



Dodurga (Çorum) kömür havzasında karbonat ve smektit minerallerinin kökeni ve diyajenetik evrimi*

Origin and diagenetic evolution of carbonate and smectite minerals in the Dodurga (Çorum) coal basin

Hüseyin YALÇIN

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140, Sivas

Şenol KARSLI

Maden Tetkik ve Arama Bölge Müdürlüğü, Trabzon

Öz

Dodurga formasyonunun ana litolojisini kilitaşı, bitümlü şeyi, dolomit ve kömürler oluşturmaktadır. Kireçtaşı ve marnlar ise arakatkılar biçiminde ender olarak gözlenmektedir. Egemen mineralleri killeri, yer yer de kalsit ve dolomit oluşturmaktadır. Opal-CT, genellikle volkanojenik kilitaşlarına bağımlıdır. Kuvars ve feldispat çoğu seviyelerde gözlenmekle birlikte, miktarı genellikle düşüktür. Pirit ve jips, çoğunlukla organik maddece zengin seviyelerde bulunmaktadır. Analsime bir seviyede, jarosite en üstteki kömür zonunda, ayrıca markasite alt kömür zonunda sadece Kargı yöresinde rastlanılmaktadır. Alpagut yöresinde huntit, barit ve götit; Ayvaköy yöresinde ise manyezit ortaya çıkmaktadır. Dioktahedral smektit tüm alt basenlerin ana kil mineralidir. Bu minerale eşlik eden illit, klorit ve kaolinitin miktarı alt kömür zonunun altında kısmen artmaktadır. Smektitler yer yer Fe'ce zengin olmak üzere montmorillonit ve baydelit bileşiminde olup, yüksek sıcaklık davranışları ile birbirinden ayrılabilir. İdeal kalsit ve Ca-dolomitler killi kayalar ile arakatkılı kireçtaşı ve marnlarda ideal rombohedral, yüksek Mg-kalsitler kömürlü zonda çarpık rombohedral kristaller halindedir. Bu mineral türleri ve biçimlerdeki değişiklikler, mikrogözeneklerin kimyası ile denetlenmiş gözükmektedir.

Anahtar Sözcükler: Gösel, Jeokimya, Karbonat, Mineraloji, Miyosen, Smektit.

Abstract

The main lithologies of Dodurga formation consist of clay stone, bituminous shale, dolomite and coals. Limestone and marls are rarely observed as intercalations. The dominant minerals are clays and uncommonly calcite and dolomite. Opal-CT is bounded up with volcanogenic clay stones. The contents of quartz and feldspar are usually lower, although they are determined in almost all levels. Pyrite and gypsum are commonly found in organic material-rich sediments. Analcime in one layer, jarosite in the uppermost coal zone and marcasite in the lower coal zone are only encountered in the Kargı area. Huntite, siderite, barite and goetite appear in the Alpagut area. Magnesite are present in the Ayvaköy area. Dioctahedral smectite is a common clay mineral of all sub-basins. The amounts of illite, chlorite and kaolinite associated with this mineral partly increase at bottom of lower coal zone. Smectites have montmorillonite and beidellite compositions which are partly iron-rich and they could be distinguished from each other's by means of high temperature behaviours. Ideal calcite and Ca-dolomites are found as ideal rhombohedral crystals in the limestone and marls intercalated with clayey rocks, however high Mg calcites have non-ideal rhombohedral crystals in the coal zone. It seems that the variation in the species and habits of these minerals are controlled by the chemistry of micropores.

Key Words: Lacustrine, Geochemistry, Carbonate, Mineralogy, Miocene, Smectite.

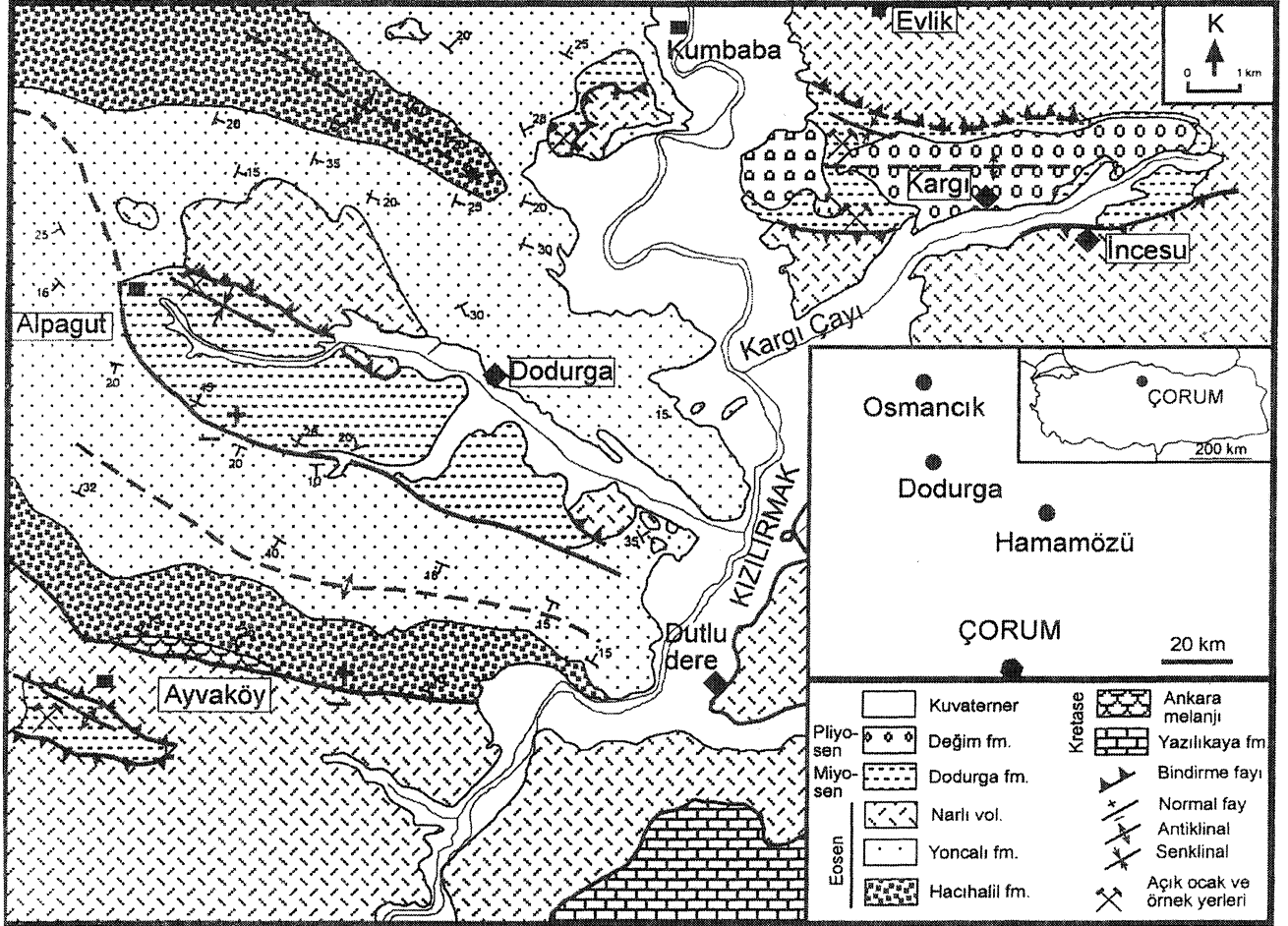
GİRİŞ

Türkiye'de başlıca Tersiyer yaşlı denizel ve gösel kömür sahaları geniş bir yayılıma sahiptir. Bunlardan biri de Dodurga çevresinde değişik kesimlerde gözlenen Miyosen yaşlı gösel olduğu düşünülen havzadır (Toprak, 1996). İncelenen bu kömürlü alan Çorum'un 45 km kuzeyinde olup, 1/25000 ölçekli Çorum-G 33-a₂, a₃, b₁₅

b₂, b₃ ve b₄ paftalarının belirli bir kısmını (272 km²) kapsamaktadır (Şekil 1). Bu çalışmada; sedimanter kayalardaki otijenik minerallerin mineralojik ve jeokimyasal karakteristiklerinin ortaya konulması ve sonuçta bu minerallerin köken ve diyajenetik tarihçelerinin açıklanmaya çalışılması amaçlanmıştır,

Kömür içeren havzalarda konkresyonlar, mercekler,

* Bu makale 51. Türkiye Jeoloji Kurultayı'nda (TMMOB-Jeoloji Mühendisleri Odası, Ankara) kısmen sunulmuş ve hakemlerin görüşleri doğrultusunda yeniden düzenlenerek kabul edilmiştir.



Şekil 1. Dodurga çevresinin yerbuldum ve jeoloji haritası (Karşı, 1996).
Figure 1. Location and geology map of Dodurga region (Karşı, 1996).

bantlar ve tabakalar biçiminde bulunan, özellikle kil, karbonat, sülfat ve Fe minerallerinin tür ve kimyasal bileşimleri bakımından önemli değişimler sunması (Örneğin, Matsumoto ve Iijima, 1981; Curtis ve diğerleri, 1986; Yalçın ve diğerleri, 1997); bu minerallerin kökenini ve diyajenetik evrimlerinin araştırılmasını ilginç hale getirmektedir.

