalınlıklarının 0.5-2 cm olduğu (ender olarak 20 cm) Ruhr Kömür havzasında ayrıntılı bir biçimde çalışılmıştır (Burger, 1980; Williamson, 1970a ve 1970b). Tonştayn ve bentonitler genellikle Cr ve Ni'den daha yüksek miktarlarda Y, Zr, Th, Rb içerirler ve böylece diğer kilce zengin sedimanlardan kolayca ayırtedilirler.

Bunlara ilaveten, tonştaynlardaki REE'lere ait çalışmalar volkanik kökenin ve yüzeysel bozunma süreçlerinin saptanması için faydalıdır (Bohor ve Meier, 1990; Kendrick, 1985).

Kil dışı minerallerin bağlı bolluğu : Sadece birincil volkanik mineraller kullanmak koşuluyla, mineral türleri çok belirleyicidir. Kuvars, asidik koşullar altında çözelti ve alterasyona genellikle dayanıklı olduğundan, tonştaynların ayırımında toplam kuvars içeriği veya β -kuvars kullanılabilir. Normalde, tonştaynların kuvars içeriği şeyller ile karşılaştırıldığında oldukça düşüktür ve olağanüstü miktardaki kuvars içeriği, tabakanın muhtemelen tekrar işlendiğini veya en azından detritik sedimanlar ile kısmen kirlendiğini gösterir. Topaz, granat, zirkon, monazit veya allanit gibi özşekilli, ender veya eser mineraller de farklı tonştaynları ayırmak için faydalı olabilir (Bohor et al., 1979).

Mineral türlerinin elementel bileşimi : Farklı tonştaynları ayırt etmede minerallerin ana ve eser element kimyasal bileşimleri de yararlıdır. Örneğin, Lerbekmo et al. (1975), Holosen yaşlı iki kül tabakasını ayırmak için ilmenitin ana element bileşimini (Fe, Ti, Mg) kullanmıştır. Bununla birlikte, tonştaynlardaki ilmenit, zamanla anataz veya rutile dönüşebileceğinden, ayırım için her mineral faydalı olmayabilir. Samson et al. (1988), birincil apatit fenokristallerindeki REE konsantrasyonlarını saptayarak, Mississippi Vadisi'ndeki uzak mesafelerde bulunan Ordovisiyen yaşlı K-bentonitleri deneştirmiştir.

Mineral türlerinin morfolojisi : Kowallis ve Christiansen (1989) ve Kowallis et al. (1989), Pupin'in (1980) sınıflama şemasını esas alarak, Mesozoyik ve Tersiyer yaşlı bentonitik altere volkanik kül tabakalarını ayırt etmek ve buna

ilaveten bu küllerin türediği ana magmadaki bileşimini ve basınç-sıcaklık koşullarını saptamak için zirkonların morfolojisini kullandılar.

Püskürme Tarihlerinin Kaydedilmesi

Kalın kömür tabakaları, kaynak volkanın çoklu püskürme safhalarını temsil eden çok sayıda ince tonştayn tabakası içerebilir. Örneğin, Geç Kretase yaşlı Big Dirty kömür yatağında (Livingstone, Montana) 7 m'lik kömürde en az 34 tonştayn seviyesi saptanmıştır (Bohor ve Triplehorn, 1993).

Püskürme olayları arasındaki zaman aralıkları, tonştaynlar arasındaki kömür tabakaları ölçülerek tahmin edilebilir. Zamanın bir fonksiyonu olarak püsküren magmanın bileşimindeki değişiklikler çoklu tonştayn tabakaları içindeki birincil minerallerin değişimi ve bunların kapanımları incelenerek belirlenebilir. Denizel birimlerde de çoklu kül tabakaları kayıt edilebilir, fakat bu ortamlarda detritik malzeme ile kirlenme, yeniden işleme, biyotürbasyon ve dereceli tabakalanma ile çoklu püskürme birimlerinin birleşmesi, bu tekniğin uygulanmasını engeller.

Korunmuş, çok ince ve distal volkanik kül tabakalarını bulmak için en iyi yer kömür tabakalarıdır. Çoğu denizel ortamlarda, biyolojik aktivite ve aşındırıcı akıntılar, volkanik kül tabakalarını bozar; bu nedenle ayrı birimler olarak hemen hemen korunmamışlardır (Ruddiman ve Glover, 1972). Buna karşın, çoğu turba oluşturan ortamlar oldukça az fiziksel ve biyolojik aktiviteye sahip olmasından dolayı, son derece ince (~ 1 mm) kül tabakaları eksiksiz korunmuştur. Turba içerisindeki birleşmeler suda yüzen karasal sedimandan volkanik malzemeyi ayırır, bunun sonucunda tonştayn görülür bir biçimde ayrı ve nispeten kirlenmeden kalır. Buna ilaveten, bitkilerin hızlı bir biçimde yeniden büyümesi ve birikmesi, belirgin tabakalar halinde ayrı püskürme çökellerinin korunmasına olanak sağlar (Borchardt et al., 1973).

Kıtalararası Deneştirmeler

Silisik volkanların Plinyen tipi püskürmeleri üst atmosfere önemli hacimde kül atmıştır (Lamb, 1970). Süresi ve şiddeti bilinmemekle birlikte, bu ince aerosol partiküllerin her iki yarım kürede de dağıldığı (Langway et al., 1988) ve muhtemelen global ölçekte dünyanın iklimini etkilediği (Porter, 1981; Newell ve Walker, 1981) bildirmektedir. Volkanik püskürmelerin yüzlerce, hatta binlerce kilometre yayılan çökeller oluşturduğu düşünülürse, tonştaynların bu uzun mesafelerde

bile deneştirilebileceği ortaya çıkar ve bu Batı Avrupa'da stratigrafik olarak gösterilmiştir (Burger ve Damberger, 1985).

Samson et al. (1989), Mississippi Vadisi'ndeki Ordovisiyen yaşlı K-bentonit tabakalarındaki zirkon fraksiyonunun U-Pb yöntemi ile bulunan yaşı, İsveçteki Ordovisiyen yaşlı K-bentonitler ile uyumlu olduklarını göstermiştir. Huff et al. (1992), eser element verilerine dayalı olarak, Kuzey Amerika ile Avrupa'nın kuzeyi arasındaki bu K-bentonitleri deneştirmiş ve bir kaç milyon km² lik bir alan üzerinde metrelerce kalınlıktaki kül tabakalarını çökeltten ultra-Plinyen ortaçağ bileşimli erüptif bir kaynağa işaret etmiştir.

SONUÇLAR

Tonştaynlar diyajenez geçirmiş altere volkanik kül tabakalarını temsil etmektedir. Genellikle, kömürlü (kömürlü ve kömürsüz tonştaynlar) ve denizel olmayan ortamlarda (denizel ve denizel olmayan tonştaynlar) oluşabilmekte, farklı kil mineral türleri içerebilmektedir (kaolinitik, smektitik, I/S ve illitik tonştaynlar). Bu geniş tanımlama bentonitleri de içine alır gözükmektedir. Ancak, bentonit terimi belirli fiziksel özelliklere (yumuşak, yağsı ve sabunumsu his, plastik ve kolloidal özellik, gözeneklilik, geniş yüzey alanı, büyük hacimde su absorplama ve aktifleşme yeteneği) sahip, çoğunlukla tefralardan türemiş, baskın olarak montmorillonit içeren killeri kapsamaktadır. Benzer mineralojik (ana kil minerali hariç) ve dokusal özelliklere sahip olan tonştayn ve bentonitler jeolojik kullanımları bakımından da benzer öneme sahiptirler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Addison, R., Harrison, R.K., Land, D.H., Young, B.R., 1983. Volcanic tonsteins from Tertiary coal measures, east Kalimantan, Indonesia. *International Journal of Coal Geology*, 3, 1-30.
- Admakin, L.A., 1992. Types of tonsteins in coal beds of the Minusinsk Basin. *Litol. Polezn. Iskop.*, 2, 49-56.
- Admakin, L.A., 1995. Tonsteins: classification and nomenclature. *Lithology and Mineral Resources*, 30, 581-589.
- Banfield, J.F., Eggleton, R.A., 1990. Analytical transmission electron microscope studies of plagioclase, muscovite and K-feldspar weathering. *Clays and Clay Min.*, 38, 1-30.
- Bates, R.L., Jackson, J.A., 1980. *Glossary of Geology*. American Geological Institute, Falls Church, Virginia, 751 pp.

- Bischof, G., 1863. Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie (second edition). Bonn, Germany, A. Marcus.
- Blatt, H., Middleton, G., Murray, R., 1980. Origin of Sedimentary rocks. Second ed. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, Inc., 782 pp.
- Bohor, B.F., 1983. Clay mineralogy of Cretaceous-Tertiary boundary claystone from Montana, in Abstracts and Programs, 32nd Annual Clay Minerals Conference, Buffalo, New York, Clay Minerals Soc., p. 48.
- Bohor, B.F., 1985. Diagenesis of rhyolitic ash in coal-forming environments [abs.], in Book of Abstracts, International Clay Conference, Dever, Colorado. Boulder, Clay Minerals Soc., p. 27.
- Bohor, B.F., Pillmore, C.L., 1976. Tonstein occurrences in the Raton coalfield, Colfax County, New Mexico, in new Mexico Geological Society, 27th Field Conference, Guidebook. Socorro, New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources, p. 177-183.
- Bohor, B.F., Triplehorn, D.M., 1984. Accretionary lapilli in altered tuffs associated with coal beds. *J. Sediment. Petrol.*, 54, 11-25.
- Bohor, B.F., Triplehorn, D.M., 1993. Tonsteins: Altered volcanic ash layers in coal-bearing sequences. *Geol. Soc. America, Special Paper 285*, 44 pp.
- Bohor, B.F., Meier, A.L., 1990. REE abundances of tonsteins and K-T boundary claystones by ICP-MS [extended abs.], in Lunar and Planetary Science XXI. Houston, Texas Lunar and Planetary Institute, p. 109-110.
- Bohor, B.F., Phillips, R.E., Pollastro, R.M., 1979. Altered volcanic ash partings in Wasatch Formation coal beds of the northern Powder River basin: Composition and geologic applications. U.S. Geological Survey Open-File Report, 79-1203, 21 pp.
- Borchardt, G.A., Norgren, J.A., Harward, M.E., 1973. Correlation of ash layers in peat bogs in eastern Oregon. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 3101-3108.
- Bouroz, A., 1962. Sur la pluralité d'origine des tonsteins. *Société Géologique du Nord Ann.*, 82, 77-94.
- Bouroz, A., Roques, M., Vialette, Y., 1972. Etude de la cinerite au sommet de la zone 2 du bassin des Cevennes, in Paris, Bureau de Recherches Geologie et Minieres Memoir 77, 503-507.
- Bouroz, A., Spears, D.A., Arby, F., 1983. Review of the formation and evolution of petrographic markers in coal basins. *Société Géologique du Nord Memoires*, Tome XVI, 115 pp.
- Burger, K., 1966. Zur entstehung der kaolinit-formentypen (graupen und kristalle) in kaolin-kohlen-tonsteinen. *Geologische Mitteilungen*, 6 (Breddin Festschrift), 43-86.
- Burger, K., 1971. Monographie des Kaolin-Kohlentonsteins Zollverein 8 in den Essener Schichten (Westfal B1) des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenreviers; Teil I. Der Kaolin-Kohlentonsteins Zollverein 8, sein Auftreten im Floz- und Schichtenverband, seine makroskopische Ausbildungsform und sein Bedeutung für die Stratigraphie im Ruhrkarbon. *Forschungsberichte des Landes Nordrhein.-Westfalen*. Cologne-Opladen, Westdeutscher Verlag, 2125, 95 pp.
- Burger, K., 1979. Vorkommen und stratigrafische Verteilung der Kaolin-Kohlentonsteine in den Kohlenrevieren der Erde, Uglensnye Formatsii (Tr. 8-oi Mezhdunar. Konf. po Stratigrafii i Geologii karbona) (Coal-bearing Formations, Proc. 8th Int. Conf. On Stratigraphy and Geology of Carboniferous), Moscow, Nauka, 5, 21-31.
- Burger, K., 1980. Kaolin-Kohlentonsteine im Flözführenden Oberkarbon des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenreviers, *Geol. Rdsch.*, 69, 488-531.
- Burger, K., 1985a. Petrography and chemistry of tonsteins of the coal basins of Western Europe and North America. *Congres International de Stratigraphie et de Geologie du Carbonifere*, 9th, Champaign-Urbana, Illinois, 1979, *Comptes Rendus*, 4, 449-466.
- Burger, K., 1985b. Kohlentonsteine in Kohlenrevieren der Erde, XX Int. Congr. Strat. Geol. Carbonif., Madrid, 12-17 sept., 1983, *Compt. Rend.*, 1, 155-174.
- Burger, K., 1990. Vulkanogene Glasscherben-Relikte in Kohlentonsteinen des Saar-Lothringer Obercarbons sowie Herkunft und Menge der Pryoklastika: *Geologische Rundschau*, 79, 659-691.

