



Kangal-Alacahan yöresi (Sivas) Üst Paleozoyik yaşlı meta-sedimanter kayaçlarda gömülme ve bindirme ile ilişkili çok düşük dereceli metamorfizma

Burial and thrust-related very low-grade metamorphism in the Upper Paleozoic meta-sedimentary rocks at the Kangal-Alacahan area, Sivas

Hüseyin YALÇIN
Ömer BOZKAYA

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas
Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas

Öz

Kangal-Alacahan yöresindeki Orta Devonyen-Alt Karbonifer yaşlı Kangal formasyonu meta-klastitleri alttan üste doğru sedimanter gömülme ve bindirme sonucu gelişen farklı litolojik, dokuşal ve mineralojik özelliklere sahiptir. Kınalar üyesi (klorit-mika podlu arduvaz ve daha az meta-silttaşı) bolluk sırasına göre fillosilikat ($2M_1$ illit/muskovit, lib klorit, karışık tabakalı paragonit-muskovit (P-M), paragonit, pirofillit, kaolinit (dikite), karışık tabakalı klorit-vennikülit (C-V) ve Morit-smektit (C-S), kuvars, kalsit, götit ve kloritoyid içermektedir. İllit "kristalinite" (IC) değerleri düşük epizon-yüksek ankizonu yansıtmaktadır. Orta ankizonu temsil eden IC değerlerine sahip Bakırtepe üyesi ankimeta-kumtaşı ve ankimeta-şeyl ve/veya arduvazlarında kuvars, fillosilikat ($2M_1+1M_2$ illit/muskovit, kaolinit/dikite), feldspat ve götit bulunmaktadır. Düzce üyesindeki klorit-mika podlu ankimeta-şeyl, ankimeta-silttaşı, ankimeta-kireçtaşı, ankimeta-kumtaşı ve arduvazlan, başlıca fillosilikat ($2M_1+1M_2$ illit/muskovit, lib klorit, M-P, paragonit, kaolinit/dikite, pirofillit, C-V, C-S), kuvars, kalsit ve götitten oluşmaktadır. Metaklastik kayalar yüksek dereceli ankizonu işaret eden IC değerleri sergilemektedirler. Başlıca kristalize kireçtaşı ve ender olarak kumtaşı ve şeylden oluşan Höyüktepe üyesi düşük ankimeta-morfik veya yüksek diyagenetik dereceye karşılık gelmektedir. Birim kalsit, kuvars ve fillosilikat mineralleri (illit/muskovit, klorit ve kaolinit/dikite) ve götit içermektedir. Allohton konumlu Kangal formasyonunda P-M, paragonit, pirofillit ve kloritoyid gib bindirme ile ilişkili indeks minerallerin bulunması, allohton ve otokton birliklerin ayır edilmesinde ölçüt gibi gözükmektedir. Ayrıca, paragenetik ilişkiler meta-sedimanter kayaçların önce basınç-sıcaklık-zaman (P-T-t) yönünün tersi bir gömülme, sonra bindirme tektoniği sonucu P-T-t yönünde metamorfizmaya uğradığını göstermektedir.

Anahtar Sözcükler: Paleozoyik, Meta-sedimanter kayaç, Gömülme, Metamorfizma, Kangal-Alacahan (Sivas).

Abstract

Kangal formation meta-clastics of Middle Devonian-Lower Carboniferous have different lithologic, textural and mineralogic features related to sedimentary burial and thrust, from bottom to top, in the Kangal-Alacahan area. Kınalar member (slates and less meta-siltstone, with chlorite-mica pod) contain phyllosilicates ($2M_1$, illitelmuscovite, lib chlorite, mixed-layer paragonite-muscovite-P-M, paragonite, pyrophyllite, kaolinite/dickite, mixed-layer chlorite-vermiculite-C-V, mixed-layer chlorite-smectite-C-S), calcite, quartz, goethite and chloritoid, in order of decreasing abundance. IC values are indicative of low epizonal-high anchizonal conditions. Quartz, phyllosilicates ($2M_1+1M_2$ illitelmuscovite, kaolinite/dickite), feldspar and goethite are present in the anchimeta-sandstone and anchimeta-shale and/or slates of Bakırtepe member, which represents middle anchizone IC values. The anchimeta-shale, anchimeta-siltstone, anchimeta-limestone, anchimeta-sandstone and slates with chlorite-mica pod in the Düzce member mainly consist of phyllosilicates ($2M_1+M_2$ illitelmuscovite, lib chlorite, M-P, paragonite, kaolinite/dickite, pyrophyllite, CIV, CIS), quartz, calcite and goethite. IC measurements of meta-clastics show high-grade anchizone. Höyük member is commonly composed of crystallized limestone, and rarely sandstone and shale that corresponds to low anchimetamorphic or high diagenetic degree. The unit includes calcite, quartz, phyllosilicates (illitelmuscovite, chlorite and kaoliniteldickite) and goethite. The index minerals related to thrust such as P-M, paragonite, pyrophyllite and chloritoid are found in the allochthonous Kangal formation that appears as an indicator to distinguish allochthonous and autochthonous units. In addition, paragenetic relationships suggest that meta-sedimentary rocks are metamorphosed in anticlockwise P-T-t (pressure-temperature-time) path and then clockwise P-T-t path as a result of burial and thrust tectonics, respectively.

Key Words: Paleozoic, Meta-sedimentary rocks, Burial, Metamorphism, Kangal-Alacahan (Sivas), Turkey.

GİRİŞ

İnceleme alanı Toros kuşağına ait Bolkaradağı Birliği'nin (Özgül, 1976) kuzeydoğu ucunu temsil etmekte olup, Sivas'ın yaklaşık 160 km güneydoğusunda, Alacahan'ın kuzeydoğusundaki 1/25 000 ölçekli Divriği J39-d1 ve d2 topoğrafik paftalarının belirli bir kesimini (125 km²) kapsamaktadır (Şekil 1). Bölgede genel jeoloji (Tunç ve diğerleri, 1991; İnan ve diğerleri, 1993; Gültekin, 1993; Sayar ve Gültekin, 1993, 1995; Yılmaz, 1994), ofiyolitlerdeki kromit (Koptagel ve Gökçe, 1991), lisfenit oluşumları (Boztuğ ve diğerleri, 1994) ve kil mineralojisi (Yalçın ve Bozkaya, 1995a ve 1995b) ile ilişkili çalışmalar bulunmaktadır.