STRATİGRAFİ VE LİTOLOJİ

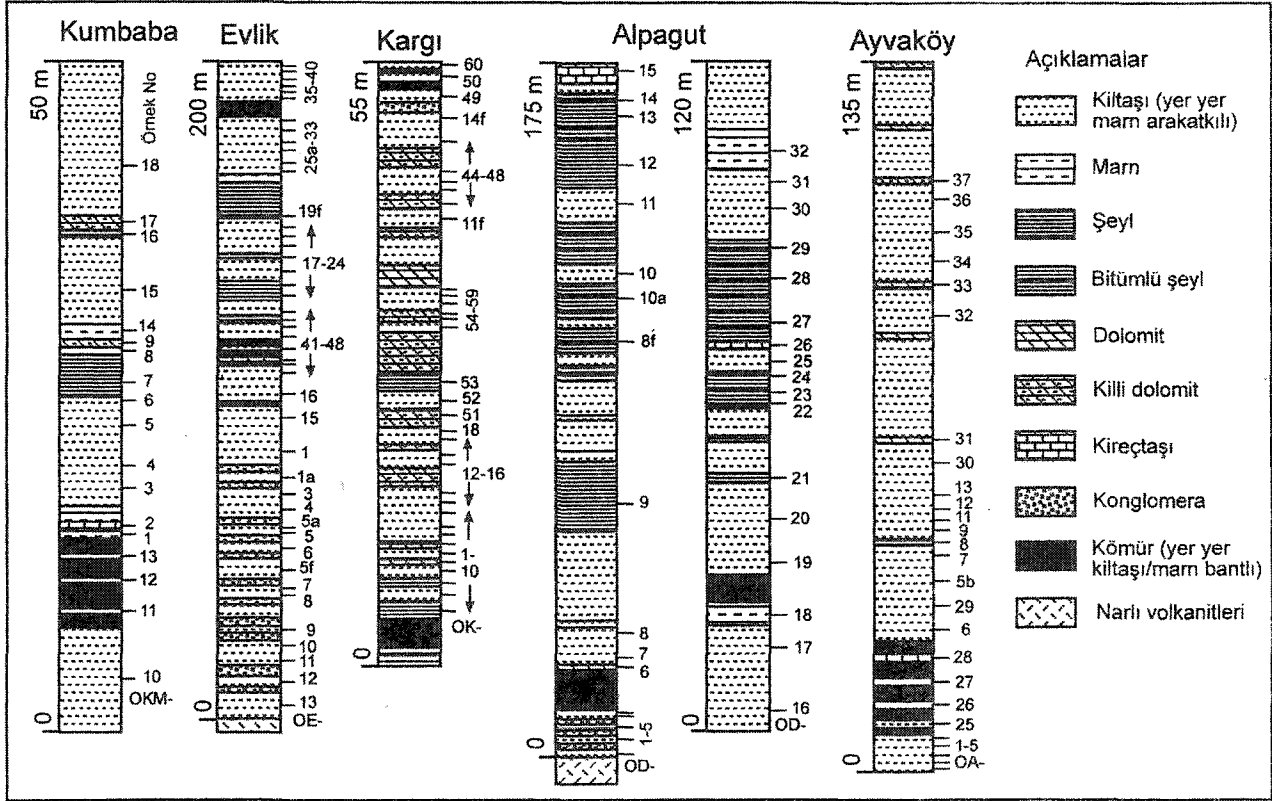
İnceleme alanındaki istif (Şekil 1), Alt Kretase yaşlı Yazılıkaya formasyonu, Üst Kretase yaşlı Ankara Melanjı, Yipreziyen yaşlı Hacihalil ve Yoncalı formasyonları, Lütesiyen yaşlı Narlı volkanitleri, Miyosen yaşlı Dodurga formasyonu, Pliyosen yaşlı Değim formasyonu ve Kuvaterner oluşukları şeklindedir (Ünalın, 1975). Toprak (1996) tarafından tanımlanan Kızılırmak formasyonu ise kömürlü Dodurga formasyonu'nun tabanını temsil etmekte olup, Dodurga formasyonu içinde değerlendirilmiştir. Bu birimlerden Yazılıkaya formasyonu

ni kireçtaşı ve çörtlü kireçtaşı, Ankara melanjı radyolarit ile temsil edilmektedir. Hacihalil formasyonu kiltası ve kumtaşı arakatlı, kaim tabakalı polijenik konglomera, Yoncalı formasyonu bol nurnmülitli kumtaşı-kiltası-marn ardalanmasından, Narlı volkanitleri andezitik-bazaltik lav ve piroklas tiki erden oluşmaktadır. Değim formasyonu ise kumtaşı mercekli çakıllar içermektedir.

İnceleme alanında kömürlü Neojen'i temsil eden Dodurga formasyonu, kuzeydoğudan güneybatıya doğru kömür ocaklarının bulunduğu Evlik, Kargı, İncesu, İkizler, Kumbaba, Alpagut ve Ayvaköy olmak üzere yedi yörede mostra vermekle birlikte, bunlardan İncesu sahası Kargı'nın devamı niteliğinde olduğundan birlikte değerlendirilmiş, İkizler sahası ise küçük olduğundan örneklenmemiştir (Şekil 1).

Evlik yöresi: İstifin alt kesimlerinde açık yeşil, gri, sarımsı, kahverengi ve siyah renkli kiltaları ile ardalanmalı iri taneli epiklastik kayalar bulunmaktadır (Şekil 2). Maksimum 3 m kalınlığa sahip tabakalardan oluşan

DODURGA (ÇORUM) KÖMÜR HAVZASINDA KARBONAT VE SMEKTİT MİNERALLER



Şekil 2. Dodurga formasyonunun referans kesitleri.
Figure 2. Reference sections of Dodurga formation.

kum ve îdi bağlayıcı malzemeli konglomeralar gri, sarı renkli, 10 cm boyutunda çoğunlukla killeşmiş volkanik kökenli, köşeli ve kötü boylanmak çakıllardan oluşmakta, yer yer küçük kanal dolguları da içermektedir. Gri, sarı renkli ve en fazla 15 m kalınlığındaki kumtaşları içerisinde 1 cm çaplı volkanik çakıllar bulunmaktadır. İstifin alt kesimlerindeki konglomera-kumtaşı-kilitaşı aralanması üzerinden toplam 6 m kalınlığındaki siyah renkli ve ilk 3 m'lik kesimi killi olan, beyaz-gri renkli 30 cm kalınlığında kireçtaşı arakatlısı içeren kömürlü bir zon gelmektedir. Kömür tabakaları içerisinde 40 cm çapında ve çekirdeklerinde bitkisel malzeme veya kayaç parçacıkları bulunan kil topçukları/yumruları mevcuttur. Kömürlü zonun üzerine bitümlü şeyi arakatlı yer yer laminalı yeşil, gri, siyah, kahverengi, kilitaşı, şeyi, marn aralanması gelmektedir. Altta ana kömür tabakasının yaklaşık 70 m üzerinde, kahverengili, kalitesiz ve maksimum 15 cm çapa ulaşabilen çok yoğun jips kristalleri ve sarı renkli jarosit sıvamaları içeren, killi, 5 m kalınlığında ikinci bir kömür tabakası yer almaktadır. Bu kömür tabakasının altında ve üzerinde gri-beyaz renkli marnlar bulunmaktadır.

Kargı yöresi: Ana kömür tabakasının hemen altında iyi yapraklanmış bitümlü şeylerle başlayan istif (Şekil 2), kömürün üzerinde maksimum 30 cm kalınlığa ulaşan çoğunlukla ince tabakalı yeşil-gri renkli şeyi, sarı, bej renkli kilitaşı ve dolomitlerle devam etmektedir. İstifin orta kesimlerine doğru tabaka kalınlığı artmakta, yer yer 3-4 m kalınlığa ulaşan yine sarı-beyaz renkli kilitaşlar ve dolomitler ile bunlarla arakatlı ince tabakalı, yeşil-siyah renkli şey İler gözlenmektedir. Altta ana kömür tabakasının yaklaşık 60 m üzerinde kahverengi linyit karakterinde ikinci bir kömür tabakası mevcuttur. Bu iki kömür zonu arasındaki killi karbonatlı kayalarda yaygın kıvrımlanmalar ve faylanmalar gözlenmektedir. Üstteki kömür tabakasının içerisinde ve hemen altındaki yeşil renkli kilitaşlar içerisinde yer yer 30 cm çapa ulaşabilen beyaz renkli yaygın jips kristalleri ve sarı renkli jarosit sıvamaları bulunmaktadır.

Kumbaba yöresi: İstif (Şekil 2), kömürün hemen altındaki siyah renkli kilitaşlarıyla başlamakta, 5 m kalınlıkta ve 20 cm'ye varan kilitaşı arakatlıları içeren kömür tabakasıyla devam etmektedir. Kömürün üzerinde 35 cm kalınlığında, Mollusk kavkılı, gri-beyaz renkli,

çörtlü kireçtaşıyla başlayan seviye, beyaz killi dolomit (30 cm), marn ve şeyi arakatlı yeşil, siyah, gri renkli, yer yer laminalanma gösteren kilttaşları devam etmektedir. İstifin üst kesimlerinde, jips kristalli ve jarosit sıvımalı, kahverenkli, kalitesiz ikinci bir kömür seviyesi gözlenmektedir.

Âipagut yöresi: Kömür ocağının kuzeydoğu kesiminde istif; kırmızı renkli, 1.5 m kalınlıkta ve içerisinde maksimum 30 cm çapa ulaşabilen, köşeli, kötü boylan - mah, volkanik kayaç çakıllarından oluşan konglomera ve kırmızı-mavi renkli kilttaş araldanması ile başlamaktadır (Şekil 2). Bu seviyenin üzerine 8.5 m kalınlığında, az killi linyit-İinyitli kilttaş arasında değişen kömürlü zon gelmektedir. Kömürlü zonun üzerinde beyaz renkli dolomit ile başlayan tabakalar, bitki izli ve Mollusk kavkılı, yeşil, gri, siyah renkli kilttaşları ile devam etmektedir. Daha üst kesimlerde ise yine gri, yeşil, siyah renkli kilttaş, marn, şeyller ve bitümlü şey İlerin araldanmasından oluşan bir seviye yer almakta olup, sarımsı, kahverenkli yaklaşık 3 m kalınlıktaki karbonatlı çörtlerle sona ermektedir.

Alpagut ocağı güneydoğu kesiminde istif (Şekil 2); kömür tabakasının hemen altında yeşil, kırmızı ve gri renkli kilttaşları ile başlamaktadır. Kömürün üzerinde ise çörtlü kireçtaşı arakatlı (2 m), yeşil, gri, siyah renkli, Mollusk kavkı parçaları içeren kilttaş, marn ve bitümlü şeyller bulunmaktadır. Ayrıca, istifin üst kesimlerindeki kilttaşlarının tabakalanma düzlemleri arasında yaklaşık 2 mm çapında, şeffaf, gri renkli, yıldız biçimli barit minerallerine rastlanılmıştır. Bu yörede MTA tarafından gerçekleştirilen sondaj çalışmalarında sahanın kuzey ve kuzeybatısında tek bir kömür tabakası kesilirken, güney ve güneybatıda birden fazla kömür tabakası kesilmiştir (Toprak, 1996).