- Burger, K., Billig, M., 1987. Vulkanogene Glasscherbenrelikte im Kohlentonstein 3 des Saar-Lothringer Oberkarbons, Z. Dtsch Geol. Ges., 138, 103-119.
- Burger, K., Damberger, H.H., 1985. Tonsteins in the coal fields of Western Europe and North America: Congres International de Stratigraphie et Geologie du Carbonifere 9th, Champaign-Urbana, Illinois, 1979, Comptes Rendus, 4, 433-448.
- Burger, K., Stadler, G., 1984. Vulkanogene Glasscherbenrelikte im Z-1-Kohlentonstein des Ruhrkarbons [Volcanogenic glass splinter remnants in the Z-1 coal tonstein of the Ruhr Carboniferous]. Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, 32, 171-186.
- Burger, K., Wolf, M., 1987. Remains of volcanic glass splinters in the tonsteins of the Upper Carboniferous in the Saar-Lorraine Basin: Congres International de Stratigraphie et Geologie du Carbonifere, 11th, Beijing, 1987, Comptes Rendus, 5, 218-219.
- Burger, K., Zhou, Y., Tang, D., 1990. Synsedimentary volcaniv-ash-derived illite tonsteins in Late Permian coal-bearing formations of south-western China. Int. J. Coal Geol., 15, 341-356.
- Chamley, H., 1989. Clay Sedimentology. Springer-Verlag, New York, 623 pp.
- Clochiatti, R., 1975. Les inclusions vitreuses des Cristaux de quartz. Paris, Société Géologique de France, Memoire 122, nouvelle serie, Tome LIV, 96 pp.
- Damon, C., Teichmüller, R., 1971. Das absolute Alter des sanidinführenden kaolinischen Tonsteins im Floz Hagen 2 des Westfal C im Ruhrrevier. Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, 18, 53-56.
- Diessel, C.F.K., 1985. Tuffs and tonsteins in the coal measures of New South Wales, Australia. Congres International de Stratigraphie et Geologie du Carbonifere, 10th, Madrid, 1983, Comptes Rendus, 4, 197-220.
- Dimanche, F., Bartholome, P., 1976. The alteration of ilmenite in sediments. Mineral Sci. Engineering, 8, 187-201.
- Donaldson, C.H., Henderson, C.M.B., 1988. A new interpretation of round embayments in quartz crystals: Mineral. Mag., 52, 27-33.
- Dopita, M., Kralik, J., 1967. Zur frage der tonsteine im Oberschlesischen steinkohlenbecken. 6 Int. Congr. Strat. Geol. Carbonif., 2, 647-661.
- Dopita, M., Kralik, J., 1977. Coal tonsteins in Ostrava coal basin (Uhelne tonsteiny Ostravsko-karvinskeho reviru). Ostrava, Czechoslovakia, 213 p.p
- Eberl, D.D., Hower, J., 1975. Kaolinite synthesis. The role of the Si/Al and (alkali)/(H⁺) ratio in hydrothermal systems. Clays and Clay Min., 23, 301-309.
- Eberl, D.D., Srodon, J., Kralik, M., Taylor, B.E., Peterman, Z.E., 1990. Ostwald ripening of clays and metamorphic minerals. Science, 248, 474-475.
- Fisher, R.V., Schmincke, H.U., 1984. Pyroclastic Rocks. Berlin Springer-Verlag, 472 pp.
- Folinsbee, R.E., Baadsgaard, H., Lipson, J., 1961. Potassium-argon dates of Upper Cretaceous ash falls, Alberta, Canada. New York Academy of Science Annals, 91, 352-359.
- Francis, E. H., 1961. Thin beds of graded kaolinized tuff and tuffaceous siltstones in the Carboniferous of Fife. Great Britain Geol. Surv. Bull. 17, 191-215.
- Francis, E. H., 1985. Recent ash fall: A guide to tonstein distribution. Congres Interbational ed Stratigraphie et Geologie du Carbonifere, 10th, Madrid, 1983, Comptes Rendus, 4, 189-195.
- Francis, E. H., Smart, J.G.O., Raisbeck, D.E., 1968. Westphalian volcanism at the horizon of the Black Rake in Derbyshire and Nottinghamshire. Yorkshire Geological Society Proceedings, 36, 395-416.
- Garcia-Ramos, J., Aramburu, A., Brime, C., 1984. Kaolin tonstein of volcanic ash origin in the Lower Ordovician of the Cantabrian Mountains (NW Spain). Trabajos de Geologia, 14, 27-33.
- Grim, R.E., Güven, N., 1978. Bentonites: Geology, Mineralogy, Properties and Uses. Elsevier, Amsterdam, Dev. Sediment., 24, 256 pp.
- Gündoğdu, M.N., Yalçın, H., Temel, A., Clauer, N., 1996. Geological, mineralogical and geochemical characteristics of zeolite deposits associated with borates in the Bigadiç, Emet and Kirka Neogene lacustrine basins, Western Turkey. Mineralium Deposita, 31, 492-513.

- Greensmith, J.T., 1978. Petrology of the Sedimentary Rocks. George Allen and Unwin, London, 241 pp.
- Hewitt, D.F., The origin of bentonite and the geologic range of related materials in Big Horn basin. Wyoming. Washington Acad. Sci. Proc., 7, 196-198.
- Hoehne, K., 1953. Vorkommen von Kristalltonstein und Quarzneubildungen in tertiären (?) Steinkohlenflozen von Oaxaca in Mexico [Occurrences of crystalline tonstein and neogenic quartz in the Tertiary (?) coal seams of Oaxaca, Mexico]. Chemie der Erde, 16, 202-210.
- Hoehne, K., 1954. Zur Ausbildung und Genese der Kohlentonsteine im Ruhrkarbon, Chem. Erde, 17, 6-28.
- Hoehne, K., 1959. Grundsätzliche Erkenntnisse über die Tonsteinbildung in Kohlenflozen und neue Tonsteinvorkommen in Ost-USA, Westkanada und Nordmexiko [Fundamental perceptions concerning tonstein formation in coal seams and new tonstein occurrences in eastern USA, western Canada, and northern Mexico]. Geologie, 8, 280-302.
- Hoehne, K., 1964. Zur Entstehung stratigraphischen Verbreitung der Kaolin-Kohlentonsteine in den wichtigsten Kohlenrevieren der Erde [On the origin and stratigraphic distribution of the kaolin coal tonsteins in the most important coal districts of the world]. Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, 12, 487-516.
- Huff, W.D., Bergstrom, S.M., Kolata, D.R., 1992. Gigantic Ordovician volcanic ash fall in North America and Europe. Biological, tectonomagmatic, and event-stratigraphic significance. Geology, 20, 875-878.
- Jeans, C.V., Merriman, R.J., Mitchell, J.G., 1977. Origin of Middle Jurassic and Lower Cretaceous fuller's earth in England. Clay Min., 86, 11-44.
- Karayığit, A.I., 1989. Zonguldak ve Amasra Kömürlerinin Petrografik Karakteristikleri. Doktora Tezi, H.Ü. Fen Bilimleri Enst., Ankara, 315 s (yayınlanmamış).
- Kendrick, D.T., 1985. Vertical distribution of selected trace elements within the Fruitland Number Eight coal seam near Farmington, New Mexico. M.S. thesis. Socorro, New Mexico Institute of Mining and Technology, 181 pp.
- Kennett, J.P., 1981. Marine tephrochronology. in Emiliani, C., ed., The oceanic lithosphere: The sea, New York, Wiley-Interscience, 1373-1436.
- Kisch, H.J., 1966. Chlorite-illite tonstein in high-rank coals from Queensland, Australia: Notes on regional epigenetic grade and coal rank. Amer. J. Science, 264, 386-397.
- Kowallis, B.J., Christiansen, E.J., 1989. Applications of zircon morphology: Corelation of pyroclastic rocks and petrogenic inferences. Geological Society of America Abstracts with Programs, 21, p. A-244.
- Kowallis, B.J., Christiansen, E.J., Deino, A., 1989. Multicharacteristic correlation of Upper Cretaceous volcanic ash beds from southwestern Utah to central Colorado. Utah Geological and Mineral Survey Miscellaneous Publication 89, 22 pp.
- La Iglesia, A., Van Oosterwyck-Gastuche, M.C., 1978. Kaolinite synthesis. I. Crystallization at low temperatures and calculation of thermodynamic equilibria. Application to laboratory and field observations. Clays and Clay Min., 26, 397-408.
- Lamb, H.H., 1970. Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and assessment of its meteorological significance. Royal Society of London Philosophical Transactions, 166, 425-533.
- Langway, C.C., Jr., Clausen, H.B., Hammer, C.U., 1988. An interhemispheric volcanic time-marker in ice cores from Greenland and Antarctica. Annals of Glaciology, 10, 102-108.
- Lerbekmo, J.F., Westgate, J.A., Smith, D.G.W., Denton, G.H., 1975. New data on the character and history of the White river volcanic eruption, Alaska, in Crewell, M. M., ed., Quaternary studies. Wellington, Royal Society of New Zealand, p. 203-209.
- Loughnan, F.C., 1978. Flint clays, tonsteins and the kaolinite clayrock facies. Clay Min., 13, 387-400.
- Marvin, R.F., Bohor, B.F., Mehnert, H.H., 1986. Tonsteins from New Mexico-Touchstones for dating coal beds. Isochron/West, 45, 17-18.
- Masék, J., 1963. Produkte des oberkarbonischen Vulkanismus im