Bu çalışmada ise gömülme ve tektonik bindirme sonucu meta-klastitlerde gelişen mineralojik-petrografik özelliklerin ve metamorfizma faktörlerinin P-T-t (basınç-sıcaklık-zaman) önem sırasının ortaya konulması amaçlanmıştır.

JEOLJİK KONUM

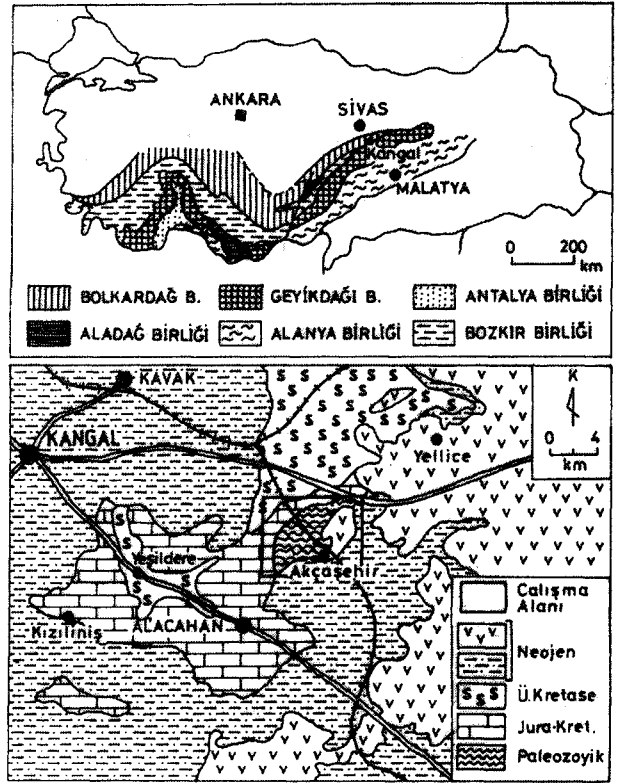
Bölgede Orta Devoniyen'den günümüze kadar istiflenen çeşitli kay aç birimleri yüzeylenmektedir (Şekil 2). Bunlardan çalışmanın ana konusunu da oluşturan Orta Devoniyen-Alt Karbonifer yaşlı çok düşük dereceli meta-sedimanter kay açlar Kangal formasyonu (Gültekin, 1993) ile temsil edilmektedir. Devrik senklinalin güneydoğu kesimindeki bindirme zonlarında 20-30 cm kalınlığında şistlere de rastlanılmaktadır. Birimin görünür kalınlığı 250 m'dir.

Bakırtepe üyesinin egemen litolojisini gri-siyah renkli, ince tabakalanmalı, yer yer mikalı olan ankimeta-kumtaşları ve bunlarla arakatlı (10-100 cm) yeşil renkli ankimeta-şeyl ve/veya arduvazlar oluşmaktadır. Devrik senklinalin kuzeybatı kanadında 20 m'lik fay zonunda breşik meta-kumtaşları ve silisli demir oluşumları (limonit, götit, hematit, pirit) bulunmaktadır. Üyenin kalınlığı yaklaşık 200 m'dir.

Düzce üyesi; bordo-pembe renkli, çoğunlukla mat, yer yer parlak görümlü ankimeta-şeyl ve kahverengi-siyah renkli ince taneli meta-kumtaşı (yer yer meta-silttaşı) ardalanması ile temsil edilmektedir. 50-100 cm'lik gri renkli, fosilli meta-kireçtaşı arakatlı olan da gözlenmektedir. Ayrıca bindirme zonlarında arduvazlara da rastlanılmaktadır. Yaygın kıvrımlanmadan dolayı tam olarak bilinmemekle birlikte, kalınlığı senklinoryumun kuzeybatı kanadında yaklaşık 180 m, güneydoğu kanadında ise 300 m'dir.

Höyüktepe üyesini silttaşı ve kumtaşı ile ender olarak şeyi arakatlıları içeren gri-san renkli, ince tabakalı, fosilli kristalize kireçtaşları oluşturmaktadır. Birimin görünür kalınlığı 100 m civarındadır.

Kangal formasyonu üzerinde sırasıyla Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Çataldağ kireçtaşı, Üst Kretase yerleşim