Ayvaköy yöresi: Tabandaki kömür tabakasının hemen altında gri, yeşil, siyah kilttaşları bulunmaktadır (Şekil 2). Daha sonra 15 m kalınlığında, linyitli kilttaşından az killi linyite kadar değişen, içerisinde maksimum 10 cm kalınlığında yeşil, siyah renkli kilttaş ve gri renkli kireçtaşı arakatlıları bulunan kömürlü zon gelmektedir. Kömürlü zonun üzerindeki kesim ise yer yer Mollusk kavkı parçaları içeren genellikle gri, yeşil, siyah kilttaşlarından oluşmakta, içerisinde çok ince kahverenkli bitümlü şeyi ve 50 cm kalınlığa ulaşabilen beyaz renkli dolomit, killi dolomit ve çörtlü dolomit arakatlıları bulunmaktadır.

MATERYAL VE YÖNTEM

Çoğunlukla açık ocaklardan alınan örnekler üzerinde çeşitli labratuvar yöntemleri kullanılmıştır. Optik mik-

roskop (OM) incelemeleri, C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü/nde hazırlanan çok az sayıdaki kayaç ince kesitleri üzerinde gerçekleştirilmiştir. Taramalı elektron mikroskop (SEM) incelemeleri 5 örnek üzerinde MTA Genel Müdürlüğü/nde gerçekleştirilmiştir.

167 adet örneğin X-ışınları çalışmaları C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları/nda (MİPJAL) Rigaku marka DMAX IIC model X-ışınları difraktometresinde gerçekleştirilmiştir. Belirlenen minerallerin yarı nicel yüzdeleri yanıt oranları dikkate alınarak hesaplanmıştır (Gündoğdu, 1982). 117 örnekte kil ayırma işlemleri yapılmış ve difratogramlardaki pik şiddetlerinden (normal ve/veya etilen glikollü) yararlanılarak kil minerallerinin yarı nicel bollukları hesaplanmıştır. 25 örnekte smektitlerin oktaedrik bileşimleri $d_{(060)}$ yansıması yardımıyla bg-parametresinden hesaplanmıştır. Ayrıca, 15 smektit örneğinin diferansiyel termal analiz-termogravimetrik analiz (DTA-TGA) incelemeleri, C.Ü. Kimya Mühendisliği Bölümü/nde Shimadzu marka DT-TG-50 model birleşik analizörde yapılmıştır.

Mineral fazında (15 adet smektit ve 16 adet karbonat) yapılan ana iz ve element çözümlenmeleri C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü/nde gerçekleştirilmiştir. Smektit analizleri için Rigaku marka 3270 model X-ışınları floresans spektrometresi (XRF), karbonat için Perkin Elmer marka 2380 model atomik absorpsiyon spektrometresi (AAS) kullanılmıştır. Analizler USGS (Flanagan, 1976) ve CRPG (Govindaraju, 1989) kayaç standartları eşliğinde yapılmış olup, doğruluk ana elementlerde $\% \pm 2$, eser/iz elementlerde $\% \pm 5$ mertebesindedir.

MİNERALOJİ

OM ve SEM İncelemeleri

Dolomitik seviyelerden alınan 4 örneğin ancak ince kesiti yapılabilmiş ve Folk (1968) sınıflamasına göre, bunların dolomikrosparit dokuya sahip ve yer yer gastropod fosilli ve mikrolaminasyonlu oldukları gözlenmiştir.

Kargı yöresine ait dolomit+smektit içeren killi dolomit örneğinin (OK-51) mirofotoğrafında smektitik bağlayıcı malzemede tek veya birleşik, özşekilli rombohedral dolomit kristalleri bulunmaktadır (Şekil 3a). Oldukça düzgün yüzeylere ve çözünme izlerine sahip dolomit kristallerinin büyüklükleri 1-10 *µm* arasında değişmektedir, gözeneklerde büyüyenlerin daha iri oldukları görülmektedir.

Bütünüyle smektiten oluşan bir kilttaş örneği (OK-

59), smektit levhalarının yanı sıra, diyatome kavkıları da içermektedir (Şekil 3b). Ayrıca smektit levhalarının laminalanma düzlemine paralel dizildikleri ve bölgedeki yoğun tektonik hareketlerin mikro ölçekte de etkili olduğunu gösteren mikrokıvrım belirtileri de görülmektedir.

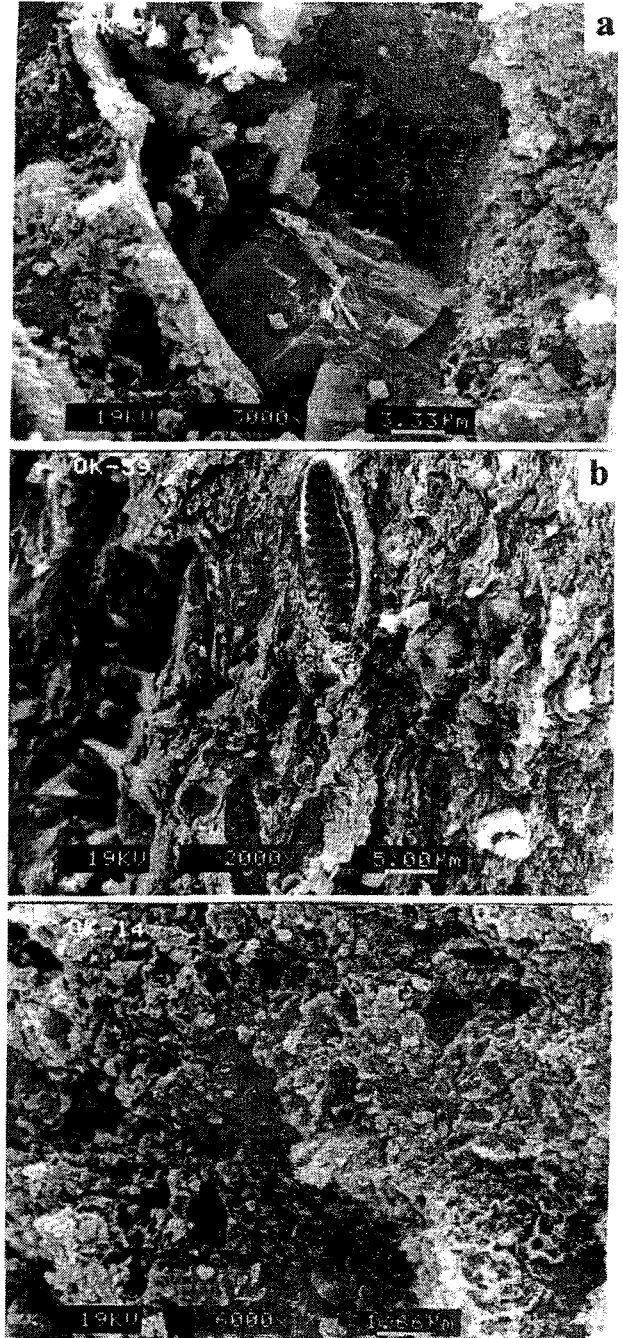
Az miktarda analsim ve bol miktarda smektit içeren diğer bir kil taşı örneğinde (OK-14), kıymıklı ve boşluklu volkanik cam üzerinde büyümüş smektit levhaları görülmektedir (Şekil 3c). Mikrofotografın sağ-alt köşesinde süngersi doku belirgin olup, gözeneklerde yaklaşık 1 μm büyüklüğünde ve eşboyutlu minerallerin ise analsim olduğu tahmin edilmektedir.

Ayvaköy kömür ocağından alınan dolomit+opal-CT+siderit+manyazit parajenezine sahip örnekte (OA-31), 1 μm 'dan küçük opal-CT sferülitleri değişik açılarla çapraz biçimde birbirlerini keserek 2-3 μm boyutunda yuvarlak kümeler oluşturmaktadır (Şekil 4a). Masif tanelerin uç kesimlerinde de opal-CT iğnelerinin (1-2/ μm) geliştiği, ayrıca mikrofotografın sol-alt köşesinde yaklaşık 4 μm uzunluğunda ve 0.08 μm kalınlığında illit yaprakları da görülmektedir. Üst üste dizilmiş illitlerin klivaj düzlemleri ile birbirinden ayrılması, detritik mikalara işaret etmektedir. Oldukça düzgün morfolojili, tek ve birleşik rombohedral dolomitlerin dışında, bağlayıcı malzemede yarı özşekilli veya çoğunlukla masif, çözünme izlerine sahip dolomitler de bulunmaktadır.

Alpagut yöresini temsil eden bitümlü şeyller (OD-18) levhamsı smektitlerin yanı sıra, genellikle birleşik kristallerden meydana gelmiş, özşekilli rombohedral ve çarpık Mg-kalsit kristalleri içermektedir (Şekil 4b). Aynı örneğin bir başka mikrofotografında Mg-kalsitin yanı sıra, stronsiyanit (?) olduğu sanılan bir başka mineral de gözlenmektedir (Şekil 4c).