- Mittelbohemischen Kohlenbecken und das Entstehungsproblem der sog Tonsteine [Products of Upper Carboniferous volcanism in the central Bohemian coal basin and the problem of the origin of the so-called tonsteins]. Stuttgart, Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie, Monatshefte, Stuttgart, p. 369-381.
- Masék, J., 1966. Producte des Obercarbonischen Vulkanismus im Mittelböhmischen Kohlenbecken und des Entstehungsproblem der sog. Tonsteine, Neues Jahrb. Geol. Palaontol. Monatsh., 7, 369-381.
- Millot, G., 1970. Geology of Clays. (trans. W.R. Farrand and H. Paquet). Springer Verlag, New York, Berlin, 429pp.
- Newell, R.E., Walker, G.P.I., 1981. Volcanism and climate. J. Volcan. Geotherm. Res., 11, 1-92.
- Parachoniak, W., Srodon, J., 1973. The formation of kaolinite, montmorillonite and mixed-layer montmorillonite-illites during the alteration of Carboniferous tuff (The Upper Silesian Coal Basin). Mineral. Polonica, 4, 37-52.
- Patterson, S.H., Hosterman, J.W., 1958. Geology of the clay deposits in the Olive Hill district, Kentucky. in Swineford, A., ed., Clays and Clay Min., Proceedings of the 7th National Conference. New York Pergamon Press, p. 178-194.
- Pettijohn, F. J., 1975. Sedimentary Rocks. Harper and Row, New York, 628 pp.
- Pollastro, R.M., 1981. Authigenic kaolinite and associated pyrite in chalk of Cretaceous Niobrara Formation, eastern Colorado. J. Sediment. Petrol., 51, 553-562.
- Pollastro, R.M., 1983. The formation of illite at the expense of illite/smectite: Mineralogical and morphological support for a hypothesis [abs], in Program and Abstracts, The Clay Minerals Society, Annual Clay Minerals Conference, 22nd, Buffalo, New York. Buffalo, State University of New York, Department of Geological Sciences, p. 82.
- Pollastro, R.M., Pillmore, C.L., Tschudy, R.H., Orth, C.J., Gilmore, J.S., 1983. Clay petrology of the conformable Cretaceous/Tertiary boundary interval, Raton Basin, New Mexico and Colorado [abs], in Program and Abstracts, Clay Minerals Society, Annual Meeting, 20th, Buffalo, New York. Buffalo, State University of New York, Department of Geological Sciences, p. 83-84.
- Porter, S.C., 1981. Recent glacier variations and volcanic eruptions. Nature, 291, 139-142.
- Price, N. B., Duff, P. M. D., 1969. Mineralogy and chemistry of tonsteins from Carboniferous sequences in Great Britain. Sediment., 13, 45-69.
- Pupin, J., 1980. Zircon and granite petrology. Contr. Mineral. Petrol., 73, 207-220.
- Reinink-Smith, L.M., 1982. The mineralogy, geochemistry and origin of bentonite partings in the Eocene Skookumchuck Formation, Centralia Mine, southwestern Washington. M.S. thesis, Bellingham, Western Washington University, 119 pp.
- Reinink-Smith, L.M., 1990a. Mineral assemblages of volcanic and detrital partings in Tertiary coal beds, Kenai Peninsula, Alaska. Clays and Clay Min., 38, 97-108.
- Reinink-Smith, L.M., 1990b. Relative frequency of Neogene volcanic events as recorded in coal partings from the Kenai lowland, Alaska: A comparison with deep sea core data. Geol. Soc. Amer. Bull., 102, 830-840.
- Richardson, G., Francis, E.H., 1971. Fragmental clayrock (FCR) in coal-bearing sequences in Scotland and Northeast England. Yorkshire Geological Society Proceedings, 38, 229-260.
- Ross, C.S., 1928. Altered Volcanic Paleozoic materials and their recognition. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 12, 143-164.
- Ross, C.S., 1955. Provenance of pyroclastic materials. Geol. Soc. Amer. Bull. 66, 427-434.
- Ross, C.S., Shannon, E.V., 1926. The minerals of bentonite and related clays and their physical properties. J. Amer. Ceramic Soc., 9, 77-96.
- Ruddiman, W.F., Glover, L.K., 1972. Vertical mixing of ice-rafted volcanic ash in North Atlantic sediments. Geol. Soc. Amer. Bull., 83, 2817-2836.
- Ryer, T.A., Phillips, R.E., Bohor, B.F., Pollastro, R.M., 1980. Use of altered volcanic ash falls in stratigraphic studies of coal-bearing sequences: An example from the Upper Cretaceous Ferron Sandstone Member of the Mancos

- Shale in central Utah. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 91, 579-586.
- Samson, S.D., Kyle, P.R., Alexander, E.C., 1988. Correlation of North American Ordovician bentonites by using apatite chemistry. *Geology*, 6, 444-447.
- Samson, S.D., Patchett, J., Roddick, C.J., Parrish, R.R., 1989. Origin and tectonic setting of Ordovician bentonites in North America: Isotopic and age constraints. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101, 1175-1181.
- Sanchez, J.D., Bradbury, J.P., Bohor, B.F., Coates, D.A., 1987. Diatoms and tonsteins as paleoenvironmental and paleodepositional indicators in a Miocene coal bed, Costa Rica. *Palaios*, 2, 158-164.
- Schmitz-Dumont, W., 1894. Die Saarbrucker Tonsteine. *Wilhelmshaven, Tonindustrie-Zeitung*, 18, 714.
- Schultz, L.G., 1963. Nonmontmorillonitic composition of some bentonite beds. *Clays and Clay Min., Proceedigs of the 11th National Conference, New York, Pergamon Press*, p. 169-177.
- Schüller, A., 1951. Zur nomenklatur und genese der tonsteine, *Jahrb. Mineral.*, no. 5, 7-109.
- Schüller, A., Hoehne, K., 1956. Petrographie, Chemismus und fazies der tonsteine des Saargebietes, *Geologie*, no. 5, 695-755.
- Slaughter, M., Early, J.W., 1965. Mineralogy and geological significance of the Mowry bentonites, Wyoming. *Geological Society of America Special Paper* 83, 116 pp.
- Smith, D.G.W., 1967. The petrology and mineralogy of some lower Devonian bentonites from Gaspé, Quebec. *Can. Mineral.*, 9, 141-165.
- Spears, D.A., 1971. The minerralogy of the Stafford tonstein. *Yorkshire Geol. Soc. Proceedings*, 38, 497-516.
- Spears, D.A., 1982. The recognition of volcanic clays and the significance of heavy minerals. *Clay Min.*, 17, 373-375.
- Spears, D.A., Kanaris-Sotiriou, R.A., 1975. Titanium in some Carboniferous sediments from Great Britania. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 345-351.
- Spears, D.A., Kanaris-Sotiriou, R.A., 1979. A geochemical and mineralogical investigation of some British and other European Tonsteins. *Sediment.*, 26, 407-425.
- Spears, D.A., Rice, D.M., 1973. An Upper Carboniferous tonstein of volcanic origin. *Sediment.*, 20, 281-294.
- Srodon, J., 1976. Mixed-layer smectite/illites in the bentonites and tonsteins of the Upper Silesian coal basin. *Polska Academia Nauk Oddzial Krakowie; Komisja Nauk Mineralogicznych, Prace Mineral*, no. 49, 84 pp.
- Stach, E., Taylor, G.H., Mackausky, M.T., Chandra, D., Teichmüller, M., Teichmüller, R., 1982. *Stacht's Textbook of Coal Petrology*. Berlin Gebruder Borntrager, 535 pp.
- Stöffler, D., 1963. Neure Erkenntnisse in der Tonsteinfrage auf Grund sedimentpetrographisher und geochemischer Untersuchungen im Floz Wahlschied der Grube Ensdorf (Saar). *Beitrage zur Mineralogie und Petrographie*, 9, 285-312.
- Strauss, P.G., 1971. Kaolin-rich rocks in the East Midlands coalfields of England. *Congres International de Stratigraphie et Geologie du Carbonifere*, 6th, Sheffield, *Comptes Rendus*, 1967, 4, 1519-1532.
- Triplehorn, D.M., 1976. Contributions to clay mineralogy and petrology, Cook Inlet basin, Alaska. *Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys Open-File Report* 102, 19 pp.
- Triplehorn, D.M., Bohor, B.F., 1981. Altered volcanic ash partings in the C coal, Ferron Sandstone Member of the Mancos Shale, Emery County, Utah: *U.S. Geological Survey Open-File Report* 81-775, 43 pp.
- Triplehorn, D.M., Bohor, B.F., 1983. Goyazite in kaolinitic altered tuff beds of Cretaceous age near Denver, Colorado. *Clays and Caly Min.*, 31, 299-304.
- Triplehorn, D.M., Bohor, B.F., 1986. Volcaniv ash layers in coal: Origin, distribution, composition and signification, in *Vorres, K.S., ed., Mineral matter and ash in coal (Symposium Series No. 301)*. Washington, D.C., *American Chemical Society*, p. 90-98.
- Triplehorn, D.M., Finkleman, R.B., 1989. Replacements of glass shards by aluminum phosphates in a Middle Pennsylvanian tonstein from eastern Kentucky. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 21, no. 6, A52-A53.

- Triplehorn, D.M., Turner, D.L., Naeser, C.W., 1977. K-Ar and fission-track dating of ash partings in Tertiary coals from the Kenai Peninsula, Alaska: A radiometric age for the Homerian-Clamgulchian Stage Boundary. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, 1156-1160.
- Triplehorn, D.M., Turner, D.L., Naeser, C.W., 1984. Radiometric age of the Chickaloon formation, south-central Alaska: Location of the Paleocene-Eocene boundary. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 95, 740-742.
- Triplehorn, D.M., Stanton, R.W., Ruppert, L.F., Crowley, S.S., 1991. Volcanic ash dispersed in the Wyodak-Anderson coal bed, Powder River basin, Wyoming. *Organic Geochem.*, 17, 567-575.
- Turner, D.L., Triplehorn, D.M., Naeser, C.W., Wolfe, J.A., 1980. Radiometric dating of ash partings in coals beds and upper Tertiary paleobotanical stages. *Geology*, 8, 92-96.
- Turner, D.L., Triplehorn, D.M., Frizzell, V.A., Naeser, C.W., 1983. Radiometric dating of ash partings in Alaskan coals of the Eocene Puget Group, Washington: Implication for paleobotanical studies. *Geology*, 11, 527-531.
- Waage, K.M., 1961. Stratigraphy and refractory clayrocka of the Dakota Group along the northern Front Range, Colorado. *U.S. Geol. Survey Bull.*, 1102, 154 pp.
- Weaver, C. E., 1963. Interpretative value of heavy minerals from bentonites: *J. Sediment. Petrol.*, 33, 343-349.
- Weaver, C. E., 1989. Clays, Muds and Shales. Elsevier, Amsterdam, Dev. in Sediment., 44, 819 pp.
- Williamson, I. A., 1970a. Tonsteins-Their nature, origins and use. Part I. *Mining Magazine*, 122, 119-125.
- Williamson, I. A., 1970b. Tonsteins-Their nature, origins and use. Part II. *Mining Magazine*, 122, 203-211.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., Uçurum, A., Yılmaz, S., 1989. Kil minerallerinin evriminde mekanizmalar ve ortamlar : Bir tartışma. IV. Ulusal Kil Semp., C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas, 20-23 Eylül, Program ve Bildiri Özleri, s. 76-77.
- Zaritsky, P.V., 1985. A review of the study of tonsteins in the Donetz basin. *Congres International de Stratigraphie et Geologie du Carbonifere*, 10th, Madrid, 1983, *Comptes Rendus*, 4, 235-241.