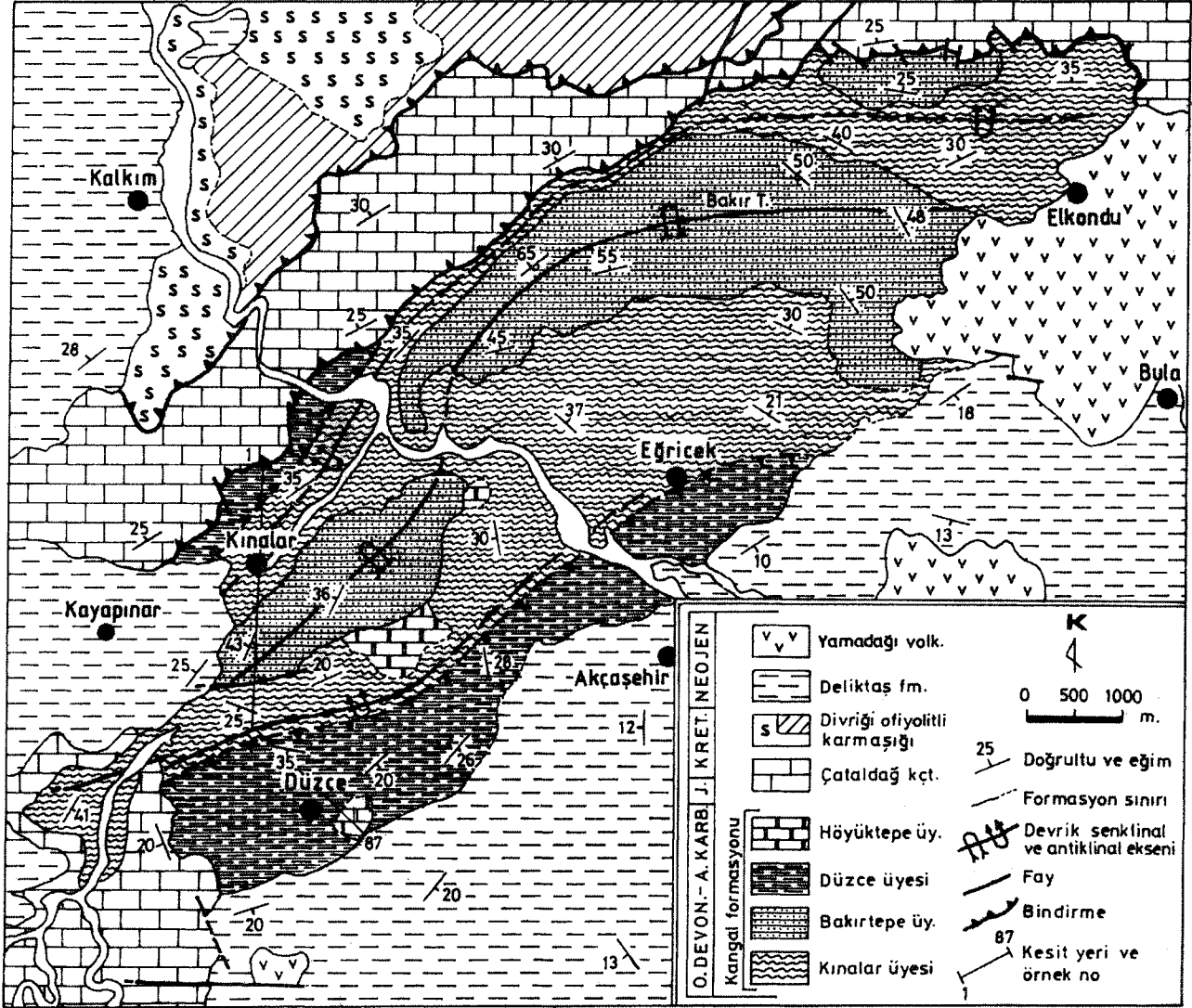
Şekil 1. Toros kuşağındaki birliklerin yayılımı (Özgül, 1976) ve Kangal çevresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Baykal, 1966).

Figure 1. The distribution of units in the Taurus Belt (Özgül, 1976) and simplified geology map of the vicinity Kangal (Baykal, 1966)

yaşlı serpantinleşmiş peridotit (çoğunlukla dünit), gabro ve silisli kalsitik ve/veya dolomitik lisfenitik ultramafitlerden (Boztuğ ve diğerleri, 1994; Yalçın ve Bozkaya, 1995b) oluşan Divriği ofiyolitli karmaşığı (İnan ve diğerleri, 1993) yer almaktadır. İstifin en üst kesiminde ise gölsel fasiyeste çökeltilmiş alt düzeylerinde epiklastik ve killi-karbonatlı kay açlar, üst seviyelerinde karbonat kayaçları (Yalçın ve Bozkaya, 1995b) ile temsil edilen Orta-Üst Miyosen yaşlı Deliktaş formasyonu (İnan ve diğerleri, 1993) ve riyolitten bazalta kadar değişen kayaç türlerine sahip Yamadağı volkanitleri (Bozkaya ve Yalçın, 1992; Uçurum ve Yalçın, 1993) bulunmaktadır.

METARYAL VE YÖNTEM

Kangal formasyonundan ölçülü kesitler boyunca toplam 87 adet kayaç örneği alınmış ve Cumhuriyet Üniversitesi (C.Ü.) Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları'nda (MİPJAL) yıkandıktan sonra ince-kesit, kırma-öğütme-eleme, kil ayırma, X-ışınları difraksiyonu



Şekil 2. Alacahan kuzeybatısının yer bulduru ve jeoloji haritası (Gültekin, 1993'den değiştirilerek).

Figure 2. Location and geology map of Alacahan northwestern (revised from Gültekin, 1993).

(XRD) gibi çeşitli işlemlerden geçirilmiştir. Optik mikroskopi incelemeleri ile mineraller ve birbirleriyle olan dokusal ilişkileri belirlenerek, gömülme ve bindirme ile ilişkili metamorfizmasınun petrografik zonları ayırt edilmiştir.

XRD çözümlenmeleri Rigaku marka DMAXIIC model X-ışınlan difraktometresinde CuK_{α} ışıması kullanılarak yapılmış ve ince taneli meta-sedimanter kayaların tüm kayaç ve kil boyu bileşenleri (< 2 μm) tanımlanmış ve yan nicel yüzdeleri de dış standart yöntemine (Brindley, 1980) göre hesaplanmıştır. Sedimentasyon yöntemi ile ayrılan kil fraksiyonu difraktogramları normal (havadan kurutulmuş), glükolleme (60 °C de 16 saat desikatör-

de etilen glükol buharında bırakma) ve fırınlama (490 °C'de 4 saat içinde ısıtma) işlemlerinden geçirilerek elde edilmiştir, d-mesafelerinin ölçülmesinde kuvars iç standart olarak kullanılmıştır.