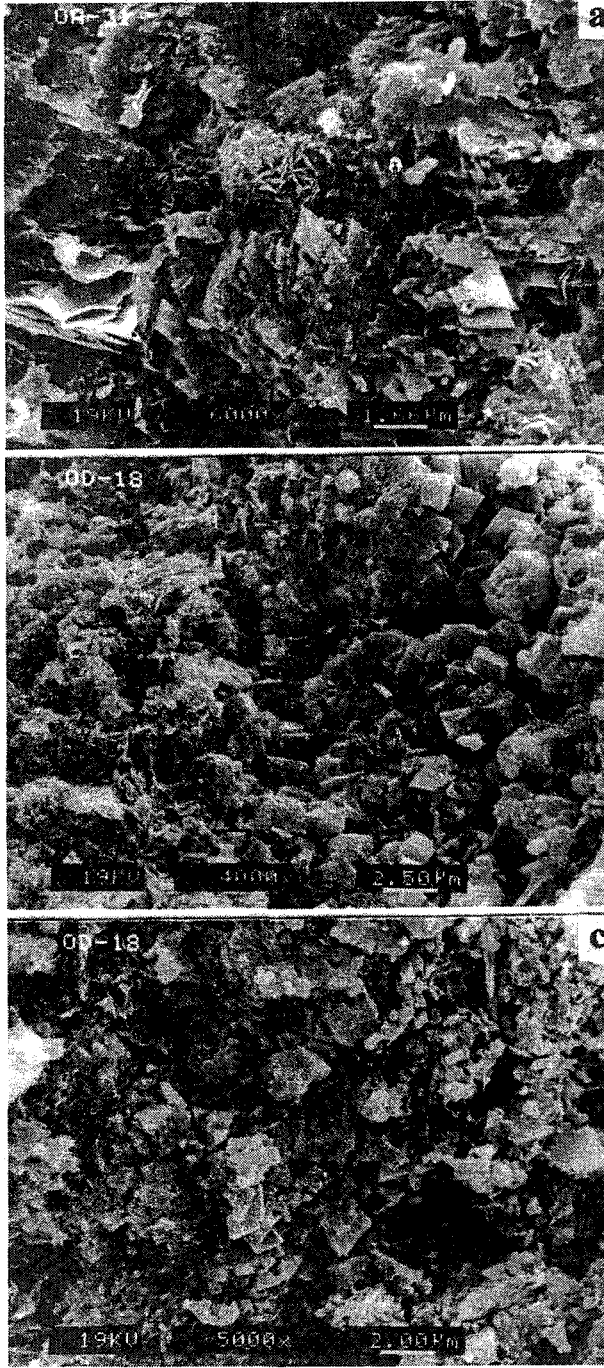
XRD İncelemeleri

Evlik yöresinde en yaygın mineral parajenezini kalsit+opal-CT+kil minerali oluşturmaktadır. Bu birlikteliğe düşük miktarlardaki kuvars ile bazen feldispat, jips, pirit, ender olarak da dolomit ve markasit eşlik etmektedir. İstifin alt-orta kesimleri feldispatça zenginken, üst kesimlerinde bu mineral daha az oranda gözlenmektedir. Opal-CT kömürlü zon dışında tüm seviyelerde izlenebilmektedir. Pirit, kömürlü zon ve yakınında gözlenirken, jips minerali istifin üst kesimlerinde bulunmaktadır. Dolomit sadece bir seviyede ve çok az miktarda (% 5) belirlenmiştir. Yine sadece bir örnekte belirlenen markasit, ana kömür tabakası içerisindeki kiltası topçuklarında/yumrularında piritle birlikte bulunmaktadır. Dioktahedral bileşimdeki smektit tüm seviyelerin egemen kil



Şekil 3. SEM mikrofotografı, a) Smektitik bağlayıcı malzemede tek veya birleşik, özşekilli rombohedral ve çözünme izlerine sahip gözenekte gelişmiş dolomitler, b) İnce smektit levhaları ve smektitik bağlayıcı malzemede diyatome kavkıları, c) Kıymıklı ve boşluklu volkanik cam üzerinde büyümüş smektit levhaları.

Figure 3. SEM photomicrographs, a) Unique or combined, eu-hedral, rhombohedral dolomites with solution traces that are developed within the pores in the smectitic matrix, b) Thin smectite plates and diatom shells in the smectitic matrix, c) Smectite plates grown on the volcanic glass with shard arid void.



Şekil 4. SEM mikrofotografaları, a) Opal-CT sferülitleri ve yumakları, özşekilli-yarı özşekilli, rombohedral dolomitler ve ince illit yaprakları, b) İdeal ve çarpık Mg-kalsit kristalleri ve ince smektit levhaları, c) Mg-kalsit ve özşekilli stronsiyanit

Figure 4. SEM photomicrographs, a) Opal-CT spherulites and balls, euhedral-subhedral rhombohedral dolomites and thin illite flakes, b) Ideal and non-ideal Mg-calcite crystals and thin smectite plates, c) Mg-calcite and euhedral strontianite (?).

minerali olup, bu minerali bolluk sırasına göre kaolinit, klorit ve illit izlemektedir. İllit, kaolinit ve/veya klorit sadece kömürün hemen altındaki kıltaşı seviyesinde maksimum % 20'ye ulaşmakta, diğer tüm seviyelerde ise % 5'i geçmemektedir.

Kargı yöresindeki kayaçlarda gözlenen en yaygın birliktelik kalsit+opal-CT+smektit ve dolomit+smektit olup, kısmen de kalsit+dolomit+smektit'dir. Bu birlikteliğe eser miktarda kuvars ve feldispat daha ziyade killi seviyelerde eşlik etmektedir. Opal-CT, dolomit içermeyen killi seviyelerde bulunmaktadır. Analsim sadece bir örnekte dolomitlerle arakatlı kıltaşlarında az miktarda, jips ise en üstteki linyitli zonda yaygın olarak bulunmaktadır. İstif hemen hemen tamamıyla smektitten oluşmakta, bu minerali sadece bir seviyede belirlenen illit ve bir başka seviyede belirlenen kaolinit ve/veya klorit izlemektedir.

Kumbaba yöresinde belirlenen en yaygın parajenez kalsit+kuvars+smektit olup, dolomit, opal-CT, feldispat, pirit ve jips de yer yer bulunmaktadır. Dolomit bazı seviyelerde görülmesine rağmen, burada kayacı oluşturan ana bileşen durumundadır. Opal-CT kömürün üst kesimlerinde, feldispat ise opal-CT içermeyen kesimlerde bulunmaktadır. İstifteki egemen kil mineralini smektit oluşturmakla birlikte, illit, kaolinit ve/veya klorit hemen tüm seviyelerde ve yüksek miktarda (yer yer % 35) gözlenmekte, istifin üst kesimlerine doğru artış daha da belirginleşmektedir.

Alpagut yöresinde istifte gözlenen en yaygın parajenez kalsit+kuvars+opal-CT+smektit'tir. Bu birlikteliğe yer yer dolomit, feldispat ve pirit de katılmaktadır. Dolomit belirli seviyelerde bulunmaktadır. Kil minerallerinden dioktahedral bileşimli smektitlerle birlikte, illit ve klorit istifin büyük bölümünde düşük miktarlarda gözlenmektedir. Opal-CT istifin üst kesimlerinde yer almaktadır. Ocağın kuzeybaü kesiminde ayrı ayrı sadece bir seviyede tespit edilen dolomit ve feldispat, güneydoğu kesiminde birden fazla seviyede belirlenmiştir. Ayrıca, ocağın güneydoğu kesiminde pirit, siderit, huntit, Mg-kalsit, barit, jarosit ve götit de saptanmıştır.

Ayvaköy yöresinde belirlenen en yaygın parajenez kalsit+kuvars+opal-CT+smektit olup, bu minerallere yer yer dolomit, feldispat ve jips eşlik etmektedir. Kuvars kil mineralleriyle birlikte tüm seviyelerde izlenmekle birlikte, miktarı feldispatlarda olduğu gibi çok azdır. Opal-CT kömürün içerisinde ve üzerinde yer alan kıltaşlarında belirlenmiştir. Dolomit özellikle istifin üst kesiminde gözlenmektedir. Jips mineraline değişik seviyelerde rastlanılmaktadır. İstifte smektit egemen olmak-

DODURGA (ÇORUM) KÖMÜR HAVZASINDA KARBONAT VE SMEKTİT MİNERALLER

la birlikte, özellikle kömür tabakası içinde yer alan kilit taşı arakatlarında kaolinit ve/veya klorit miktarında belirgin bir artış gözlenmekte (% 40), bu seviyelerde illit bulunmamaktadır. İstifin üst kesimlerindeki kilit taşlarında, kömürlü zondaki kadar olmamakla birlikte, kaolinit ve/veya klorit ve özellikle illitin miktarında az da olsa bir artış (% 15) görülmektedir. Ayrıca, istifin üst kesimlerindeki çörtlü dolomitte opal-CT ve dolomite eşlik eden manyezit ve siderit saptanmıştır.

Dodurga formasyonunda yukarıda belirtilen minerallerin dışında, Toprak (1996) tarafından höylandit, klinoptilolit, rombuklas, bassanit, spinel, manyetit, maghemit, rodokrosit, serpantin, halit ve klinoklaz mineralleri de saptanmıştır. Ancak bunlardan özellikle höylandit ve klinoptilolit türü zeolit minerallerinin ısı kararlılık ve/veya kimyasal bileşimleri ortaya konulmadan birbirinden ayırt edilmesi mümkün gözükmemektedir (Gündoğdu ve diğerleri, 1996).

Karbonat minerallerinde (104) yansımalarının şiddeti, değeri ve yarı-yükseklikteki genişlikleri oldukça değişmektedir (Şekil 5). Alpagut yöresinden alınan bir marn örneğinde (OA-14 ve OD-30) karbonat minerallerinin (104) yansımaları kalsit ve düşük Mg-kalsite karşılık gelen 3.03 ve 3.00 Å da olmak üzere çift pik vermektedir. Alpagut yöresine ait sırasıyla marn (OD-6) ve kireçtaşı (OD-18) örneklerinde birkaç pikin birleşmesinden oluşan oldukça geniş pike sahip kalsit-Mg-kalsit geçişi gözlenmektedir. Diğer bir örnekte (OA-16) ise kalsit ve Mg-kalsit birbirinden kolayca ayırtedilebilmektedir. Ayrıca Kumbaba yöresinden alınan killi dolomit örneğinde (OKM-9) kalsit-dolomit çiftinin Mg-kalsit ve dolomit ara fazlarını içerecek biçimde bitişik pike sahip oldukları da belirlenmiştir. Ayrıca bu örnekte dolomitin (104) yansımalarının 2.91 Å değerinde olması, Ca-dolomit (Goldsmith ve Graf, 1958a) ile temsil edildiğini göstermektedir. Ayrıca 29=32-38° ve 65-72° arasındaki piklerin konumu (Goldsmith ve Graf, 1958b) da ideal dolomiti yansıtmamaktadır.

Hemen hemen tüm yörelerde smektitlerin benzer difraktogramlara sahip oldukları ve bazılarının eser miktarda illit içerdikleri görülmüştür. Ayrıca, smektitlerin etilen glikollü çekimlerinde (001) yansımalarının birbirlerinin katı olacak biçimde düzenli tekrarlanmaması, illit aratabakası içerdiğini göstermektedir (Hoffman ve Hower, 1979). Reynolds (1980) yöntemine göre smektitlerin d(003) yansımaları üzerinde ölçülen 5.58-5.62 Å değerleri de, % 0-15 arasında illit tabakasının varlığına işaret etmektedir. Diğer taraftan, kötü kristalin, diğer bir ifade ile (001) yansımaları geniş olan smektitlerin etilen

glikolde daha fazla şiştikleri, kristalinite kısmen arttıkça etilen glikol piklerinin şiddetinin azaldığı görülmüştür. Bu durum kristalinitenin yanı sıra, yapraklar arasındaki katyonların türü, illit aratabakalarının miktarı ile de ilişkilidir. Smektitlerin (060) yansımaları 1.494-1.507 Å arasında değişmekte olup, montmorillonit türünü göstermekte (Brindley, 1980) birlikte kesin adlandırmada kimyasal çözümlenmeleri yapılmıştır. Bu nedenle Toprak (1996) tarafından b₀-yansımaları ölçülmeden ve birim hücre bileşimleri belirlenmeden, sadece kil difraktogramlarından itibaren smektitlerin birbirinden ayırt edilmesi olası değildir.