THE KARAÇAYIR SYENITE, NORTH OF SIVAS: AN A-TYPE, PERALUMINOUS AND POST-COLLISIONAL ALKALINE PLUTON, CENTRAL ANATOLIA, TURKEY

KARAÇAYIR SİYENİTİ, KUZEY SIVAS, ORTA ANADOLU, TÜRKİYE: A-TİPİ, PERALÜMİNO VE ÇARPIŞMA SONRASI ALKALİ BİR PLÜTON

Durmuş BOZTUĞ Cumhuriyet Univ, Dept. of Geological Engineering, Sivas
Sabah YILMAZ Cumhuriyet Univ, Dept. of Geological Engineering, Sivas
Musa ALPASLAN Cumhuriyet Univ, Dept. of Geological Engineering, Sivas

ÖZ: Üst Kretase sonrası - Orta Eosen öncesi bir jeolojik yaşa sahip olan Karaçayır syenitik plütunu, Orta Anadolu çarpışma sonrası alkali plütönizmasının önemli bir üyesini oluşturmaktadır. Orta Anadolu çarpışma sonrası alkali plütönizması içerisinde Kırşehir bloğu metasedimentlerine sokulum yapan ve aynı zamanda florit mineralizasyonu ile birlik oluşturan özel bir alt gruba aittir. Karaçayır plütununun ana kütleleri, iki mikalı syenitler ile iki mikalı nefelin syenitlerden oluşmaktadır. Orta-iri taneli olan bu kayaların ana bileşenleri K-feldispat (ortoklaz, mikroklin, pertit ve albit), plajiyoklaz, biyotit ve kısmen de nefelin minerallerinden oluşmaktadır. Mikaların çoğu döyterik süreçlerle oluşmuş olarak gözlenirken, nefelinler de çoğunlukla lifsi zeolit minerallerine dönüşmüş olarak gözlenirler. Tali bileşenler olarak ise başlıca monazit, ksenotim, apatit ve ortit minerallerine rastlanmaktadır. Damar kayaları olarak granit-aplit ve syenit-aplit gibi olağan bazı kayaç türlerinin yanısıra biyotit-kalsit pegmatit ve ortit-albit mikrosyenit gibi ender rastlanan bazı kayaç türleri görülmektedir. Karaçayır plütunu, mantodan türemiş alkalin bir magmanın, kabuksal kayaları asimile etmesi sonucu peralümino özellik kazanmış bir plütondur. Böyle bir kabuksal bulaşma, aynı zamanda Rb, Ba ve Th gibi eser element içeriklerindeki yüksek değerler ile de desteklenmektedir. Tüm ana ve eser element jeokimyası verileri, Karaçayır plütununun, **anorojenik/levha içi/çarpışma sonrası** karakterde olduğunu göstermektedir. Böylece, Kırşehir bloğu metapelitlerinin asimilasyonu sonucu Karaçayır plütununun ilksel kimyası her ne kadar S-tipi ve peralümino bir karakter sergilese de; bu plütunun jeolojik konumu, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri, plütunun, gerçekte, A-tipi karakterde olduğunu göstermektedir. Karaçayır plütununun, jeolojik ve analitik verilerin ışığında, kabuksal bulaşmaya uğramış manto kökenli alkalin bir magmadan itibaren kristalleştiği ileri sürülebilmektedir. Böyle bir magma kaynağı, çarpışma sonrası gelişen litosferik incelmeye bağlı olarak yükselen manto malzemesinin adiyabatik dekompresyon (adiabatic decompression) koşulları altında kısmi erimeye uğramasıyla oluşabileceği düşünülmektedir. Gelecekte yapılması önerilen mineral kimyası, izotop jeokimyası ve mutlak yaş tayini çalışmalarının (Jeokronolojik çalışmalar), sadece Orta Anadolu çarpışma sonrası alkali plütönizmasından ziyade tüm Kırşehir bloğu ile yakın çevresinin tektono-magmatik evriminin daha iyi anlaşılmasına katkıda bulunacağı düşünülmektedir.

ABSTRACT: The Karaçayır syenitic pluton, post Upper Cretaceous - pre Middle Eocene in age, constitutes an important member of the Central Anatolian (CA) post-collisional alkaline plutonism. It is belonging to a special subgroup of the CA post-collisional alkaline plutonism that is emplaced within the metasediments of Kırşehir block and associated with some fluorite mineralizations. The main rock types of the plutonic body consist essentially of two-mica syenites and two-mica nepheline syenites. The major rock forming components of these medium- to coarse-grained rocks are made up of K-feldspar (orthoclase, microcline, perthite and albite), plagioclase, biotite, muscovite and sometimes nepheline minerals. Most of the micas are observed to have generated by deuteric processes, and also nepheline is seen to have frequently transformed into fibrous zeolite minerals. The accessory phases comprise monazite, xenotime, apatite and orthite minerals. The vein rocks are composed of some granite-aplites and syenite-aplites in addition to some unusual rocks such as biotite-calcite pegmatite and orthite-albite microsyenite. The Karaçayır syenitic pluton represents a clear peraluminous character due presumably to assimilation of crustal rocks by the mantle-derived alkaline magma. Such a crustal contribution is also evidenced by the high concentrations of some incompatible trace elements like Rb, Ba and Th. All the major and trace element geochemistry data show an apparent **anorogenic/within plate/post-collisional** character for the Karaçayır pluton. Therefore, the geological setting, mineralogical-petrographical and geochemical features of the Karaçayır pluton reveal that this pluton has an A-type character, although, its assimilation of the metapelitic rocks of the Kırşehir block

has changed its primary chemistry into S-type peraluminous character. In the light of all the geological and analytical data, it is suggested that the Karaçayır pluton has been crystallized from a mantle-derived alkaline magma which was also contaminated by crustal rocks. Such a magma reservoir could have been generated by the partial melting of the upwelled mantle under the adiabatic decompression conditions due to lithospheric attenuation after collision. Some mineral chemistry, isotope geochemistry and absolute age datings would be mostly appreciated for better understanding of the tectono-magmatic evolution of not only the CA post-collisional alkaline plutonism, but also all the Kırşehir block and adjacent areas.

INTRODUCTION

Central Eastern Anatolian (CEA) alkaline province of Yılmaz and Boztuğ (1991) has been later modified as the Central Anatolian (CA) post-collisional alkaline plutonism by Boztuğ et al. (1994) on the basis of the association of the alkaline plutons outcropping, particularly, in the western prolongation of a micro-continent called Kırşehir block (Görür et al., 1984; Poisson, 1986) or Central Anatolian Crystalline Complex (Göncüoğlu et al., 1991, 1992; after Akıman et al., 1993) in Central Anatolia, Turkey (Figure 1). This alkaline magmatism comprises various plutons which differ from each other by means of wall-rocks, different degrees of partial melting of the source rocks to give the magmas, different solidification processes modifying the primary magma compositions, and ore deposits/industrial raw material assemblages (Boztuğ et al., 1996; Boztuğ and Yılmaz, 1996).

The Karaçayır syenitic pluton constitutes an important member of the CA alkaline plutonism due especially to its wall-rocks and unusual mineralogical-geochemical characteristics. This paper deals mainly with the geological setting, mineralogy-petrography, geochemistry and petrogenesis of the Karaçayır syenitic intrusion. All the laboratory works were performed in the Dept. of Geological Engineering of Cumhuriyet University, Sivas. Thin sections have been studied under the binocular microscopy whose model is Nikon Labophot-Pol. Major and some trace element geochemical analysis have been carried out at the MİPJAL (Mineralogical-Petrographical and Geochemical Research Laboratories) of the Dept. of Geological Engineering by using some USGS and CRPG rock standards (Govindaraju, 1989) for calibration (Table 1).

GEOLOGICAL SETTING

The Karaçayır pluton intrudes the metasediments of the Kırşehir block which is imbricated with the serpentinites of the ophiolitic mélange derived from the Ankara-Erzincan suture zone (Figure 2). It is unconformably overlaid by the Middle Eocene sediments which include some pebbles and sandy material

derived from the Karaçayır pluton itself (Figure 2). The metasediments, ophiolitic mélange, Middle Eocene sedimentary cover and plutonic rocks have been named as the Akdağmadeni group metamorphics, Tekelidağ complex, Tokuş formation and Karaçayır granite, respectively, by Yılmaz (1984), the latter has been later called Karaçayır syenite by Ünal (1987) in the light of mineralogical-petrographical studies carried out in the framework of an MS thesis.

The metamorphic rocks in the mapped area, called Akdağmadeni group metamorphics, consist mainly of marble, calc-schist and calc-silicate schist, and rarely of metapelitic rocks. These metamorphics are considered to have an age of Permo-Triassic by Yılmaz (1984). They represent some well-preserved metamorphic structures such as foliation, lineation and mesoscopic isoclinal folding in addition to some primary sedimentary structure like bedding. Tekelidağ complex, Cretaceous in age (Yılmaz, 1984), is composed of some ophiolitic magmatic rocks and their epi-ophiolitic sediments which have been tectonically mixed with each other in the mapped area. The ophiolitic magmatic rocks are mainly of serpentinites and mafic volcanics, whereas the epi-ophiolitic cover comprises basically shales, sandstones and some carbonates from which some fossils have been obtained for age. The Karaçayır pluton, pre-Middle Eocene in age because of having been positionally covered by Tokuş formation, is made up essentially of syenitic rocks and some vein rocks. The naked-eye recognizable components of the medium-grained syenitic rocks are composed of K-feldspar, plagioclase, biotite and muscovite minerals. Vein rocks can be subdivided into several subtypes such as biotite-calcite pegmatite, granite-aplite and syenite-aplite in the fieldworks among which the former one has already been described as **carbonatite dyke** by Schuling (1961). Tokuş formation, Middle Eocene in age, is made up of, from bottom to top, conglomerate, sandstone, marl, clayey-limestone and limestone alternation. The blocks and pebbles of the conglomerates were entirely

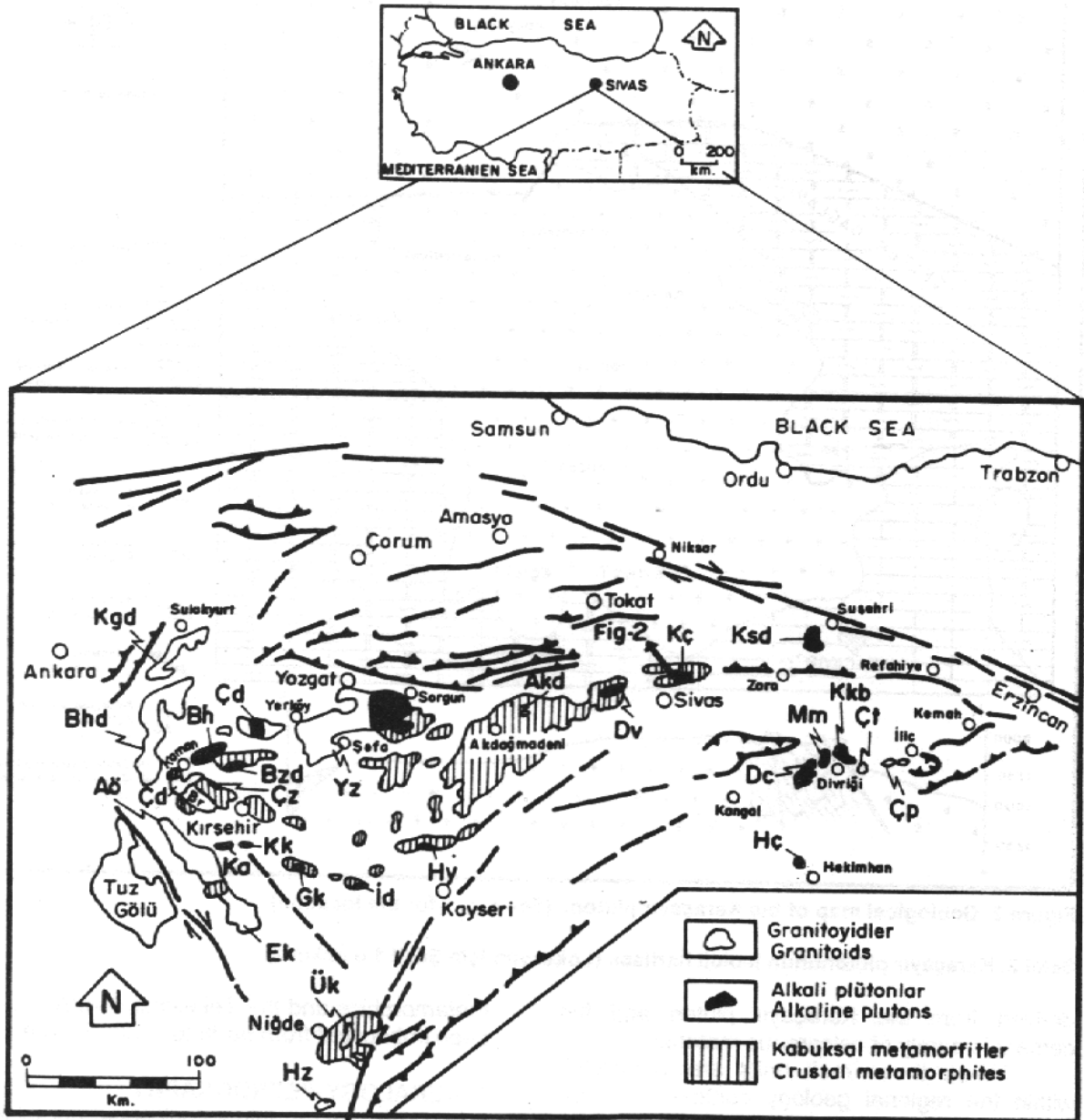


Figure 1. Geological and geographical settings of the plutonic rocks in the Central Anatolia, Turkey (based on Bingöl, 1989). The abbreviations of plutons are as follow (from W to E): Kgd, Karagüneydağ; Bhd, Behrekdağ; Cd, Cefalıkdağ; Aö, Ağaçören; Ek, Ekecikdağ; Bh, Bayındır-Hamitköy; Çd, Çiçekdağ; Br, Baranadağ; Bzd, Buzlukdağ; Çz, Çayağzı; Ka, Kuruağıl; Kk, Kesikköprü; Gk, Gümüşkent; İd, İdişdağ; Ük, Üçkapılı; Hz, Horoz; Yz, Yozgat(South of Sorgun town); Hy, Hayriye; Akd, Akdağmadeni; Dv, Davulalan; Kç, Karaçayır; Ksd, Kösedag; Hç, Hasançelebi; Dc, Dumluca; Mm, Murmana; Kkb, Karakeban; Çt, Çaltı; Çp, Çöpler.