10- Å illit pikinin yarı yüksekliğindeki genişliği (IC_N illit kristalinite) Kübler (1984) indisine göre ölçülmüştür. Kristalinite ölçümlerinin kalibrasyonu için Warr ve Rice (1994) tarafından tanımlanan kristalinite indeksi standartları (CIS) kullanılmıştır (Bozkaya ve Yalçın, 1996a). Regresyon ilişkileri illit ve klorit için sırasıyla $IC_N = 1.1924 \times IC_{c_0} + 0.0818$ ($r^2 = 0.9954$), $IC_G = 1.2499 \times IC_{c_0} + 0.1215$ ($r^2 = 0.9987$) ve $ChC_N = 1.4193 \times ChC_{c_0} + 0.1400$ ($r^2 = 0.9744$) şeklindedir. P - M, para-

gonit ve/veya pirofillit içeren örneklerde illitin 10 Å piki sağa doğru asimetrik olarak genişlediğinden (Frey, 1987; Frey ve diğerleri, 1988) bu mineralleri fazla içeren örneklerde illit "kristalinite" değerleri ölçülmemiştir. Ayrıca, olumsuz etkisi nedeniyle asitleme işleminden geçirilen karbonatlı örnekler (Krumm, 1984; Kubler, 1984; Bozkaya ve Yalçın, 1996a) ve kil fraksiyonunda % 50'den az illit içeren örnekler de "kristalinite" ölçümleri dışında tutulmuştur (Bozkaya ve Yalçın, 1996a). Basıncın ampirik bir indikatörü olan b_c , parametresi (Sassi ve Scolari, 1974) ise $d_{(060)}$ yansıması üzerinde kuvarsin (211) piki ($2\theta=59.97^\circ$, $d=1.541 \text{ \AA}$) referans alınarak ölçülmüştür. İllit/muskovit politipleri yönlenebilir toz çekimlerinden itibaren $20=16-36^\circ$ arasındaki diyagnosük pikler (Bailey, 1980, 1988) yardımıyla belirlenmiştir. 1Md+2Mj politipi içeren illit/muskovitlerin % 2M₁ içerikleri için Maxwell ve Hower (1967) tarafından önerilen $I_{(380)} / I_{(211)} (\%)$ oranları kullanılmıştır.

Organik madde yansıması ölçümleri için seçilen örnekler öncelikle % 10'luk HCl ile inorganik karbondan arındırılmış ve % toplam organik karbon içerikleri (TOC) ölçülmüştür. TOC incelemeleri C.Ü. Maden Mühendisliği Bölümü Laboratuvarları'nda Leco SC 444 sülfür ve karbon analizi cihazında gerçekleştirilmiştir. TOC içeriği yüksek örneklerde organik madde zenginleştirmeleri yapıldıktan sonra parlatma kesitleri hazırlanmış ve Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde üstten aydınlatmalı Leitz-Wetzlar marka Mpv-II model orthoplan mikroskopta belirlenmiştir.

PETROGRAFI

Kınalar üyesi

Devrik senklinalin kuzeybatı kanadında (Kınalar Köyü kuzeyi) ana litolojiyi oluşturan kayalar başlıca kuvars, serizit, klorit, kalsit, opak mineral ve eser miktarda epidot içermektedir. Devrik senklinalin güneydoğu kanadındaki (Düzce Köyü kuzeyi) kayalar kuzeybatı kanadınkiler ile aynı mineralojik bileşime sahip olmakla birlikte, çok daha belirgin yönlendirilmiştir.

Arduvazlardaki (yer yer karbonatlı arduvaz) sleyt klivajı tümüyle pürüzsüz klivaj şeklinde gelişmiş olup, bazı örnekler sleyt fabriğinin ikinci tipi olarak değerlendirilen (Gray, 1977a) zayıf gelişmiş kesikli (domainal) fabrik özelliği göstermektedir (Şekil 3a). Fillosilikatların oluşturduğu sürekli klivaj düzlemleri arasında paralel gelişmiş kuvars mercekleri bulunmaktadır. Ayrıca arduvazlarda gözenek veya çatlak dolgusu şeklinde neoforme veya rekristalize kuvarslar, basınç çözünmesi nedeniyle matriksteki serizit ve kloritlerle girift-iğnemi sınır ilişkileri sunmaktadır (Şekil 3b). Kuvars-mika sa-