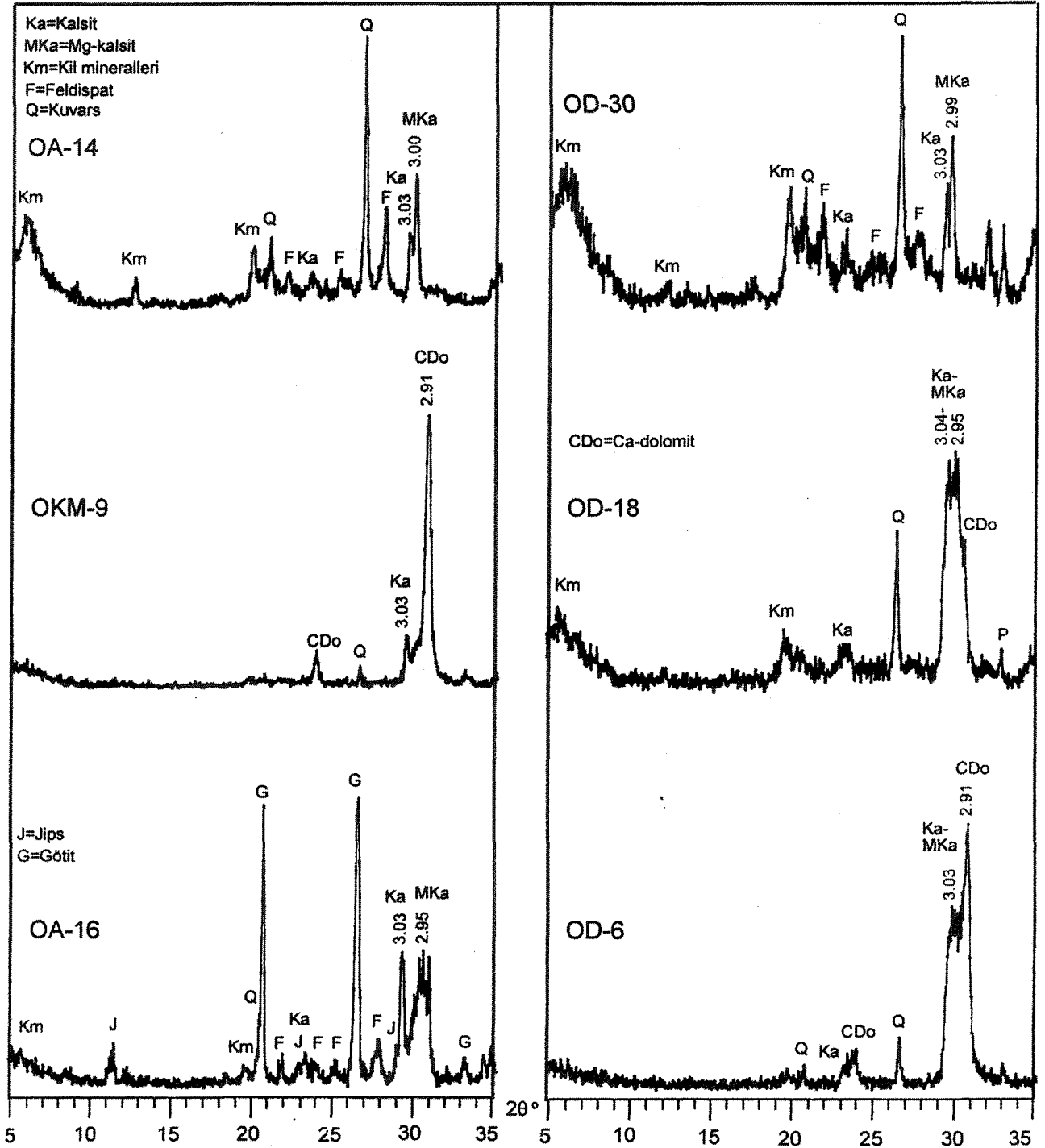
DTA-TGA İncelemeleri

Termogramlara göre smektitler üç endotermik pike sahiptir. Bunlardan birincisi adsorbe ve ikincisi yapraklar arasındaki suyun, üçüncüsü oktaedrik hidroksil suyunun kaybolmasına karşılık gelmektedir. İkinci ve üçüncü endotermik sıcaklıklar arasındaki ilişkiler smektitlerin iki gruba ayrılabilirliğini göstermektedir (Şekil 6). Birinci grubu oluşturan 4 örneğin ikinci ve üçüncü endotermik sıcaklıkları sırasıyla 595-628 ve 931-958 °C, ikinci grubu oluşturanları ise 625-644 ve 893-916 °C arasında değişmektedir. İkinci grup smektitler ile karşılaştırıldığında, birinci grup smektitlerin ikinci endotermik sıcaklık değerleri düşük, üçüncü endotermik sıcaklık değerleri ise yüksektir. Diğer bir ifadeyle, ikinci ve üçüncü endotermik sıcaklık değerleri arasında birinci grubu oluşturan smektitlerde pozitif, ikinci grubu oluşturanlarda ise negatif bir ilişki göze çarpmaktadır. Bu durum smektitlerin oktaedrik bileşimlerindeki katyonların türleri ve süstitüsyonların büyüklükleri ile ilişkili gözükmektedir (Gündoğdu, 1982; Çerikcioğlu, 1997; Gümüşer ve Yalçın, 1988). Ayrıca, çoğu smektitlerin yaklaşık 500 °C sıcaklıkta çok hafif bir sırt yaptıkları da belirlenmiştir. Bu özellikleri ile Dodurga smektitleri Wyoming tip montmorillonitlere (Grim ve Kulbicki, 1961) kısmen benzemektedir. TGA termogramları, smektitlerin kütle kayıplarının üç aşamada gerçekleştiğini göstermektedir. Yaklaşık 110 °C de bütünüyle atılan adsorbe su yaklaşık % 10, 1000 °C de ise toplam su kaybı yaklaşık % 25 civarındadır.

JEOKİMYA

Smektitler

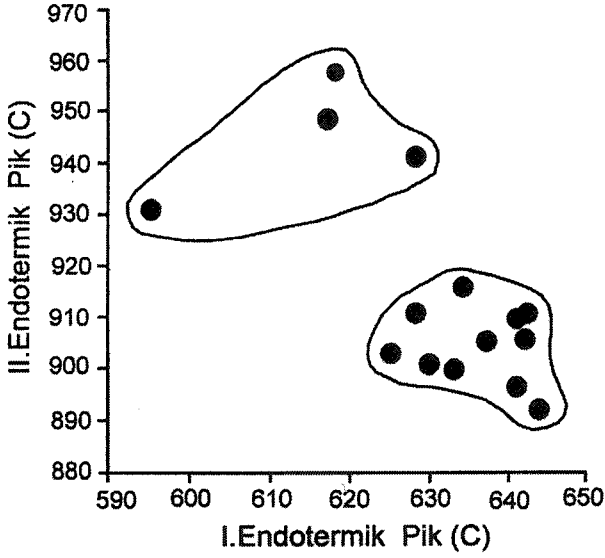
Dodurga formasyonuna ait dioktahedral smektitler üzerinde yapılan ana ve iz element çözümleri ile 11 oksijen atomuna göre (Weaver ve Pollard, 1973) hesaplanmış yapısal formülleri Çizelge 1'de verilmiştir. Okta-



Şekil 5. Karbonat minerallerinin X-ışınları difraktogramları.
Figure 5. X-rays diffractograms of carbonate minerals.

hedral Ti ve Mg, ayrıca Na ve Ca değerleri literatürde (Weaver ve Pollard, 1973, Güven, 1988) belirtilen değerler ile uyumlu olup, tüm örneklerde hemen hemen aynı atomik miktarlara sahiptir. Smektitlerin CaO/Na₂O

oranı daima, Ca/Na atomik oranı ise genellikle 1'den büyüktür. Toplam oktahedral katyon miktarı ise 1.98-2.13 arasında değişmektedir. Ayrıca örneklerin K₂O içeriği % 0.54-2.35, yaprakları arasındaki K miktarı da 0.05-



Şekil 6. Smektitlerin ikinci ve üçüncü endotermik pik sıcaklıkları arasında ilişkiler.

Figure 6. Relationships between second and third endothermic peak temperatures of smectites.

0.21 arasında değişmekte olup, tipik smektitlerin bileşimini yansıtmamaktadır. Bununla birlikte Tsipursky ve Drits (1984) montmorillonit-baydelit sınırındaki smektitlerin 0.27 K atomu içerebileceğini göstermiştir. Smektitlerin uç üyeleri arasındaki kimyasal değişimler; katı-çözelti oluşumu (Velde, 1985; Velde ve Brusewitz, 1986; Velde ve Meunier, 1987; Newman ve Brown, 1987), yapıda bileşimsel farklı domenlerin bulunması (Vali ve diğerleri, 1993), karışık-tabakalı yapıların varlığı ve iki veya daha çok fazın karışımı (numunenin saf olmaması) gibi faktörler ile açıklanmaktadır. Dodurga smektitlerinde bu faktörlerin etkisi tam olarak bilinmemekle birlikte, kil fraksiyonunun yaklaşık % 5-20 arasında illit ve/veya illit aratabakası içermesi ile ilişkili gözükmektedir.

Smektitlerde tetrahedral süstitüsyonun oktahedral süstitüsyondan az olduğu, diğer bir ifade ile $x_1/x_0 < 1$ (tetrahedral/oktahedral yük oranı) olan örnekler montmorillonit, $x_1/x_0 > 1$ olan örnekler baydelit olarak adlandırılabilir (Güven, 1988). Bu ölçütlere göre, tetrahedral ve oktahedral yük montmorillonitlerde sırasıyla 0.00-0.21 ve 0.18-0.41, baydelitlerde 0.21-0.33 ve 0.01-0.25 arasında değişmektedir. Ancak, DTA verileri ile karşılaştırıldığında birinci grup smektitlerin baydelit (OE-1a, OE-5, OE-15, OD-2), ikinci grubun ise (OD-16, OI-2, OA-24, OK-6, OK-8, OK-15, OK-50, OK-56, OK-59, OE-8, OE-39) montmorillonit biçiminde adlandırılması daha uygun gözükmektedir. Ayrıca, montmorillonit ve bay-

delitlerden, oktahedral Fe içeriği 0.30'dan yüksek olanlar sırasıyla Fe-montmorillonit ve Fe-baydelit biçiminde tanımlanabilmektedir (Güven, 1988).