Şekil 1. İç Anadolu'daki plütonik kayaların jeolojik ve coğrafik konumları (Bingöl, 1989'a dayandırılarak hazırlanmıştır). Plütonların kısaltmaları, B'dan - D'ya doğru şöyledir. Kgd, Karagüneydağ; Bhd, Behrekdağ; Cd, Cefalıkdağ; Aö, Ağaçören; Ek, Ekecikdağ; Bh, Bayındır-Hamitköy; Çd, Çiçekdağ; Br, Baranadağ; Bzd, Buzlukdağ; Çz, Çayağzı; Ka, Kuruağıl; Kk, Kesikköprü; Gk, Gümüşkent; İd, İdişdağ; Ük, Üçkapılı; Hz, Horoz; Yz, Yozgat(Sorgun güneyi); Hy, Hayriye; Akd, Akdağmadeni; Dv, Davulalan; Kç, Karaçayır; Ksd, Kösedag; Hç, Hasançelebi; Dc, Dumluca; Mm, Murmana; Kkb, Karakeban; Çt, Çaltı; Çp, Çöpler.

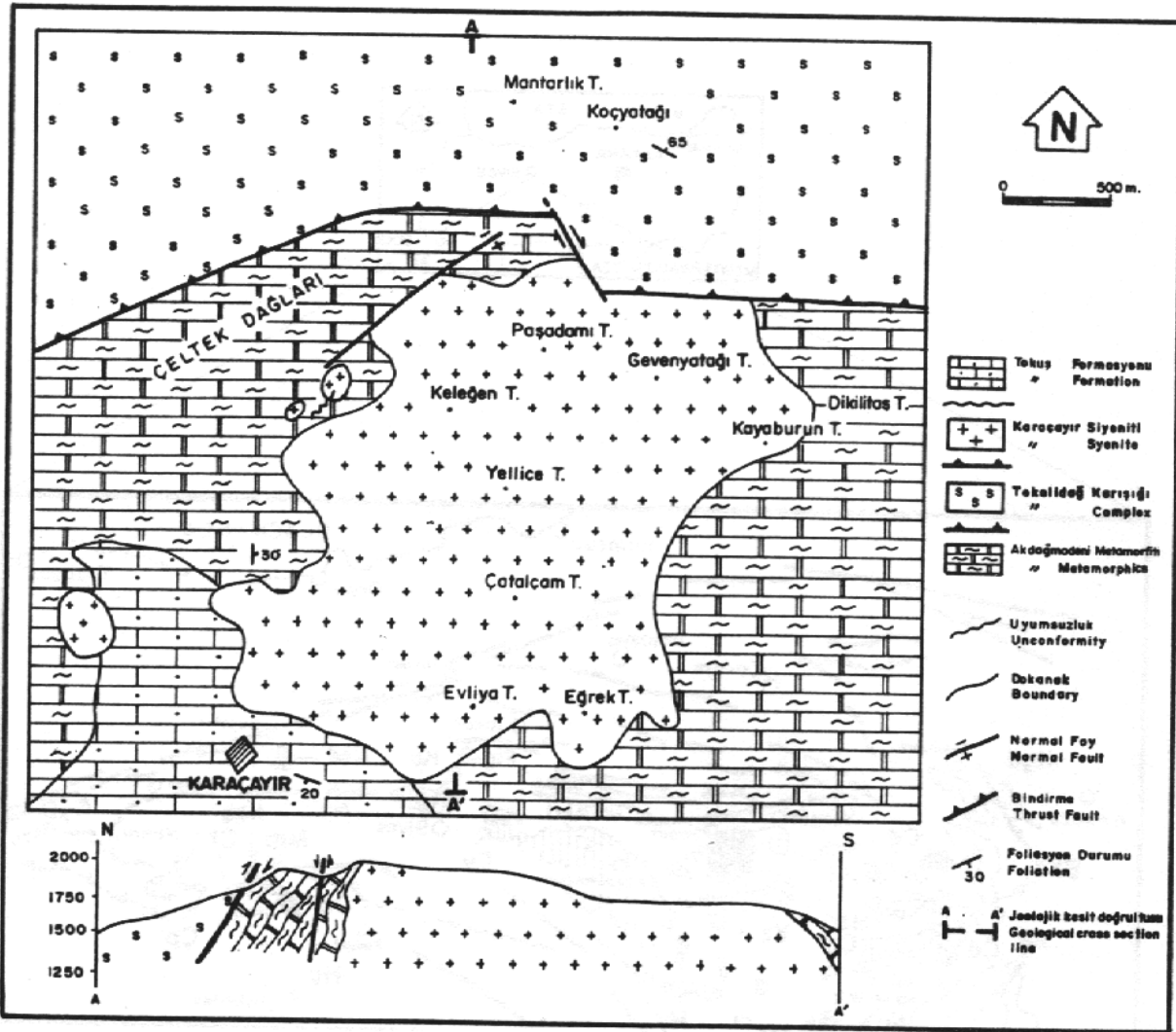


Figure 2. Geological map of the Karaçayır pluton. (See Fig. 1 for the location)

Şekil 2. Karaçayır plütununun jeoloji haritası. (Lokasyon için Şekil 1'e bakınız).

derived from the Karaçayır pluton and the cement is purely of calcareous material.

When these rock units are interpreted within the regional geology context, one can suggest that the Akdağmadeni metamorphics constitutes the easternmost part of the Kırşehir block. The Tekelidağ complex is assumed to be part of the Çamlıbel ophiolite of Tatar (1977, 1981). The Karaçayır syenite forms an important member of the CA post-collisional alkaline plutonism determined by Boztuğ et al. (1994), and Boztuğ and Yılmaz (1996).

The most striking structural elements of the mapped area are of ductile deformation products developed in the Akdağmadeni metamorphics before the Cretaceous imbrication with the Tekelidağ complex, the E-W thrust fault along which the Akdağmadeni

metamorphics and the Tekelidağ complex have been imbricated from north to south (Figure 2).

MINERALOGY-PETROGRAPHY

The main mineralogical-petrographical characteristics of the Karaçayır pluton and wall-rocks, intruded by the pluton, can be summarized as follow.

Karaçayır pluton: The rocks of Karaçayır pluton can be subdivided into two subgroups such as main body and vein rocks.

Main Body

The commonest rock type of the Karaçayır pluton is medium- to coarse-grained syenites. The felsic components are of K-feldspar (orthoclase, perthite, microcline and albite), plagioclase and nepheline minerals. The mafic minerals are composed of biotite,

muscovite, calcite and some accessory phases such as orthite, monazite, xenotime, apatite and opaque minerals. Non-altered nephelines, sometimes, can be easily identified under the microscope due particularly to its characteristic optical properties, i.e. birefringence, shape-form, and uniaxial, optically (-). On the other hand, some nephelines, recognizable only by their short prismatic pseudomorphs, are observed to have transformed into zeolite and sericite minerals by some deuteric alteration which also yields some secondary alteration minerals like muscovite, calcite and clayey components. Most of the biotites and muscovite flakes exhibit some evidences of the deuteric processes, for instance, all the biotites represent green color and muscovites show some well-preserved evidences for the derivation from the feldspar minerals, or crystallized from a late stage magmatic fluids because of having been associated with large calcite crystals. In fact, some syenites include some particular zones, in the thin sections, which are formed from large and partly euhedral biotite, muscovite and calcite minerals. Some parts of these types of biotites are also observed to be associated with muscovite minerals. There is also a third type of mica mineral in some syenites which is of typical phlogopite mineral. Moreover, some syenites include fluorite minerals distinguishable even in hand specimen. All these mineralogical-petrographical data reflect that the Karaçayır syenite has been affected by deuteric alteration processes. This is also convenient with the observation of Schuiling (1961) who has found some **thorianite** minerals in some of these rocks. In the light of all these data, such a petrographic term, i.e. **two-mica syenite** is suggested for the non-altered rocks of the Karaçayır pluton. Of course, the nepheline prefix should be added for the nomenclature of the rocks bearing nepheline minerals, e.g. **two-mica nepheline syenite**. These microscopical identifications are also concordant with the chemical nomenclature diagram proposed by Debon and Le Fort (1983). As shown in Figure 3, the rock samples of the Karaçayır syenite are plotted mainly in the syenite and rarely in the feldspathoidal rocks subfields.

Vein Rocks

The most important type of vein rock is an unusual one that is made up of albite, orthoclase, plagioclase, biotite, **orthite** and some short-prismatic pseudomorphs composed of radial fibrous aggregates. These pseudomorphs are assumed as the

nepheline minerals, and the radial fibrous aggregates as the natrolite type of zeolite minerals. It must also be pointed out here that this vein rock includes orthite minerals, should be normally as an accessory mineral in igneous rocks, more than at least 5 % in modal mineralogical composition. That is why this vein rock is proposed to be called **orthite-albite microsienite**. There is also another unusual vein rock type in the Karaçayır pluton which has already been considered as the carbonatite dyke by Schuiling (1961). In fact, these vein rocks are seen to be associated with the roof pendant marbles exposed on top of the pluton. They have medium- to coarse- and even very coarse-grained texture, and are composed of large blackish-brown biotite flakes and white calcite minerals. Even though they have already been identified as the carbonatite by Schuiling (1961), they are considered here to be biotite-calcite pegmatite indicating also some metasomatic involvement between the roof pendant marbles and syenitic magma. Other vein rocks are of granite-aplite and syenite-aplite among which the former one is scarcely observed within the pluton.

Wall-Rocks

The wall-rocks, intruded by the Karaçayır pluton, are the metacarbonate parts of the Akdağmadeni metamorphics. Their common mineralogical assemblages consist essentially of calcite, quartz and rarely of phlogopite minerals. On the other hand, there are some diopside, and even hedenbergite modification of diopside due especially to apparent green color in plane-polarized light under the microscope, have been developed in some marbles taking place just at the boundary of pluton. These types of marbles, called **diopside marble**, are assumed to be formed by the superimposed contact metamorphic effect of the Karaçayır pluton.

MAJOR AND TRACE ELEMENT GEOCHEMISTRY

Wholerock major and trace element analysis results (Table 2) of the 14 fresh rock samples from the Karaçayır pluton have been evaluated for the main petrochemical characteristics and geodynamic setting of the pluton.