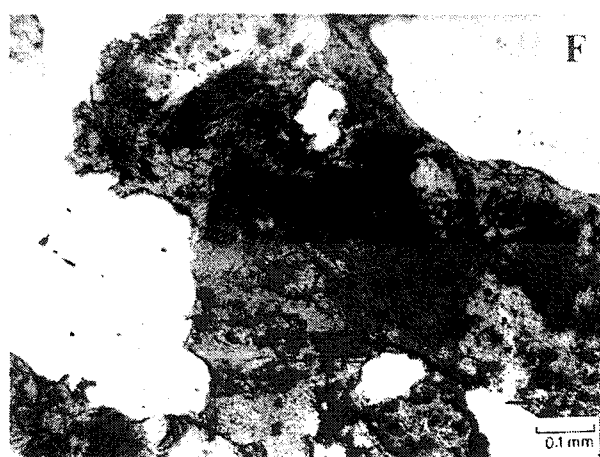
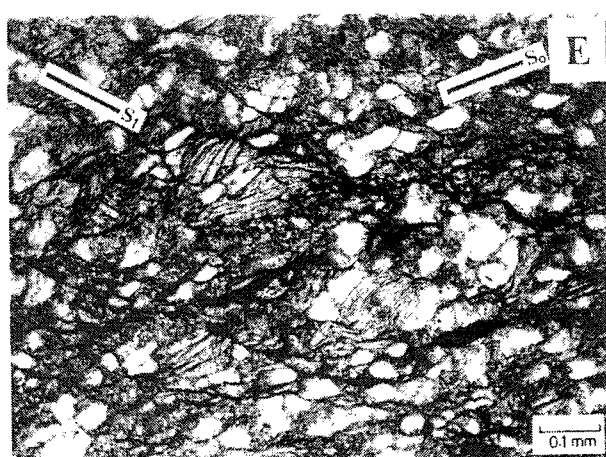
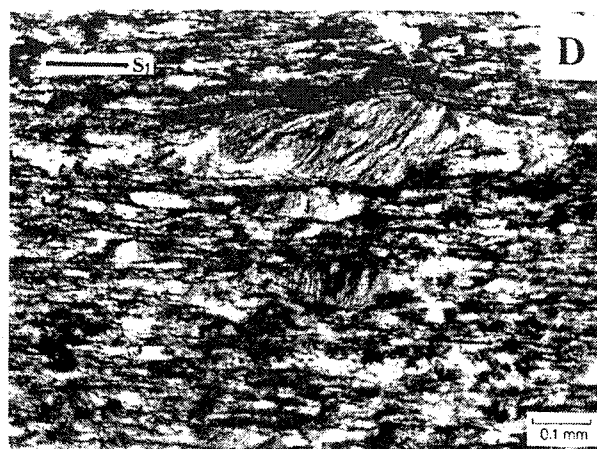
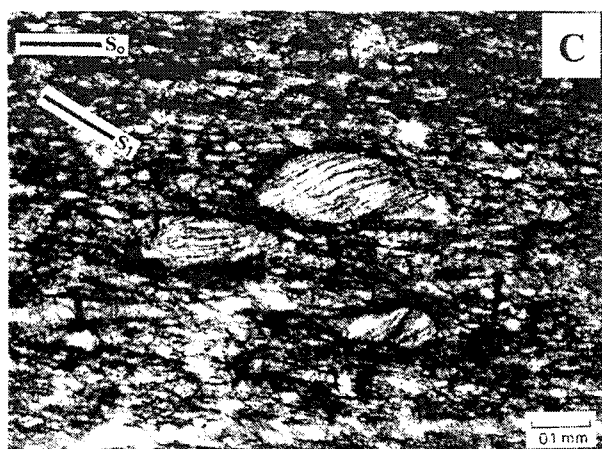
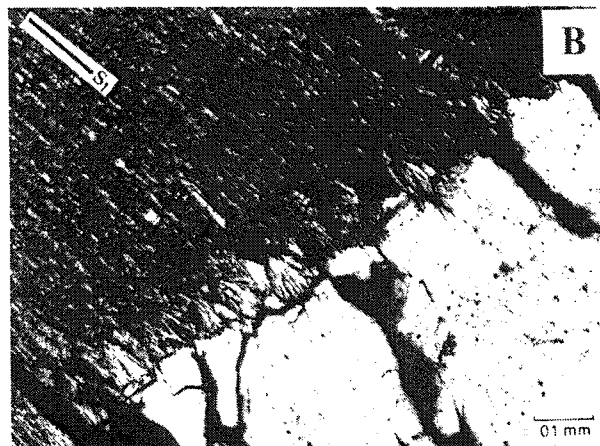
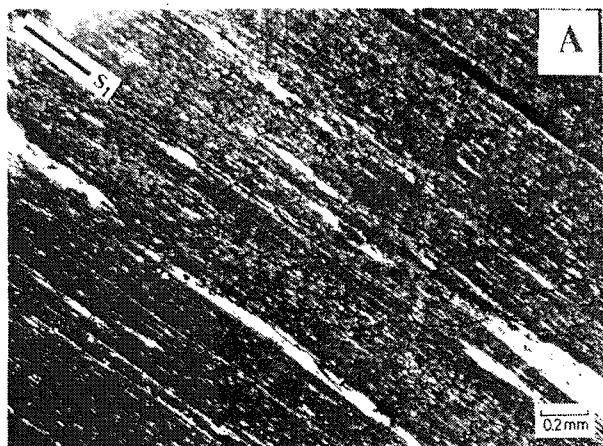
kallan/saçakları olarak bilinen bu tür dokusal özellikler de sleyt klivajının ileri evreleri için karakteristiktir (Kisch, 1991). İlksel sedimanter dokunun kaybolduğu arduvazlar dokusal açıdan Rus yazarlarca (Kossovskaya ve Shutov, 1958; 1963; 1970; Kisch, 1983 ve Frey, 1987'den) tanımlanan ve yaklaşık olarak prehnit-pumpellyit fasiyesine karşılık gelen "iğnemi yapı ve muskovit-klorit matriks zonu"na (dokusal zon 4: Kisch, 1983; Frey, 1987) benzemektedir.

Arduvazlarda klorit bantlı mika (çoğunlukla muskovit) veya mika bantlı klorit şeklinde tanımlanabilen klorit-mika podlan (istifleri veya porfiroblastları) da yer al-

Şekil 3. a) Arduvazlarda sleyt klivajına paralel fillosilikat agregatları ve kuvars merceklerinin oluşturduğu aralıklı sleyt fabriği (KF-49, çift nikol-çn), b) Arduvazlarda çatlak dolgusu şeklindeki neoforme veya rekristalize kuvarslar ve serizit-kloritler arasındaki iğnemi doku (KF-49, çn), c) Arduvazlarda uzun eksenleri klorit-mikalann {001} düzlemlerine paralel ve düşük açılı baklava ve elipsoyidal podlar (KF-41, tek nikol-tn), d) Arduvazlarda uzun eksenleri klorit-mikalann {001} düzlemlerine dikey ve büyük açılı bükülmüş elipsoyidal ve baklava biçimli podlar (KF-38, tn), e) Ankimeta-silttaşlarında klorit-mika podları ve kuvarslar ile matriksteki serizit-kloritler arasındaki girift sınır ilişkisi (KF-50, tn), f) Klorit-biyotit-serizit şistlerinde ışınal ve birbirini kesen iğne biçimli götör demetleri (KF-36, tn).

Figure 3. a) Domianial slayt fabric formed by phyllosilicate aggregates parallel to slaty cleavage and quartz lenses in the ardoises (KF-49, crossed nicol-cn), b) Spiny-like texture between neoformed or recrystallized crack filling quartzs and serisite-chlorites in the ardoises (KF-49, en), c) Lozenge-shaped and elipsoidal pods which their longest dimension is parallel and low angle to {001} planes of chlorite-mica in the ardoises (KF-41, open nicol-on), d) Lozenge-shaped and bended elipsoidal pods which their longest dimension is normal and high angle to {001} planes of chlorite-mica in the ardoises (KF,38, on), e) Chlorite-mica pods in the anchimeta-siltstones and, suture boundary relation between quartzs and serisite-chlorites in the matrix (KF-50, on), f) Radial and intersectional acicular geothite bunches in the chlorite-biotite-serisite schists (KF-36, on).