Eser elementlerden geçiş metallerinin (Cr, Ni, Co, Cu, Pb, Zn) düşüklüğü bölgedeki ofiyolitik dizilime ait kayalardan ziyade (Yalçın ve Bozkaya, 1995a), volkanojenik bir malzemeye işaret etmektedir (Gündoğdu, 1982; Yalçın ve diğerleri, 1989). Karışık davranış gösteren elementlerden S'un bazı örneklerdeki varlığı, bunların kil fraksiyonunda eser miktarda organik madde bulunması; Rb, Ba, Sr, Ga gibi düşük değerlikli elementler (LFSE) ile yüksek değerlikli elementlerden (HFSE) Nb, Zr, Y ve Th'un miktarları volkanojenik malzemeden türeyen smektitlerine büyük benzerlik göstermekte, Rb'un artışı K, Zr'un miktarı ise Ti ile ilişkilidir. Ayrıca, eser element çözümlenmeleri kil fraksiyonunda ağır mineral fazlarının bulunmadığını da kanıtlamaktadır (Yalçın ve Bozkaya, 1995a).

Karbonatlar

Dodurga formasyonuna ait karbonat ve killi-karbonatlı kayaların karbonat fraksiyonunda ölçülen elementlerin konsantrasyonları Çizelge 2'de sunulmuştur. Özellikle Li, Rb ve Al değerlerinden kayaç içindeki karbonat fazının, diğer bir ifade ile çözünen kesimin düşük olduğu bazı fraksiyonlarda çözeltiye smektitlerden girişim olduğu anlaşılmaktadır.

Dolomitlerin $MgCO_3$ ve $FeCO_3$ içeriği sırasıyla % 33.30-38.26 ve % 0.79-4.63 arasında değişmekte olup, ideal dolomit ($MgCO_3$ % 45.72) ve ideal ankerit ($FeCO_3$ % 47.71) bileşimini yansıtmamaktadır. Stokiyometrik bileşimi gözönüne alınarak bu mineraller Ca-dolomit olarak adlandırılmıştır.

XRD verilerine göre (104) yansımaları keskin pik veren kalsitlerin $MgCO_3$ içeriği % 2.08-4.79, yayvan pik verenlerinki (OD-6 ve OD-18) ise % 17.31-18.07 arasında değişmektedir. Chave (1954) kalsitleri $MgCO_3$ içeriklerine göre düşük Mg-kalsit ($MgCO_3 < % 4$) ve yüksek Mg-kalsit ($MgCO_3 = % 4-30$), Milliman (1974) yüksek Mg-kalsitleri ortaç Mg-kalsitler ($MgCO_3 = % 4-12$) ve dar anlamda yüksek Mg-kalsitler ($MgCO_3 = % 12-28$) olmak üzere ikiye ayırmıştır. Bu sınıflamalara göre, Dodurga formasyonuna ait kalsitler ideal bileşiminden ziyade sırasıyla düşük ve yüksek Mg-kalsit bileşimine sahiptir.

Siderit içeren polimineralli karbonat fraksiyonunun (OD-31) $FeCO_3$ içeriği sırasıyla % 22.47 ve 57.50 olup, diğer element konsantrasyonları özellikle huntitli fraksiyonda (OD-23) kalsit ve dolomitlere göre oldukça yüksektir.

Çizelge 1. Dodurga formasyonu smektitlerinin kimyasal çözümlenmeleri ve yapısal formülleri.

Table I. Chemical analysis and structural formulas of smectites from Dodurga formation.

% Oksit	OI2	OK6	OK8	OK15	OK50	OK56	OK59	OE1a	OE5	OE8	OE15	OE39	OD2	OD16	OA24
SiO ₂	57.69	54.74	54.67	60.14	56.98	63.08	62.14	57.28	7.14	56.10	55.61	60.00	55.12	55.87	55.21
TiO ₂	0.85	0.85	1.02	0.99	1.26	1.04	0.84	1.21	0.85	0.76	1.22	0.88	0.55	1.81	0.76
Al ₂ O ₃	19.96	16.71	16.97	17.42	19.26	16.61	16.17	15.32	18.22	18.38	18.83	16.14	17.34	21.18	17.65
ΣFe ₂ O ₃	8.22	7.91	8.48	5.95	9.35	5.85	5.40	10.43	10.00	10.43	9.98	9.68	11.92	4.97	11.89
MnO	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.04	0.06	0.05	0.02	0.04	0.02	0.02	0.07
MgO	3.10	4.29	4.23	5.22	2.93	5.37	5.46	4.12	3.32	3.27	3.76	3.83	4.51	3.73	3.94
CaO	0.66	1.18	0.80	0.60	0.88	1.04	1.12	1.95	1.88	1.68	1.07	0.74	1.53	1.87	1.30
Na ₂ O	0.09	0.17	0.15	0.17	0.13	0.24	0.16	0.77	0.27	0.23	0.74	0.09	0.03	0.87	0.10
K ₂ O	0.75	2.33	2.35	2.17	1.41	1.47	1.40	1.69	1.15	1.06	0.87	1.35	0.54	1.34	1.83
P ₂ O ₅	0.05	0.06	0.06	0.02	0.06	0.05	0.05	0.36	0.03	0.03	0.05	0.09	0.03	0.33	0.03
LOI	7.93	11.03	10.51	7.27	7.21	6.99	6.88	6.40	7.06	7.92	6.99	6.85	7.45	7.06	7.20
Toplam	99.36	99.29	99.26	99.96	99.49	99.75	99.63	99.57	99.98	99.91	99.14	99.69	99.04	99.05	99.98
Cr	125	81	109	103	188	99	93	201	128	125	130	130	74	213	118
Ni	85	78	134	123	159	76	66	142	88	73	65	138	46	104	59
Co	13	15	19	13	15	8	7	35	23	15	20	14	17	13	11
Cu	41	62	61	64	33	64	60	43	49	39	67	69	38	61	47
Pb	35	101	102	17	35	23	28	18	26	25	22	75	23	27	33
Zn	101	109	105	115	109	104	124	95	107	113	106	167	152	95	105
S	176	1030	698	n.d.	21	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	71	103	91	115	82	77	68	82	88	65	76	43	48	50	74
Ba	70	64	65	37	22	92	82	64	49	83	52	29	17	133	71
Sr	191	168	134	110	94	166	180	210	119	137	78	79	147	296	65
Ga	22	20	19	20	21	19	19	16	18	20	19	20	18	24	18
Nb	11	9	11	11	12	12	12	6	8	8	9	11	5	29	4
Zr	89	103	107	106	89	143	152	158	99	113	108	93	68	110	84
Y	13	14	14	14	11	13	13	27	12	14	14	15	5	11	19
Th	4	7	10	15	7	23	26	1	2	12	14	7	6	11	5
Yapısal Formül															
Si	3.79	3.87	3.77	3.91	3.75	3.99	4.00	3.79	3.76	3.73	3.69	3.92	3.70	3.67	3.68
Al ^{IV}	0.21	0.13	0.23	0.09	0.25	0.01	0.00	0.21	0.24	0.27	0.31	0.08	0.30	0.33	0.32
Al ^{VI}	1.34	1.19	1.15	1.24	1.25	1.23	1.23	0.99	1.17	1.17	1.16	1.16	1.07	1.31	1.07
Ti	0.04	0.04	0.05	0.05	0.06	0.05	0.04	0.06	0.04	0.04	0.06	0.04	0.03	0.09	0.04
Fe	0.41	0.40	0.44	0.29	0.46	0.28	0.26	0.52	0.50	0.52	0.50	0.48	0.60	0.24	0.60
Mg	0.29	0.43	0.44	0.51	0.29	0.51	0.52	0.41	0.33	0.32	0.37	0.37	0.43	0.37	0.39
TOC	2.08	2.06	2.08	2.09	2.06	2.07	2.05	1.98	2.04	2.05	2.09	2.05	2.13	2.01	2.10
OY	0.01	0.21	0.15	0.19	0.05	0.25	0.33	0.41	0.17	0.13	0.04	0.18	0.01	0.25	0.05
Mg	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Ca	0.05	0.08	0.06	0.04	0.06	0.07	0.08	0.14	0.13	0.12	0.08	0.05	0.11	0.13	0.09
Na	0.11	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.10	0.03	0.03	0.10	0.01	0.00	0.11	0.01
K	0.06	0.20	0.21	0.18	0.12	0.12	0.12	0.14	0.10	0.09	0.07	0.11	0.05	0.11	0.16
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
ILC.	0.23	0.38	0.35	0.28	0.26	0.29	0.30	0.62	0.39	0.36	0.33	0.22	0.31	0.58	0.35
TLC.	0.21	0.34	0.38	0.28	0.30	0.26	0.33	0.62	0.41	0.40	0.35	0.26	0.31	0.58	0.37

TOC=Toplam Oktahedral Katyon, ILC=Tabakalararası Yük, TLC=Toplam Tabaka Yüğü, LOI=Ateşte Kayıp, n.d.=belirlenemedi.

Çizelge 2. Dodurga formasyonu karbonat minerallerinin kimyasal çözümleme sonuçları (ppm).

Table 2. Results of chemical analysis of carbonate minerals from Dodurga formation (ppm).