It is basically plotted in the peraluminous domain with a vertical trend in the "characteristic minerals" diagram of Debon and Le Fort (1983) which determines an aluminous magma association (Figure 4a), and in the

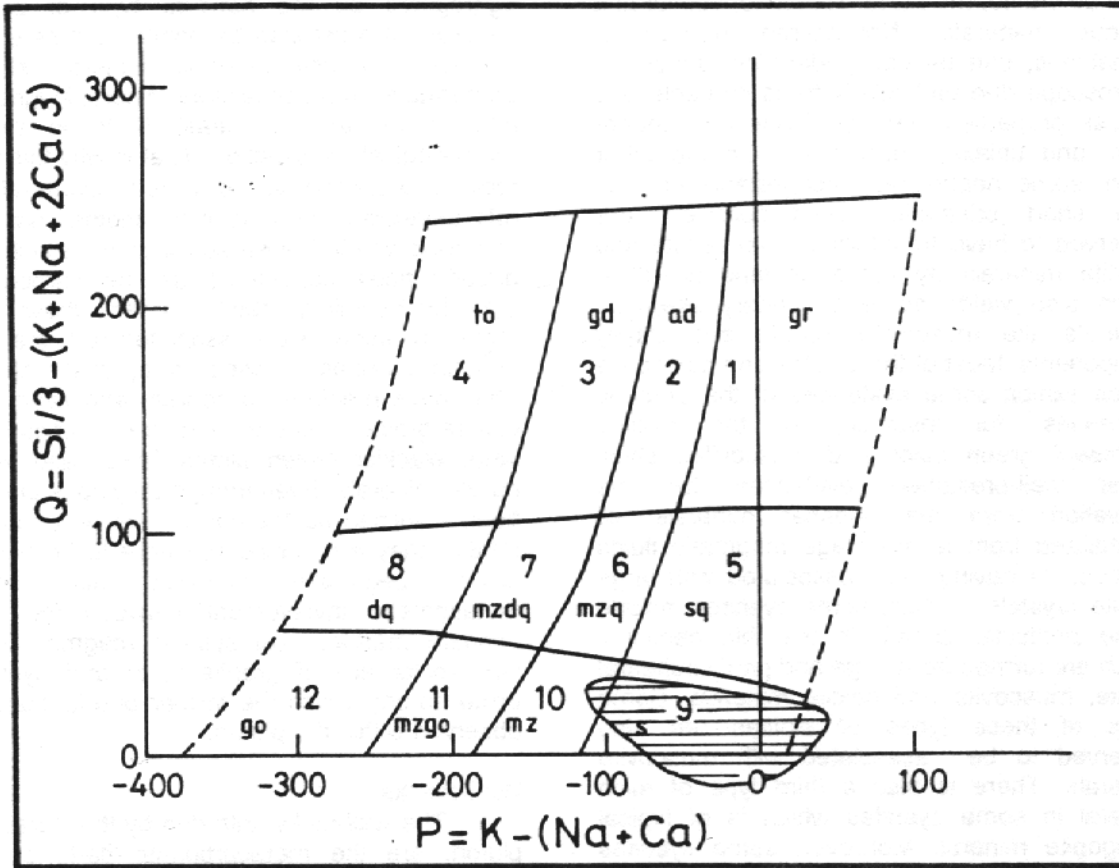


Figure 3. Distribution of the rock samples from the Karaçayır pluton in the "nomenclature" diagram proposed by Debon and Le Fort (1983). Each field corresponds to a petrographic type: ad adamellite, dq quartz diorite, gd granodiorite, go gabbro, gr granite, mz monzonite, mzdq quartz monzodiorite, mzgo monzogabbro, mzq quartz monzonite, s syenite, sq quartz syenite, to tonalite.

Şekil 3. Karaçayır plütünü kayaç örneklerinin Debon ve Le Fort (1983) tarafından önerilen "isimlendirme" diyagramındaki dağılımları. Her bir bölge, özel bir petrografik tipe karşılık gelmektedir. ad, adamellit; dq, kuvars diyorit; gd, granodiyorit; go, gabro; gr, granit; mz, monzonit; mzdq, kuvars-monzodiyorit; mzgo, monzogabro; mzq, kuvars monzonit; s, siyenit; sq, kuvars siyenit; to, tonalit.

Maniar and Piccoli (1989) diagram (Figure 4b). At normal, The Karaçayır pluton should not have a peraluminous character because of having been formed by highly alkaline rocks such as syenite, nepheline syenite, orthite-albite syenite, etc. This high alkalinity of the Karaçayır pluton is also evidenced in Figure 5a and 5b, too. On the other hand, its vertical trend in Figure 4a particularly resembles to that of Higher Himalayan Manaslu pluton (Le Fort, 1981) of aluminous association, but differing from it by extending towards the lowermost part of the peraluminous domain, and even towards the uppermost part of the metaluminous domain, i.e. the negative values of A parameter, in Figure 4a. This difference is very important that reflects something interesting track apart

from the aluminous trend for the main magma association of the Karaçayır pluton. As typically known, the aluminous trend can not reach below 20 or 25 value of A parameter in Figure 4a (see upper right inset in Figure 4a). In this circumstance, there should have been some geological events that changed the chemical trend of the Karaçayır pluton in Figure 4a. When this assumption is evaluated together with the mineralogical-petrographical data, already mentioned above, one can suggest that one of these types of geological events could be the assimilation processes of crustal rocks, i.e. the wall-rocks of the Karaçayır pluton, by magma to change the chemical trend in Figure 4a (see further). As mentioned earlier, the Karaçayır pluton consists of highly alkaline two-mica rocks

Table 1. The comparison of the analysis results of some CRPG rock standards of the CU-MİPJAL and international recommended values given by Govindaraju (1989).

Çizelge 1. Bazı CRPG kayaç standartlarının C.Ü. MİPJAL'da elde edilen analiz sonuçları ile aynı standartlar için Govindaraju (1989) tarafından önerilen uluslararası değerlerin karşılaştırılması.

Wt. % CRPG	DRN		MAN		BEN	
	MİPJAL	CRPG	MİPJAL	CRPG	MİPJAL	CRPG
SiO ₂	52.85	51.99	66.60	65.49	38.20	38.35
Al ₂ O ₃	17.52	16.52	17.62	18.18	10.07	9.94
TiO ₂	1.09	1.13	0.01	0.01	2.61	2.59
tFe ₂ O ₃	9.70	10.55	0.47	0.24	12.84	12.05
MnO	0.22	0.24	0.04	0.04	0.20	0.19
MgO	4.40	4.83	0.04	0.01	13.15	13.08
CaO	7.05	6.84	0.59	0.83	13.87	13.93
Na ₂ O	2.99	2.73	5.84	5.74	3.18	3.43
K ₂ O	1.70	1.66	3.18	3.08	1.39	1.46
P ₂ O ₅	0.25	0.24	1.39	1.24	1.05	1.07
ppm						
Rb	73	58	3600	3500	47	64
Sr	400	352	84	35	1370	1247
Ba	385	471	42	nd	1025	917
Y	28	25	1	nd	30	20
Zr	125	116	27	34	265	240
Nb	8	20	173	182	100	68
Th	5	2	1	6	11	12
Co	35	27	1	2	61	44
Cr	42	25	3	46	360	413
Cu	50	49	140	143	72	56
V	220	146	4.6	30	235	264
Pb	55	35	29	50	4	24
Zn	145	123	220	228	120	98

in which most of the mica minerals were developed by the deuteric processes. The deuteric formation of the mica minerals in the Karaçayır pluton seems to have sourced from the assimilation of crustal rocks by magma which might be considered the mineralogical reflection of the assimilation process.

As far as known from the existing literature, the alkaline magmas can only be derived from the partial melting of the mantle rocks (Bonin, 1988; Wilson, 1989; Barbarin, 1990; Bonin, 1990; Pitcher, 1993). On the other hand, in these types of magmas, i.e. the mantle-derived magmas, it is a compulsory to study some processes like fractional crystallization (FC), assimilation (A), assimilation and fractional crystallization (AFC), and types and degrees of partial melting which modify the primary magma composition (Bonin et al., 1987; Bonin, 1987; Wilson, 1989; Nardi and Bonin, 1991; Conceição et al., 1991; Bonin, 1992;

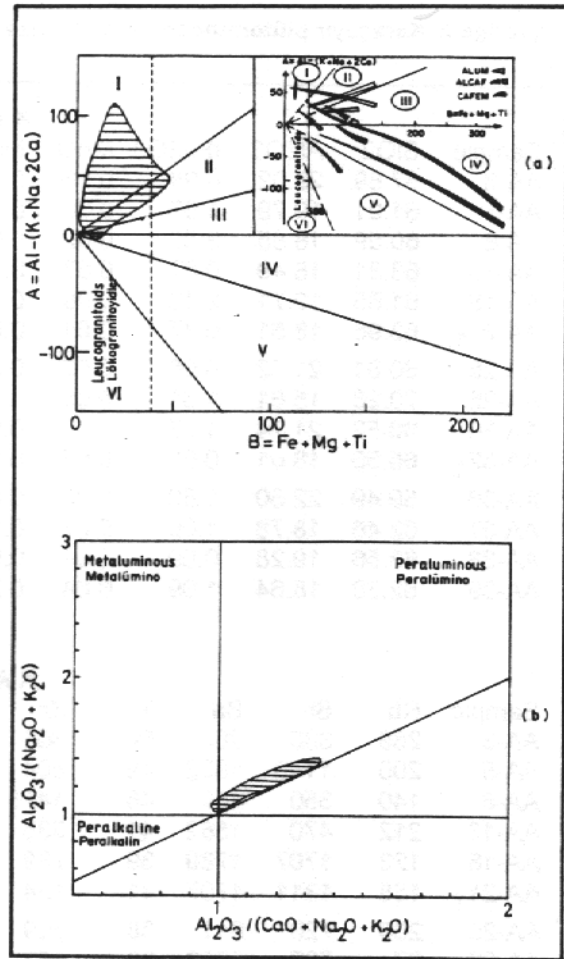


Figure 4a. Distribution of the rock samples from the Karaçayır pluton in the "characteristic minerals" diagram of Debon and Le Fort (1983). This diagram separates peraluminous rocks or minerals with positive value of A from metaluminous ones. The trends of the three main types of magmatic associations (see the inset) are distinguished:ALUM aluminous, ALCAF alumino-cafemic, CAFEM cafemic. b. Distribution of rock samples from the Karaçayır pluton in the Maniar and Piccoli (1989) diagram.

Şekil 4a. Karaçayır plütünü kayaç örneklerinin "karakteristik mineraller" diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1983) dağılımı. Bu diyagram, A değeri pozitif olan peralümino kayaç ve mineralleri metalümino olanlardan ayırır. Üç ana magmatik topluluğun trendleri için sağ üst köşede verilen küçük şekle bakınız. ALUM, alümino; ALCAF, alümino-kafemik; CAFEM, kafemik. b. Karaçayır plütünü kayaç örneklerinin Maniar ve Piccoli (1989) diyagramındaki konumları.

Table 2. Major and trace element compositions of the selected fresh rock samples from the Karaçayır pluton

Çizelge 2. Karaçayır plütönünden seçilmiş taze kayaç örneklerinin ana ve eser element bileşimleri.