KANGAL-ALACAHAN YÖRESİ (SİVAS) ÜST PALEOZOYİK



maktadır. Değişik bolluk ve biçimler sergileyen klorit-mika podlan devrik senklinalin güneydoğu kanadındaki arduvaz ve meta-silttaşlarından daha yaygındır. Elipsoyidal veya baklava biçimindeki klorit-mika podlarının uçları aniden kütleşmekte (Şekil 3c) veya incelererek kapanmaktadır (Şekil 3d). Sleyt klivajı ile bölünüp bükülmeleri nedeniyle klorit-mika podlarının uzun eksenleri büyük ölçüde sleyt klivajına yaklaşık paralel veya düşük açıdır. Bununla birlikte podların uzun eksenleri ile podlardaki klorit ve mikalann {001} düzlemleri ender olarak birbirine paralel (Şekil 3c), çoğunlukla da 45°'den büyük ve bazen dike yakındır (Şekil 3d). Birime ait 6 örnekteki toplam 93 adet klorit-mika podlarının uzun eksenleri ile {001} düzlemleri arasında ölçülen açılar 10-90° arasında değişmekte (ortalama 59°) olup, 70-90° arasında yoğunlaşmaktadır. Şiddetli klivaj zonlarını temsil ettiği vurgulanan dik veya dike yakın açılara sahip podların (Woodland, 1985), diğerlerine göre mika bakımından daha zengin olduğu saptanmıştır.

Arduvazlar içerisinde arakatlı şeklinde gözlenen ve arduvazlardaki gibi yaygın klorit-mika podları içeren meta-silttaşlarında podların ilksel tabakalanma ve klivaj düzlemleri ile ilişkisi daha belirgin gözlenmektedir (Şekil 3e). Yaygın biçimde kuvars içeren bu kayaların bağlayıcı malzemesi çoğunlukla serizit, kısmen de kloritten oluşmaktadır. Tabii bileşenleri muskovit, biyotit, klorit, turmalin, zirkon, apatit ve opak mineraller oluşturmakta ve arduvazlarda olduğu gibi feldispat bulunmaktadır. Kuvarslar rekristalize ve detritik olup, matriksteki serizit ve kloritlerle çok ince testere dişi şeklinde girift sınır ilişkisi de sunmaktadır (Şekil 3e). Bu tür dokusal ilişkiler "kuvarsitik yapı ve hidromika-klorit matriks zonu"na (dokusal zon 3: Kisch, 1983; Frey, 1987) benzerlik sunmaktadır. Zeolit fasiyesine karşılık gelen bu dokusal zon arduvazlardakine göre daha düşük metamorfizma derecelerini yansıtmaktadır. Bu farklılık metamorfizma derecesinden ziyade, dokusal evrimin litolojiye bağımlı olarak gelişmesinden kaynaklanmaktadır (Frey, 1987). Nitekim aynı seviyede yer alan arduvazlarda pürüzsüz sleyt klivajı, metaklastitlerde ise kaba sleyt klivajı bulunmaktadır.

Ayrıca devrik senklinalin güneydoğu kanadındaki bindirme zonunda Morit-biyotit-serizit şist türü metamorfik kayalar da gelişmiştir. Bunlar başlıca kuvars, klorit, serizit, kloritleşmiş biyotit, muskovit, serizitleşmiş albitin yanı sıra apatit, zirkon, opak mineraller ve ışınal, demet veya birbirini kesen iğne biçimli götütler içermektedir (Şekil 3f).

Bakırtepe üyesi

Egemen litolojiyi oluşturan subarkoz ve arkoz türü (Folk, 1968) ankimeta-kumtaşları başlıca kuvars, feldispat (plajiyoklaz, mikroklin, çok az ortoklaz), muskovit,

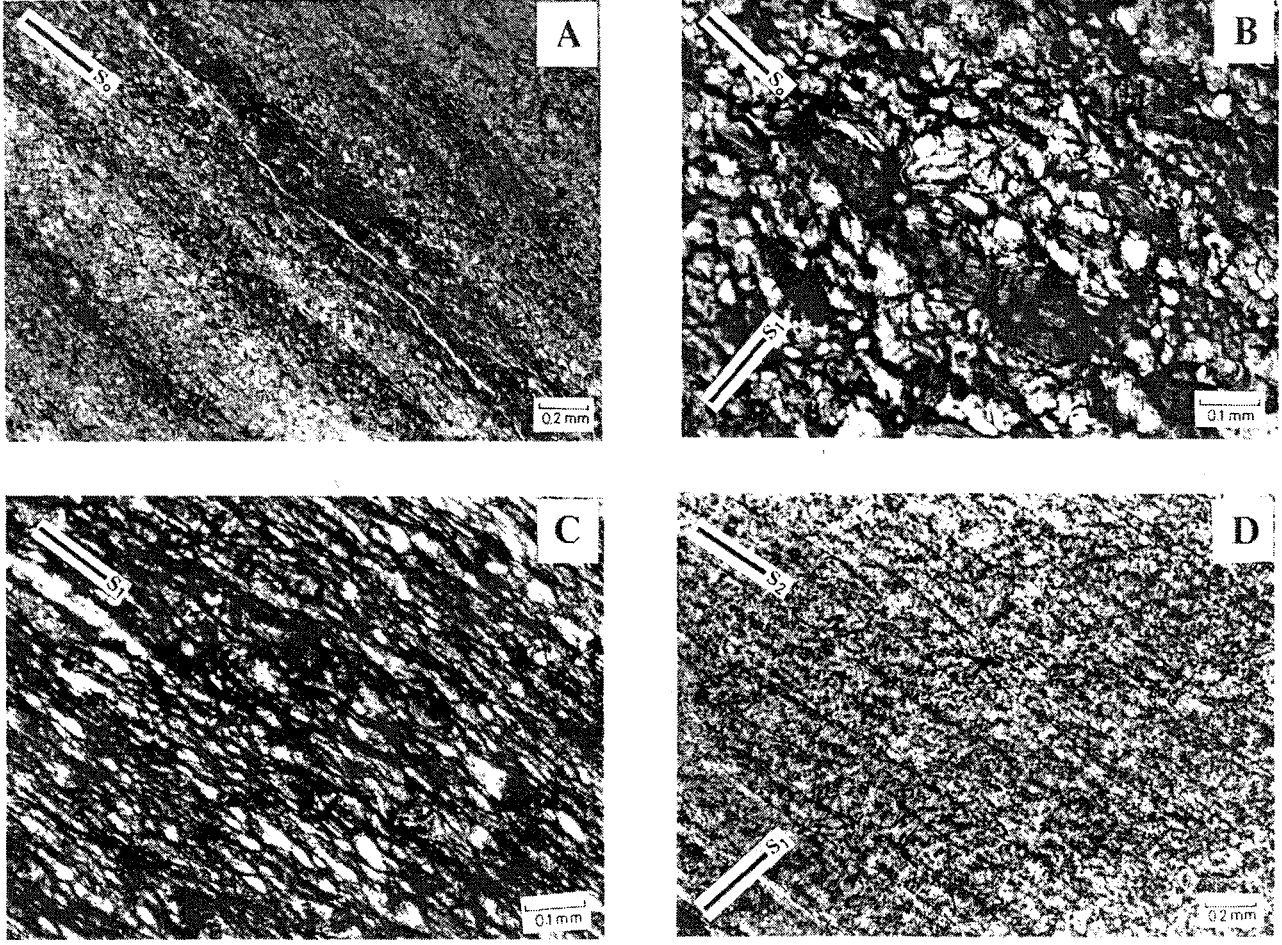
turmalin, zirkon, apatit, kayaç parçacıkları ve opak mineraller içermektedir. Bağlayıcı malzeme tümüyle serizitlerden oluşmaktadır. Matriksi oluşturan serizit egemen fillosilikat mineralini temsil etmekte iken, az miktarda detritik muskovitler de gözlenmektedir. Kınalar ve Düzce üyelerindekinden farklı olarak ankimeta-şeyl ve/veya arduvaz, meta-silttaşları ve meta-kumtaşları feldispat içermekte, buna karşın klorit-mika podları içermemektedir.