Örnek	Mineral	Li	Rb	Cr	Cu	Co	Ni	Mn	Na	Pb	Zn	K	Sr	Al	% Fe	% Mg	% Ç
OA-8	Do±Ka	15	n.d.	13	25	26	83	858	985	36	63	550	2276	1334	1.32	8.46	58.34
OA-28	Ka	1	n.d.	9	4	31	59	883	158	35	32	54	825	1635	0.39	0.69	82.48
OA-31	Do+Sd+Ma	21	n.d.	23	6	30	59	2194	914	24	44	466	794	598	10.83	9.93	51.40
OA-33	Do±Ka	8	n.d.	9	4	22	33	337	305	23	27	147	981	1080	0.70	11.68	91.39
OA-37	Do	6	n.d.	14	8	18	58	527	268	30	44	183	1076	2641	1.38	9.63	83.93
OD-6	Mg-Ka	8	n.d.	19	8	30	58	971	550	30	50	920	2148	5362	2.83	5.21	83.47
OD-18	Mg-Ka	7	11	22	31	29	70	1057	1412	48	75	656	3646	360	1.52	4.99	51.90
OD-23	Hu+Sd±Ka	21	33	112	103	87	625	15330	6999	48	459	3071	1164	16736	27.72	6.70	17.40
OE-38	Ka	2	n.d.	12	21	40	19	1177	1928	46	47	495	2827	540	1.21	1.38	63.42
OE-43	Ka	4	n.d.	9	6	30	64	1559	528	30	38	55	1127	688	0.28	0.72	84.53
OK-5	Do	4	n.d.	9	7	17	41	753	655	33	28	287	2864	450	0.38	9.67	89.25
OK-51	Do	11	n.d.	13	16	25	50	1201	1043	41	46	1418	2856	333	2.22	9.92	60.44
OK-55	Do	7	9	19	16	24	48	619	1066	33	54	1853	2072	1943	0.59	11.03	62.49
OKM-2	Ka	2	7	15	12	25	75	1316	942	31	28	136	1862	889	0.83	0.60	80.25
OKM-9	Do±Ka	9	n.d.	18	13	29	63	1650	1005	29	37	208	1571	349	3.69	6.55	86.64
OKM-17	Do±Ka	9	n.d.	23	6	24	50	1370	685	30	39	367	1138	577	3.34	7.32	84.59

Ka=Kalsit, Do=Dolomit, Sd=Siderit, Ma=Manyezit, Hu=Huntit, Ç=Çözünen kesim, n.d.=belirlenemedi.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Tatlı su yosunları ve özellikle Planorbidae'lerin (Taşçı ve diğerleri, 1983), palinolojik veriler (Toprak, 1996), ayrıca bu çalışmada belirlenen diyatomelemlerin varlığı, ortamın bol bitkili, durgun ve hafif akıntılı bir göl olduğunu kanıtlamaktadır. Toprak (1996) "farklı alanlardaki kömürlerin özelliklerinin benzediği ve bölgenin ilk oluştuğunda muhtemelen büyük bir gölsel basen olduğu, zamanla Kızılırmak nehri ve vadilerle yandığı ve faylarla birbirinden uzaklaştırıldığını" düşünmektedir. Jeolojik haritalama ve litolojik denetirmelerden elde edilen veriler, Dodurga formasyonunun üç alt basende çökeldiğini ortaya koymaktadır. Bunlardan kömür ocaklarının bulunduğu Kumbaba-Evlik-Kargı-İncesu tek bir alt baseni temsil etmektedir. Diğer alt basenler ise Alpagut ve Ayvaköy'dür. Bu alt basenler özellikle volkanitlerin oluşturduğu paleotopografya ve faylar ile denetlenmiştir. Alpagut alt baseni bunlardan en derini olup, bu durum litolojik farklılığa da yansımaktadır. Örneğin bitümlü şeyller genellikle bu alt basenin karakteristiğidir. Elde edilen tüm veriler mevcut ocakların durumları ile sınırlı olmakla birlikte, bu alt basenler beslenme ve geçirdikleri tektonik rejim, kaynak kayaç ve litolojik özellikler bakımından çoğunlukla birbirinin aynı olup, mevcut farklılıklar sadece alt basenlerin derinlikleri ve buna

bağlı paleogölün fizikokimyasal koşullarının ortaya çıkardığı mineralojik değişimlerdir.

Dodurga formasyonunun ana litolojisini killi kayalar oluşturmaktadır. Kumbaba, Evlik ve Ayvaköy'de kilttaşları, Kargı'da kilt taşı ve dolomitler, Alpagut'ta kilt taşı ve bitümlü şeyller egemendir. Kireçtaşı ve marnlar ise arakatlıklar biçimindedir. Bu litolojiler detritik getirmenin çok az olduğu kapalı bir havzayı temsil etmektedir. Ayrıca, tabanı gözlenebilen Evlik ve Alpagut'ta volkanik bileşenlerin miktarının artması, Dodurga formasyonunun sedimantasyonu sırasında Narlı volkaniklerinin topoğrafik olarak yüksek kesimlerinin su üzerinde kalarak havzaya malzeme verdiğini düşündürmektedir.

Dodurga formasyonunun egemen mineralini kil ve kısmen opal-CT (çoğunlukla kristobalit bileşeni egemen) oluşturmaktadır. Kalsit ve dolomitin miktarı arakatlı karbonat kayalarında ve marnlarda artmaktadır. Kuvars çoğu seviyelerde gözlenmekle birlikte, miktarı feldispatlar gibi azdır. Pirit ve jips, gerek kömür zonunda gerekse iki kömür zonunun arasındaki seviyelerde az miktarlarda bulunmaktadır. Kumbaba-Evlik-Kargı alt baseninde batıdan doğuya dolomit miktarı artmaktadır. Analsime ise Kargı'da sadece bir seviyede rastlanmıştır. Jarosit en üstteki kömür zonunda, ayrıca markasitte alt kömür zonunda sadece bu alt basende bulunmaktadır.

Alpagut alt baseninde ender de olsa huntit, siderit ve götit ortaya çıkmaktadır. Ayvaköy alt baseninde ise sideritin yanı sıra, manyezit de bulunmaktadır.

Kalsitler kireçtaşı ve marnlarda ideal rombohedral, yüksek Mg-kalsitler kömürlü zonda çarpık rombohedral kristaller halinde olup, morfolojik olarak birbirinden ayırt edilebilmektedir. Ca-dolomitler yine ideal rombohedral kristaller biçimindedir ve kalsitler gibi yüzeylerinde gözenek çözeltileri ile reaksiyondan ileri gelen çözünme izlerine rastlanılmaktadır. Bu minerallerden bağlayıcı malzemeyi oluşturanların birincil kimyasal çökeltme, gözenektekilerin ise diyajenetik süreçlerle oluşması geçerli gözükmektedir. Özşekilli dolomitlerin oldukça sulu çözeltilerden yavaş kristalizasyon sonucu oluştukları (Folk ve Land, 1975); ayrıca iki kristal değişimlerinin yüzeye yakın tuzlu ortamlarda geliştikleri belirtilmektedir (Folk ve Siedlecka, 1974; Weaver, 1975). Dolomitlerde ortalama Sr içeriğinin kalsitlerden fazla, Mn içeriğinin ise az olması, dolomitlerin ikincil süreçlerle oluşmadığını göstermektedir (Atwood ve Fry, 1967; Renard, 1972; Pingitore, 1978). Yarı duraylı bir faz olan yüksek Mg-kalsitler yüzeyel sıcaklık ve basınç koşullarında daha duraylı fazlara dönüşmekte ve güncel sedimanlarda daha ziyade fosil kavkılarında gözlenmektedir (Friedman, 1964; Land, 1967; Land ve diğerleri, 1967; Walter ve Hanor, 1979; Yalçın ve Bozkaya, 1995b). İlgili örneklerde fosil kavkılarının çok az veya hiç gözlenmemesi, bu mineralin diyajenetik süreçlerle oluşabileceğini göstermektedir.

Doğada ender gözlenen bir mineral olan huntit, yüzeyel bozunma zonlarında (volkanikler ve ultramafik kayalar), diyajenez (gösel evaporitler, manyezit ve/veya dolomit birliktelikleri) ve yeraltısuyu (mağara çökeltileri) damarlar ve nodüller biçiminde bulunmakta ve yüksek Mg/Ca oranına sahip çözeltilerden itibaren çökeltilmektedir (Stanger ve Neal, 1994). Huntitin bitümlü şeyillerde ortaya çıkması, oluşumunda organik malzemenin katkısının olabileceğini düşündürmektedir.

Smektit tüm alt basenlerin ana kil mineralidir. Bu minerale az miktarda illit ve klorit ve/veya kaolinit eşlik etmektedir. İllit, kaolinit ve/veya kloritlerin miktarı alt kömür zonunun altında kısmen artmaktadır. Smektitler yer yer Fe'li olmak üzere montmorillonit ve baydelit bileşiminde olup, bunlar yüksek sıcaklık davranışları ile birbirinden ayrılabilir. Baydelitler, Dodurga formasyonunun alt kesimindeki iri taneli epiklastik volkanik bileşenlerden, montmorillonitler ise daha ziyade ince taneli volkanik ve piroklastik ürünlerin egemen olduğu genellikle birinci kömür zonunun üstünde göl orta-

mında hızlı bir biçimde hidrolizi ile açığa çıkan katyonlardan itibaren türemiştir (Millot, 1970; Tardy ve diğerleri, 1978; Gündoğdu, 1982; Jones ve Weir, 1983; Yaçın ve diğerleri, 1989). SEM Mirofotoğrafında gözlenen volkanik cam kıymıkları ve pomzalar bu görüşü desteklemektedir. Ayrıca, smektitlerin dioktahedral olması, Mg'un öncelikle karbonat mineralleri tarafından tüketildiğine işaret etmektedir (Gündoğdu, 1982; Yalçın ve diğerleri, 1989; Yalçın ve Bozkaya, 1995a). İllitler klastik kökenli muskovit ve/veya volkanojenik biyotitler, kloritler ise klastik ve/veya biyotitlerin bozunma ürünlerini temsil etmektedir. Örneklerin çoğunda bulunan kaolinitlerin ise en azından kömür zonunda diyajenetik olduğu düşünülmektedir.