KARAÇAYIR												
Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	tFe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
AA-3	57.89	22.02	0.98	0.16	0.06	0.97	8.04	6.92	0.07	0.02	0.91	98.04
AA-5	61.01	19.79	1.97	0.08	0.13	0.31	3.68	9.49	0.16	0.05	2.22	98.89
AA-6	60.59	18.85	3.36	0.02	0.08	0.33	4.75	7.51	0.22	0.02	2.37	98.10
AA-13	63.31	18.49	0.67	0.07	0.12	0.70	5.83	6.74	0.16	0.04	2.09	98.22
AA-18	61.65	19.71	2.12	0.08	0.17	0.87	6.19	5.03	0.25	0.06	2.26	98.39
AA-21 ₁	63.96	18.51	0.37	0.01	0.04	0.32	4.30	9.61	0.07	0.03	1.27	98.49
AA-25	60.61	21.02	0.58	0.06	0.22	0.36	4.04	8.30	0.06	0.06	2.77	98.08
AA-26	70.26	15.61	1.01	0.06	0.16	0.54	6.29	3.33	0.11	0.05	1.45	98.87
AA-30	60.52	21.74	1.27	0.07	0.08	0.33	3.67	9.73	0.11	0.03	1.49	99.04
AA-32 ₁	65.56	18.01	0.60	0.03	0.03	0.30	4.88	8.70	0.02	0.02	1.05	99.20
AA-36	59.49	22.50	1.60	0.06	0.07	0.31	2.28	11.65	0.15	0.04	1.52	99.67
AA-37	62.46	18.78	1.06	0.07	0.19	0.43	4.83	7.73	0.13	0.09	2.67	98.44
AA-38	63.56	19.28	0.09	0.01	0.05	0.73	4.09	9.58	0.04	0.02	1.56	99.01
AA-39	62.38	18.64	1.09	0.04	0.27	0.39	3.00	11.04	0.32	0.08	1.29	98.54

KARAÇAYIR												
Sample	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	Pb	Zn	Th	Co	Cu	V
AA-3	269	330	165	64	868	105	54	122	144	27	43	32
AA-5	200	1140	1922	49	604	43	45	80	134	19	45	36
AA-6	140	350	460	46	1478	76	50	80	84	13	32	50
AA-13	212	470	1562	41	336	57	108	122	105	19	34	37
AA-18	123	1707	1789	39	789	38	40	100	86	22	34	42
AA-21 ₁	158	1311	1707	41	154	39	31	59	39	20	28	28
AA-25	208	720	911	38	309	39	37	91	80	12	29	31
AA-26	97	702	1793	23	162	22	28	63	26	85	31	30
AA-30	182	750	606	46	830	51	27	75	138	14	29	40
AA-32 ₁	179	34	506	43	136	26	24	58	71	27	28	30
AA-36	212	1313	1269	51	760	56	37	80	51	16	27	41
AA-37	162	2235	3252	37	220	31	38	77	49	23	30	29
AA-38	137	3963	3103	32	275	23	36	58	10	22	32	20
AA-39	178	3311	3829	39	334	58	36	71	26	17	31	44

Major and trace element contents are given in weight % and ppm, respectively. tFe₂O₃= total iron as ferric oxide. LOI=loss on ignition.

Ana ve eser element içerikleri sırasıyla % ağırlık ve ppm cinsinden verilmiştir. tFe₂O₃ = ferrik oksit cinsinden toplam demir. LOI= ateşte kayıp.

Egeberg et al., 1993). The ORG (Pearce et al., 1984) normalized incompatible elements distribution pattern easily represent the crustal contribution into magma source of the Karaçayır pluton (Figure 6). Such a crustal contribution, i.e. crustal assimilation by the mantle derived alkaline magma, is particularly remarked in the Th content which reaches up to 300 times enrichment. In addition to Th element, Rb and Ba elements also supply crustal involvement in

Figure 6. But, the lower limit of Ba is seen to be mobilized by some later processes which may be the albitization/perthitization of K-feldspar as evidenced under the microscopy (see above). The very less amount of Y element in Figure 6 represents that the source rocks do not contain garnet minerals or the garnet minerals in the source rocks have not melted during the partial melting process to give the magma of Karaçayır pluton.

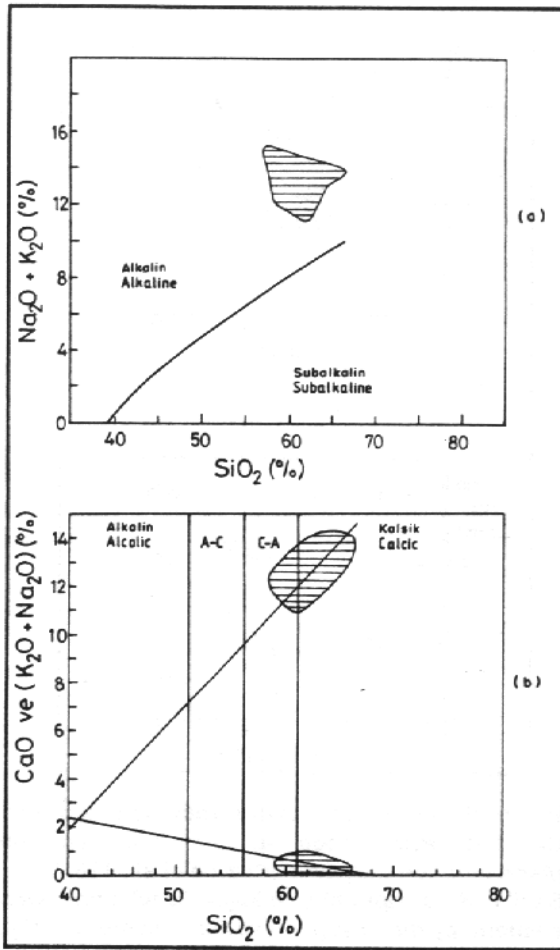


Figure 5a. Distribution of the rock samples from the Karaçayır pluton in the total alkali - silica diagram of Irvine and Baragar (1971).

b. Distribution of the rock samples from the Karaçayır pluton in Peacock (1931) diagram.

Şekil 5a. Karaçayır plütünü kayaç örneklerinin toplam alkaliler- silis diyagramındaki (Irvine ve Baragar, 1971) dağılımı.

b. Karaçayır plütünü kayaç örneklerinin Peacock (1931) diyagramındaki dağılımı.

GEODYNAMICS AND PETROGENESIS

As pointed out in the geological setting part of this paper, the Karaçayır pluton seems to have intruded the crustal rocks of the Kırşehir block after the imbrication with the northern branch of Neo-Tethyan oceanic crust along the Ankara-Erzincan suture zone. This simply means that the Karaçayır pluton has completed its intrusion sometimes after the collisional event between the Anatolides and Pontides. This assumption is strongly evidenced in Figure 7 that the Karaçayır pluton is plotted in the Anorogenic field of Batchelor and Bowden

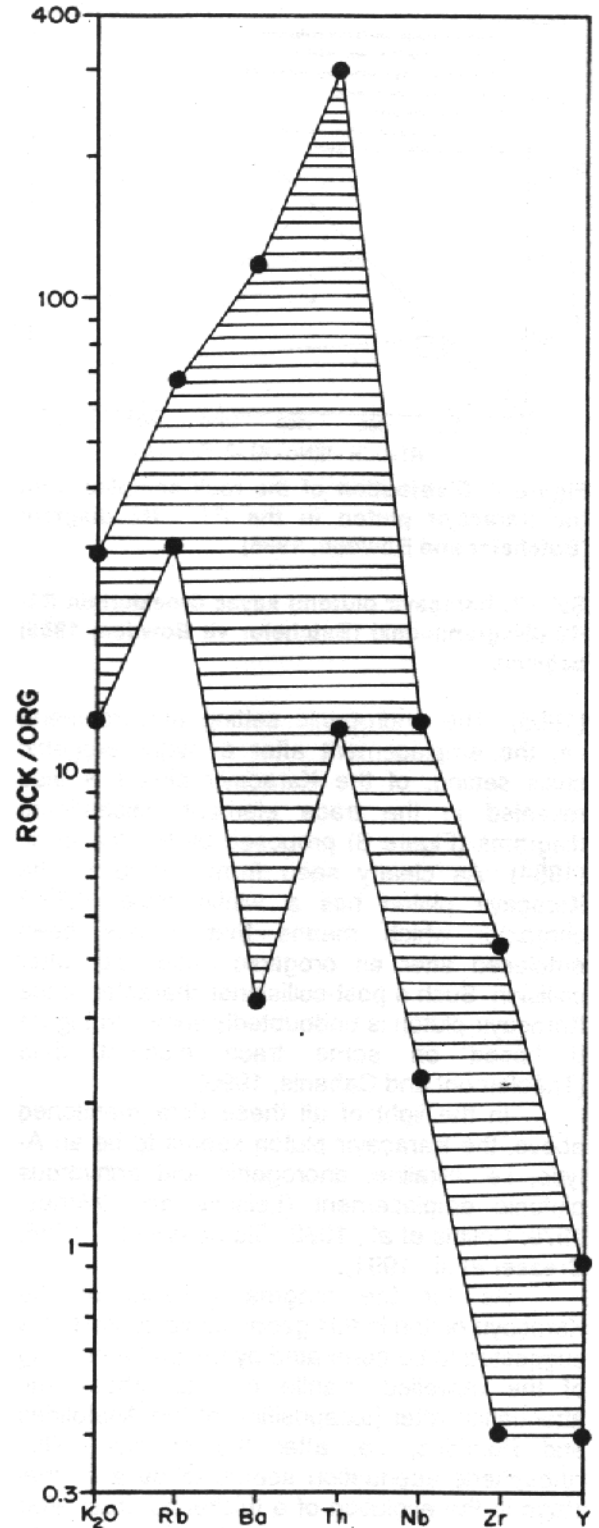


Figure 6. Ocean ridge granite (ORG) normalized geochemical patterns (Pearce et al. 1984) for selected rock samples from the Karaçayır pluton. Şekil 6. Karaçayır plütünü seçilmiş kayaç örneklerinin ORG'ye göre (Pearce ve diğ., 1984) normalleştirilmiş uyumsuz element dağılım deseni

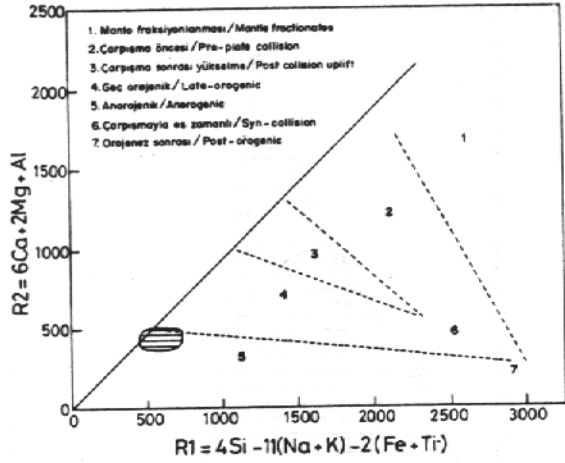


Figure 7. Distribution of the rock samples from the Karaçayır pluton in the R1 - R2 diagram (Batchelor and Bowden, 1985).

Şekil 7. Karaçayır plütönu kayaç örneklerinin R1-R2 diyagramındaki (Batchelor ve Bowden, 1985) dağılımı.

(1985). The anorogenic setting emplacement, i.e. the emplacement after a major orogenic crisis setting, of the Karaçayır pluton is also revealed in the trace element discrimination diagrams (Figure 8) proposed by Pearce et al. (1984). As clearly seen from Figure 8, the Karaçayır pluton has a within plate (WPG) character which means that it has been emplaced after an orogenic cycle, e.g. after collision. Such a post-collisional character of the Karaçayır pluton is undoubtedly shown in Figure 9 based on some trace element data (Théblemont and Cabanis, 1990).

In the light of all these data mentioned above, the Karaçayır pluton seems to be an A-type, i.e. alkaline, anorogenic and anhydrous plutonic emplacement (Loiselle and Wones, 1979; Collins et al., 1982; Clemens et al., 1986; Creaser et al., 1991).