Altere kil matriks zonu (Dokusal zon 2: Kisch, 1983; Frey, 1987) özelliğini taşıyan ankimeta-kumtaşlarıyla arakatlı "kuvarsitik yapı ve hidromika-klorit matriks zonu: dokusal zon 3" dokulu ankimeta-şeyl ve/veya arduvazlar sleyt klivajından ziyade tabakalanma fabriği göstermeleri ile karakteristiktir. Mikrolaminalanma gibi ilksel sedimenter yapıların da gözlenebildiği bu kayalar yer yer ankimeta-silttaşlarıyla ardalanmalıdır (Şekil 4a). Burada açık renkli zonlar kuvars ve feldispatca zengin ankimeta-silttaşlarına, koyu renkli zonlar ise fillosilikatlarca zengin ankimeta-şeyl ve/veya arduvazlara karşılık gelmektedir..

Düzce üyesi

Devrik senklinalin kuzeybatı kanadındaki ankimeta-şeyllerde başlıca kalsit, kuvars, serizit, klorit bulunmaktadır. Kuvarca zengin seviyeleri temsil eden ankimeta-epiklastik kayalar daha az kalsit ve daha çok kuvars içermesi dışında ankimeta-şeyller ile benzer mineralojik bileşime sahiptir. Bu kayalardaki kuvarslar detritik olduğu gibi, rekristalizasyon ve neomineralizasyon ürünü olarak da gözlenmektedir.

Bazı meta-şeyli örneklerinin bol miktarda klorit-mika podları içerdikleri saptanmıştır. Kanalar üyesindekinden farklı olarak, podlar çoğunlukla kloritlerden oluşmakta, yaprakların arasında ise mika yer almaktadır. Bununla birlikte, bindirme zonunda ve yakın kesimlerindeki iri taneli meta-klastitlerde podların mika içeriği artmaktadır. Yine Kınalar üyesindekilere farklı olarak klorit-mika podlarının uçları daha küt olup, uzun eksenleri ve {001} düzlemleri birbirlerine ve tabakalanmaya yaklaşık paraleldir (Şekil 4b). Ancak, bindirme zonlarında maksalama hareketleri ile gelişen deformasyon sonucu podlar uzamış elipsoyidal şekiller sunmaktadır (Şekil 4c). Bu zonlarda uzun eksenleri ile {001} düzlemleri paralele olan klorit-mika podlarının yanısıra, değişik açılara sahip podlar da yer almaktadır. Uzun eksenleri ile {001} düzlemleri birbirine paralel olan podların klorit, yaklaşık birbirine dikey konumlu olmaları ise mika bakımından daha zengin oldukları saptanmıştır. Bindirme zonlarını temsil eden birer örnekte yapılan ölçümlere göre; podların uzun eksenleri ile podlardaki klorit ve mikaların {001} düzlemleri arasındaki açı kuzeybatıdaki örnekte (KF-9: 10 ölçüm) 45-90 arasında değişmekte



Şekil 4. a) Ankimeta - silttaşı ile ankimeta-şeyl ve/veya arduvaz mikrolaminasyonlarının ardalanması ve tabakalarına fabriği (KF-60, tn), b) Ankimeta-silttaşlarında uzun eksenleri {001} düzlemlerine ve tabakalanmaya yaklaşık paralel klorit-mika podları (KF-87, tn), c) Bindirme zonundaki arduvazlarda uzun eksenleri ile {001} düzlemleri dike yakın uzanmış elipsoidal litorit-mika podları (KF-9, çn), d) Bindirme zonundaki karbonatlı arduvazlara ayrılmış buruşma klivajı dokusu (KF-3, to).

Figure 4. a) The bedding fabric and the alternation of anchimeta-siltstone and anchimeta-shale and/or state micro laminations (KF-60, on), b) Chlorite-micropods which their longest dimension are approximately parallel to {001} and bedding planes in the anchimeta-siltstone (KF-87, en), c) Elipsoidal chlorite - mica pods which their longest dimension are approximately vertical to {001}, d) The discrete crenulation cleavage texture of calcareous ardovase in the thrust zone (KF-3, on).

(ortalama 70-80° arasında yoğunlaşmakta, buna karşın güneydoğudaki örnekte (KF-33: 66 ölçüm) 0-90° arasında değişmekte (ortalama 30°) ve 0-30° arasında zonu arasında kalması nedeniyle da ha fazla tektonik sıkışmaya uğradığına işaret etmektedir.