Analsim türü zeolitin varlığı (Gündoğdu ve diğerleri, 1996), ayrıca opal-CTnin eşlik ettiği smektitin bolluğu, kömür oluşumu sırasında havzanın esas olarak Narlı volkanitlerine ait bileşenlerden beslendiğine, diğer temel kayalardan ise önemli bir klastik malzeme almadığı biçiminde değerlendirilmiştir. Ayrıca, belirlenen mineralojik çeşitlilik ve parajenezler, ortamın genelde indirgen ve bazik olduğunun yanı sıra; sedimanların gömülmesi sırasındaki gözenek suyu evrimine de işaret etmektedir (Matsumoto ve Iijima, 1981; Curtis ve diğerleri, 1986). Diğer bir ifade ile, çökellerin mineralojisi ve özellikle ender bulunan, zeolit (analsim), karbonat (huntit, siderit ve manyezit), sülfat (jips, barit ve jarosit) ve sülfür (pirit, markasit, götit) minerallerinin oluşumları mikro-ortamsal parametreler (Chafetz ve diğerleri, 1991) ile denetlenmiş gözükmektedir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, lojistik desteklerinden dolayı yöredeki kömür işletmelerinin yetkililerine, arazi çalışmalarındaki yardımları için Fikri Cadoğlu'na, SEM fotoğraflarının sağlanmasındaki yardımları için Özkan Başta'ya (MTA), DTA-TGA incelemeleri için olanak tanıyan Satılmış Basan'a (C.Ü.), mineralojik ve kimyasal analizleri gerçekleştiren Fatma Yalçın ve Ümit ŞengüTe (C.Ü.), makaleyi hakem olarak değerlendiren son şeklini almasındaki katkıları için Abidin Temel (H.Ü.) ve Selami Toprak'a (MTA) teşekkürü bir borç bilirler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Atwood, D.K. and Fry, H.M., 1967. Strontium and manganese content of some coexisting calcites and dolomites: *American Mineralogist*, 52, 1530-1535.
- Brindley, G.W., 1980. Order-disorder in clay mineral structures: *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification*, G.W. Brindley and G. Brown (Eds.), Mineralogical Society London, 125-195.

ODURGA (ÇORUM) KÖMÜR HAVZASINDA KARBONAT VE SMEKTİT MİNERALLER

- Zhafetz, H.S., Rush, P.F. ve Utech, N.M., 1991. Microenvironmental controls on mineralogy and habit of CaCO₃ precipitates: an example from an active travertine system. *Sedimentology*, 38, 107-126.
- Jhaves, K.E., 1954. Aspects of the biochemistry of magnesium 2: Calcareous sediments and rocks. *Journal of Geology*, 62, 587-599.
- Curtis, C.D., Coleman, M.L. ve Love, L.G., 1986. Pore water evolution during sediment burial from isotopic and mineral chemistry of calcite, dolomite and siderite concretions. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 50, 2321-2334.
- Zerikcioğlu, B., 1997. Yıl dizeli- Akdağmadeni arasındaki (Yavu çevresi) volkanik ve volkanosedimanter kayaların mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi. Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas, Yüksek Mühendislik Tezi, 121 s (yayınlanmamış).
- Jollase, W.A. ve Reeder, R.J., 1986. Crystal structure refinement of huntite, CaMg₃(CO₃)₄, with X-ray powder data. *American Mineralogist*, 71,163-166.
- Wolk, R.L., 1968. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill's, Austin-Texas, 170 p.
- Wolk, R.L. ve Land, L.S., 1975. Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 59,60-68.
- Wolk, R.L. ve Siedlecka, A., 1974. The schizohaline environment. *Sedimentary Geology*, 11, 1-15.
- Tiedman, G.M., 1964. Early diagenesis ve lithification in carbonate sediment. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34,777-813.
- Joldsmith, J.R. ve Graf, D.L., 1958a. Relation between lattice constants and composition of the Ca-Mg carbonates. *American Mineralogist*, 43, 84-101.
- Joldsmith, J.R. ve Graf, D.L., 1958b. Structural and compositional variations in some natural dolomites. *Journal of Geology*, 66,678-693.
- Trim, R.E. ve Kulbicki, G., 1961. Montmorillonites: high temperature reactions and classifications. *American Mineralogist*, 46, 1329-1369.
- Jümüşer, G. ve Yalçın, H., 1998. Kelkit Vadisi kuzeyindeki (Reşadiye-Yazıcık-Bereketli/Tokat) bentonit yataklarının mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi. Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri, 20,91-110.
- Jündoğdu, N., 1982. Neojen yaşlı Bigadiç sedimanter baseninin jeolojik-mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi. Hacettepe Üniversitesi. Fen Bilimleri Enstitüsü, Beytepe-Ankara, Doktora Tezi, 386 s (yayınlanmamış).
- Gündoğdu, M.N., Yalçın, H., Temel, A. ve Clauer, N., 1996. Geological, mineralogical and geochemical characteristics of zeolite deposits associated with borates in the Bigadiç, Emet and Kırka Neogene lacustrine basins, Western Turkey. *Mineralium Deposita*, 31, 492-513.
- Güven, N., 1988. Smectites. In: *Hydrous Phyllosilicates (Exclusives of Micas)*. Mineralogical Society of America, Washington, S.W. Bailey (ed.), *Reviews in Mineralogy* 19,497-560.
- Hoffman, J. ve Hower, J., 1979. Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, USA. In: *Aspects of Diagenesis*, P.A. Scholle and P.R. Schluger (eds.), *Society of Economic Paleontologists Mineralogists Special Publication* 26, 55-79.
- Jones, B.F. ve Weir, A.H., 1983. Clay minerals of Lake Albert, an alkaline, saline lake. *Clays and Clay Minerals*, 31, 161-172.
- Karslı, Ş., 1996. Dodurga (Çorum) yöresi kömürlü Miyosen çökellerinin kil mineralojisi. Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas, Yüksek Mühendislik Tezi, 81 s (yayınlanmamış).
- Land, L.S., 1967. Diagenesis of skeletal carbonates. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37,914-930.
- Land, L.S., Mackenzie, F.T. ve Gould, S.J., 1967. Pleistocene history of Bermuda. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78, 993-1006.
- Matsumoto, R. ve Iijima, A., 1981. Origin and diagenetic evolution of Ca-Mg-Fe carbonates in some coalfields of Japan. *Sedimentology*, 28,239-259.
- Milliman, J.D., 1974. *Marine Carbonates. Part I Recent Sedimentary Carbonates*. Springer Verlag, Berlin, 375 p.
- Millot, G., 1970, *Geology of Clays*, (trans. W.R. Farrand and H.Paquet). Springer Verlag, New York, Berlin, 429 p.
- Newman, A.C.D. ve Brown, G., 1987. The chemical constitution of clays. *Mineralogical Society, Monograph*, 6, 1-128.
- Paterson, E.ve Swaffield, R., 1987, *Thermal Analysis: A Handbook of Determinative Methods in Clay Mineralogy*. Blackie, Glasgow & London, M.J. Wilson (ed.), 99-132.
- Pingitore, N.E., 1978. The behavior of Zn⁺² and Mn⁺² during carbonate diagenesis: theory and applications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48,779-814.
- Renard, M., 1972. *Interprétation des teneurs en strontium des carbonates du Lutétien supérieur, a Saint-Vaast-Les-Mello (Oise), Mise en évidence de la valeur de cet élé-*

- ment comme indicateur des conditions de diagénese et de sédimentation des carbonates. Bulletin Inf. Géologiques Bassin, Paris, 34,19-29.
- Reynolds, R.C., 1980. Interstratified clay minerals: Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification G.W. Brindley and G. Brown (eds.), Mineralogical Society, London, 249-303.
- Schultz, L.G., 1969. Lithium and potassium absorption, dehydroxylation temperature and structural water content of aluminous smectites: Clays and Clay Minerals, 19,137-150.
- Stanger, G. ve Neal, C, 1994. The occurrence and chemistry of huntite from Oman. Chemical Geology, 112, 247-254.
- Tardy, Y., Paquet, H. ve Millot, G., 1970. Trois modes de genese des montmorillonites dans les altérations et les sols. Bulletin Groupe Français Argiles, 22,69-77.
- Taşçı, E., Metli, F., Göçmen, D., Yağcı, A ve Özten, A., 1983, Kargı-İncesu civarının jeolojik etüdü. MTA rapor No. 42,15s.
- Toprak, S., 1996, Alpagut-Dodurga (Osmancık-Çorum) Bölgesi Çevresindeki Kömürlerin Oluşum Ortamları ve Özelliklerinin Belirlenmesi. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Bey tepe-Ankara, Doktora Tezi, 164s (yayınlanmamış).
- Trauth, N., 1977. Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. Sciences Géologiques, 49,195p.
- Tsipursky, S.I. ve Drits, V.A., 1984. The distribution of octahedral cations in the 2:1 layers of dioctahedral smectites studied by oblique-texture electron diffraction. Clay Minerals, 19,177-193.
- Ünalın, G., 1975. Çankın-Çorum havzası Tüney-Tilkiköy-Sulakyurt yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları. MTA rapor No. 55,54s.
- Vali, H., Martin, R.F., Amarantidis, G. ve Morteani, G., 1993. Smectite-group minerals in deep-sea sediments: Monomineralic solid-solution or multiphase mixtures? American Mineralogist, 78,1217-1229.
- Velde, B., 1985. Clay Minerals: a physico-chemical explanation of their occurrence. Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology 40,428p.
- Velde, B. ve Brusewitz, A.M., 1986. Compositional variation in component layers in natural illite/smectite. Clays and Clay Minerals, 34, 651-657.
- Velde, B. ve Meunier, A., 1987. Petrologic phase equilibria in natural clay systems: In: Mineralogical Society, Monograph, 6,423-458.
- Walter, L.M. ve Hanor, J.S., 1979. Orthophosphate: effect on the relative stability of aragonite and magnesium calcite during early diagenesis. Journal of Sedimentary Petrology, 49,937-944.
- Weaver, C.E. ve Pollard, L.D., 1973. The Chemistry of Clay Minerals. Elsevier, Amstredam, Developments in Sedimentology 15,213 p.
- Weaver, C.E., 1975. Construction of limpide dolomite. Geology, 3,425-428.
- Yalçın, H. ve Bozkaya, Ö., 1995a. Sepiolite-palygorskite from the Hekimhan region (Turkey). Clays and Clay Minerals, 43,705-717.
- Yalçın, H. ve Bozkaya, Ö., 1995b. İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burnu) Kuvaterner istifinin mineralojisi ve biyojeokimyası. İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi, E. Meriç (ed.), Deniz Harp Okulu Komutanlığı Basımevi, 45-60, 354 s.
- Yalçın, H., Gündoğdu, M-N. ve Liewig, N., 1989. Kırka gölsel Neojen baseninin kil mineralojisi: simektit ve karbonat mineralleri arasındaki ilişkiler. IV. Ulusal Kil Sempozyumu, Cumhuriyet Üniversitesi, Sivas, 20-23 Eylül, Bildiriler Kitabı, D. Boztuğ ve H. Yalçın (edt), 41-60.

Makalenin geliş tarihi: 21.03.1998

Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 10.07.1998

Received March 21, 1998

Accepted July 10, 1998