As for the magma genesis of the Karaçayır pluton in this geodynamic context, it is suggested to be generated by the partial melting of the upwelled mantle due to lithospheric attenuation after juxtaposition of the Anatolides and Pontides, i.e. after the collision. This lithospheric attenuation seems to be a normal stage in the evolution of a thickened crust after collision. The pressure releasing due to lithospheric attenuation could help to begin the partial melting of the upwelled mantle which is called adiabatic decompression melting of the mantle material (Wilson, 1989). But, the degree of partial melting of the mantle source rocks

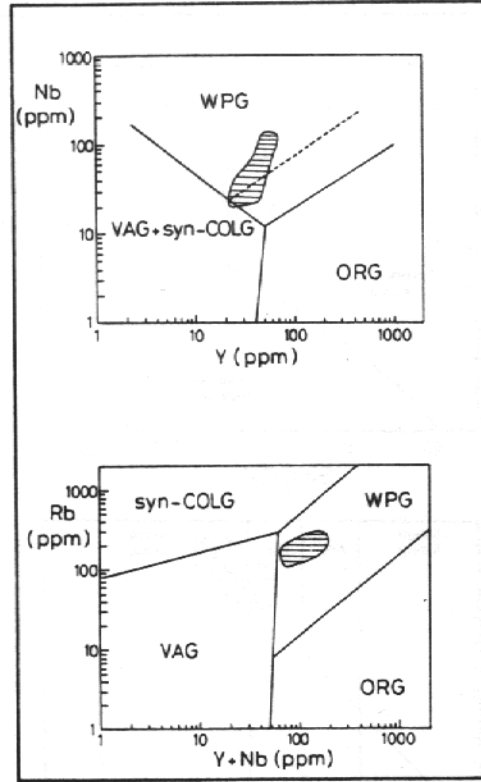


Figure 8. Distribution of the rock samples from the Karaçayır pluton in the trace element discrimination diagrams (Pearce et al., 1984). Şekil 8. Karaçayır plütönu kayaç örneklerinin eser element ayırım diyagramındaki (Pearce ve diğ., 1984) dağılımı.

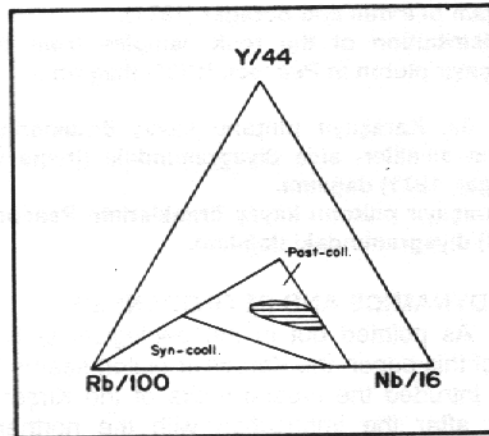


Figure 9. Distribution of the rock samples from the Karaçayır pluton in the Y/44- Rb/100-Nb/16 triangular diagram (Théblemont and Cabanis, 1990).

Şekil 9. Karaçayır plütönu kayaç örneklerinin Y/44-Rb/100-Nb/16 üçgen diyagramındaki (Théblemont ve Cabanis, 1990) dağılımı.

should be less than 20 % to give an alkaline magma (Wilson, 1989). On the other hand, during the diapiric ascending of the magma, it may have digested some metapelites belonging to the deeper parts of the Kırşehir block and, thus, gained a peraluminous character resembling to those of S-type two-mica granites even though it has primarily an A-type character. If such an alkaline magma intrudes the crustal rocks without enough water but with more CO₂ due to calcareous wall-rocks, it evolves towards silica-undersaturated end members (Bonin, 1987, p.370).

CONCLUSION AND DISCUSSION

The Karaçayır pluton, post Upper Cretaceous - pre Middle Eocene in age, intrudes the metasediments of Kırşehir block which is imbricated with the Ankara-Erzincan suture zone during Upper Cretaceous. It consists mainly of two-mica syenites and two-mica nepheline syenites in addition to some unusual vein rocks such as biotite-calcite pegmatite and orthite-albite microsyenite. The Karaçayır pluton represents a peraluminous character, however, it is of highly alkaline in mineralogy and chemistry. This feature is thought to be derived from the crustal assimilation into mantle-derived alkaline magma. Some trace element contents such as Rb, Ba and Th supply this type of assimilation procedure. Major and trace element geochemistry data indicate an orogenic/within plate/post-collisional geodynamics for the Karaçayır pluton. The silica-undersaturated evolution trend of the Karaçayır pluton is attributed to the emplacement of the magma into water poor and CO₂ rich environment, e.g. calcareous wall-rocks.

For the clarification of the petrogenetic mechanism of the Karaçayır pluton, it would be better to pursue some mineral chemistry, isotope geochemistry and absolute age dating studies. On the other hand, a special subgroup within the CA post-collisional alkaline plutonism, i.e. those which intrude into the crustal rocks of the Kırşehir block and are associated with fluorite deposits (namely the Kavik and Davulalan plutons, Yıldızeli-Sivas; Karaçayır pluton, Sivas; Kuluncak pluton, Malatya; Cankılı pluton, Yozgat; Eğrialan pluton, Çiçekdağ-Kırşehir; and Bayındır pluton, Kaman-Kırşehir) is thought to be a thematic target topic to study as urgently as possible for better understanding of the tectono-magmatic evolution of not only the CA post-collisional alkaline plutonism, but also all the Kırşehir block and surrounding areas.

ACKNOWLEDGEMENT

The authors are indebted to the people working in the laboratories of the Dept. of Geological Engineering of the Cumhuriyet University. The senior author also kindly thank to Dr. Metin Şengün, Dr. M. Bahadır Şahin and Geological Eng. Haşim Ağırlı for their scientific discussion in-situ in the fieldwork during a field trip with the MTA geologists.

REFERENCES CITED

- Akıman, O., Eler, A., Göncüoğlu, M.C., Güleç, N., Geven, A., Türel, T.K. and Kadioğlu, Y.K., 1993, Geochemical characteristics of granitoids along the western margin of the Central Anatolian Crystalline Complex and their tectonic implications. *Geological Journal*, 28, 371-382.
- Barbarin, B., 1990, Granitoids: Main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geological Journal*, 25, 227-238.
- Batchelor, B. and Bowden, P., 1985, Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48, 43-55.
- Bingöl, E., 1989, 1/2.000.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası. MTA Yayını, Ankara.
- Bonin, B., 1987, From orogenic to anorogenic magmatism: A petrological model for the transition calc-alkaline - alkaline complexes. *Revista Brasileira de Geociencias*, 17 (4), 366-371.
- Bonin, B., 1988, From orogenic to anorogenic environment : Evidence from associated magmatic episodes. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 68, 301-311.
- Bonin, B., 1990, From orogenic to anorogenic settings: Evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geological Journal*, 25, 261-270.
- Bonin, B., 1992, The role of crust in the development of A-type alkali-feldspar granites in within-plate bimodal alkaline magmatism. *Bull. of the Indian Geologists' Association*, 25 (1-2), 11-27.
- Bonin, B., Platevoet, B. and Vialette, Y., 1987, The geodynamic significance of alkaline magmatism in the western Mediterranean compared with West Africa. *Geological Journal*, 22, 361-387.
- Boztaş, D., Yılmaz, S. and Kesgin, Y., 1994, İç-Doğu Anadolu alkalın provensindeki Köseadağ plütönu (Suşehri-KD Sivas)

- doğu kesiminin petrografisi, petrokimyası ve petrojenezi. Türkiye Jeoloji Bült., 37, 2, 1-14.
- Boztuğ, D. and Yılmaz, S., 1996, The variability in the degrees of partial melting and in the processes of crystallization in the genesis of the Central Anatolian post-collisional alkaline plutonism, Turkey. (in prep.)
- Boztuğ, D., Debon, F., İnan, S., Tutkun, S.Z., Yılmaz, S., Avcı, N. and Kesgin, Ö., 1996, Comparative geochemistry of four plutons from the Cretaceous-Paleogene Central-Eastern Anatolian Alkaline province (Divriği region, Sivas, Turkey). Turkish Journal of Earth Sciences, (in revision).
- Clemens, J.D., Holloway, J.R. and White, A.J.R., 1986, Origin of A-type granite: Experimental constraints. American Mineralogist, 71, 317-324.
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R. and Chappel, B.W., 1982, Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia: Contrib. Mineral. Petrol., 80, 189-200.
- Conceição, H., Sabate, P. and Bonin, B., 1991, The Itiuba alkaline syenite massif, Bahia State (Brazil): Mineralogical, geochemical and petrological constraints - relation to the genesis of rapakivi magmatism. Precambrian Res., 51, 283-314.
- Creaser, R.A., Price, R.C. and Wormald, R.J., 1991, A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model. Geology, 19, 163-166.
- Debon, F. and Le Fort, P., 1983, A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Royal Soc. of Edinburgh Transaction : Earth Sciences, 73, 135-149.
- Egeberg, A.T., Bonin, B. and Sorensen, H., 1993, The Bonifatto peralkaline granites (NW Corsica): A possible case of evolution through volatile transfer. Bull. Soc. géol. France, 164, 5, 739-758.
- Govindaraju, K., 1989, 1989 compilation of working values and sample description for 272 geostandards. Geostandards Newsletter, 13, 1-113.
- Göncüoğlu, M.C., Toprak, V., Eler, A. and Kuşçu, İ., 1991, Orta Anadolu batı kesiminin jeolojisi, Bölüm I, Güney Kesim. TPAO Rap. No 2909, 176 s., (yayınlanmamış).
- Göncüoğlu, M.C., Eler, A., Toprak, V., Yalıniz, K., Olgun, E. and Rojay, B., 1992, Orta Anadolu masifi batı kesiminin jeolojisi. Bölüm II, Orta Kesim. TPAO Rap.No 3155, 76 s., (yayınlanmamış).
- Görür, N., Oktay, F. Y., Seymen, İ. and Şengör, A.M.C., 1984, Paleotectonic evolution of the Tuz Gölü Basin Complex, Central Turkey, sedimentary record of a Neotethyan closure. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (eds) The Geological Evolution of the Eastern mediterranean. Geological Society of London Special Publ., 17, 81-96.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the geochemical classification of common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523-548.
- Le Fort, P., 1981, Manaslu leucogranite: A collision signature of the Himalaya. A model for its genesis and emplacement. Journal of Geophysical Res., Red. Ser., 86, 10545-10568.
- Loiselle, M.C. and Wones, D.R., 1979, Characteristics and origin of anorogenic granites. Geol. Soc. of America Abstr. with Programs, 11, 468.
- Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids. Geol. Soc. Am. Bull., 101, 635-643.
- Nardi, L.V.S. and Bonin, B., 1991, Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: The Saibro intrusive suite, southern Brasil - A case study. Chem. Geology, 92, 197-211.
- Peacock, M.A., 1931, Classification of igneous rock series. Jour. Geol., 39, 54-67.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J.Petrol., 25, 4, 956-983.
- Pitcher, W.S., 1993, The nature and origin of granite. Chapman and Hall, 321 p.
- Poisson, A., 1986, Anatolian micro-continents in the Eastern Mediterranean context: The neo-Tethysian oceanic troughs. Sciences de la Terre, Mém., 47, 311-328.
- Schuiling, R.D., 1961, Formation of pegmatitic carbonatite in a syenite-marble contact. Nature, 192, p.1280.
- Tatar, Y., 1977, Ofiyolitli Çamlıbel (Yıldızeli) bölgesinin stratigrafisi ve petrografisi. MTA Dergisi, 88, 56-72.

- Tatar, Y., 1981, Çamlıbel geçidi (Yıldızeli) yöresindeki ofiyolitik seride metamorfizma. *KTÜ Yerbilimleri Dergisi (Jeoloji)*, 1, 45-65.
- Théblemont, D. and Cabanis, B., 1990, Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogenétique des roches magmatiques acide. *Bull. Soc. géol. France*, 8, 6, 23-35.
- Ünal, Ş., 1987, Karaçayır (Sivas) siyenit masifinin mineralojik-petrografik incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, C.Ü. Fen Bilimleri Enst., Sivas. 82s., (yayınlanmamış).
- Yılmaz, S. and Boztuğ, D., 1991, Petrology of the Hasançelebi syenitic pluton from the "Central-Eastern Anatolian Alkaline Province", Hekimhan-Malatya district, Turkey. *EUG-VI, Terra Abstr.*, p.246, Strasbourg.
- Yılmaz, A., 1984, Tokat (Dumanlıdağı) ile Sivas (Çeltekdağı) dolaylarının temel jeolojik özellikleri ve ofiyolitik karışığın konumu. *MTA Dergisi*, 99-100, 1-18.
- Wilson, M., 1989, *Igneous petrogenesis. A global tectonic approach.* Unwin and Hyman, London, 466 p.