Düzce Köyü çevresindeki ankimeta-şeyllerle ardalanmalı ankimeta-silttaşı ve ankimeta-kumtaşları kuvars bakımından zengin olup, hemen hemen feldispat içermektedir. Ankimeta-kuvars-arenit olarak adlandırılan

bu kayaların hamuru tümüyle serizitlerden oluşmaktadır. Tali bileşenler ise muskovit, klorit, turmalin, zirkon, apatit ve opak minerallerdir. Muskovitler detritik kökenli olup, bazı ankimeta-kumtaşlarında (mikali kuvars-arenit) miktarı artmaktadır. Bu kayaçlarda detritik görünümün çok belirgin olmasıyla birlikte, kuvars taneleriyle matriksteki serizitler arasında girift sınır ilişkileri de gözlenmektedir. Dokusal zonlardan "altere kil matriks zonu"nun (dokusal zon 2: Kisch, 1983; Frey, 1987) ka-

rakteristiklerini yansıtan ankimeta-klastitler Kınalar üyesindekilere göre daha az metamorfik izler taşımaktadır. Bununla birlikte, kuzeydeki Çataldağ kireçtaşı bindirme zonuna yakın kesimde gözlenen karbonatlı arduvazlar ilksel sedimanter dokularını tümüyle kaybetmiş olup, dokusal zon 3 ve 4'ün özelliklerini taşımakta ve sleyt fabriğini temsil eden tipik buruşma klivajı dokusunu (Gray, 1977a, b) sergilemektedir (Şekil 4d).

Arakatki şeklinde gözlenen ankimeta-kireçtaşlarında mikrogranoblastik dokunun yanı sıra, fillosilikat mineralleri belirgin bir mikroyönlenme göstermektedir. Ankimeta-karbonat kayaçları bol miktarda fosilli olup, kuvars, muskovit ve volkanik kayaç parçacıklarından oluşan ekstraklastlar içermektedir. Folk (1968) sınıflamasına göre tümüyle sparitik dokulu (litobiyosparit, litoklastlı biyoprasit) olan ankimeta-kireçtaşlarında kısmen rekristalizasyon da gözlenmektedir.

Büyüktepe üyesi

Fosilli kristalize kireçtaşlarıyla temsil edilen karbonat kayaçları kalsitin yanı sıra kuvars, muskovit ve opak mineralleri gibi ekstraklastlar ile yer yer intraklast içermektedir. Litosparit ve litobiyosparit şeklinde adlandırılan kireçtaşlarında çok az mikrit ile eser miktarda zirkon da bulunmaktadır.

Kireçtaşları ile arakatlı kumtaşları (kuvars arenit) kuvars bakımından oldukça zengin olup, bazı örneklerde kalsit miktardan artmaktadır. Dokusal zon 2 özelliklerini taşıyan kumtaşlarının tali bileşenlerini muskovit, turmalin, zirkon, apatit ve opak mineraller oluşturmaktadır.

Gerek kireçtaşlarında, gerekse kumtaşlarında ve ender olarak gözlenen sevelerde (dokusal zon 2-3) yönlü doku ile kuvars ve kalsit rekristalizasyonları oldukça zayıf olup, alttaki birimlere göre daha düşük metamorfik dereceyi veya yüksek diyajenetik evreyi temsil etmektedir.

Organik petrografi

30 örnek üzerinde yapılan TOC incelemelerine göre, bunların organik karbon içeriğinin çok düşük (% TOC = 0.06-0.48) olduğu belirlenmiştir. % 15'den fazla TOC içeren 10 örnek üzerinde organik madde zenginleştirilmesi yapılmış ve parlatma kesitleri hazırlanmıştır. Ancak örneklerin büyük bir bölümünde organik maddenin (vitrit) önemli oranda oksitlenmiş olduğu görülmüş ve ölçümden kaçınılmıştır (A.İ. Karayigit, sözlü görüşme, H.Ü., 1996). Kınalar üyesine ait yalnızca bir örnekte (KF-39) ölçüme uygun organik madde belirlenmiş ve yansılama ölçülmüştür (% Rm = 4.18, 4.36, 4.27, ortalama % Rm = 4.27). Bu değerler meta-antrasit evresine (Teichmüller, 1987) karşılık gelmekte olup, metamorfik derece açısından örneğin içerdiği P-M, paragonit, pirofillit ve kloritoyid gibi indeks mineral birliğine uygundur.

X-ISINI MİNERALOGİSİ

Kangal formasyonuna ait örneklerin fillosilikat parajenezleri ve yüzde bollukları ile illit "kristalinite" ve b_0 değerleri Şekil 5'de topluca verilmiştir.

Kınalar üyesi

Tüm örnekler kuvars (% 15-55, ortalama % 30) ve fillosilikat (% 30-80, ortalama % 64) mineralleri içermektedir. Bazı örneklerde ise kalsite (% 5-50, ortalama % 6) de rastlanılmaktadır. Kloritoyid ise eser miktarda gözlenmiştir. Fillosilikat minerallerini bolluk sırasına göre illit/muskovit (% 15-70, ortalama % 43), klorit (% 0-65, ortalama % 28), P-M (% 5-15, ortalama % 11), paragonit (% 5-15, ortalama % 7), pirofillit (% 5-20, ortalama % 4) ve kaolinit/dikit (% 20-35, ortalama % 4) oluşturmaktadır. Bu minerallere çoğunlukla götüt eşlik etmektedir. Muskovit/illit, klorit, P-M ve paragonit tüm örneklerde bulunmaktadır (Şekil 5). Dikit çoğunlukla meta-silttaşlarma bağlıdır. Dikitin ve kloritin birlikte bulunduğu durumlarda 7 A ve 3.5-3.6 A yakınındaki piklerden itibaren bu mineraller kolaylıkla ayırt edilebilmektedir (Şekil 6). Pirofillit genellikle arduvazlarda, ender olarak meta-silttaşlarında gözlenmektedir. İndeks metamorfik mineral olan pirofillit aşağıdaki parajenezlere katılmaktadır:

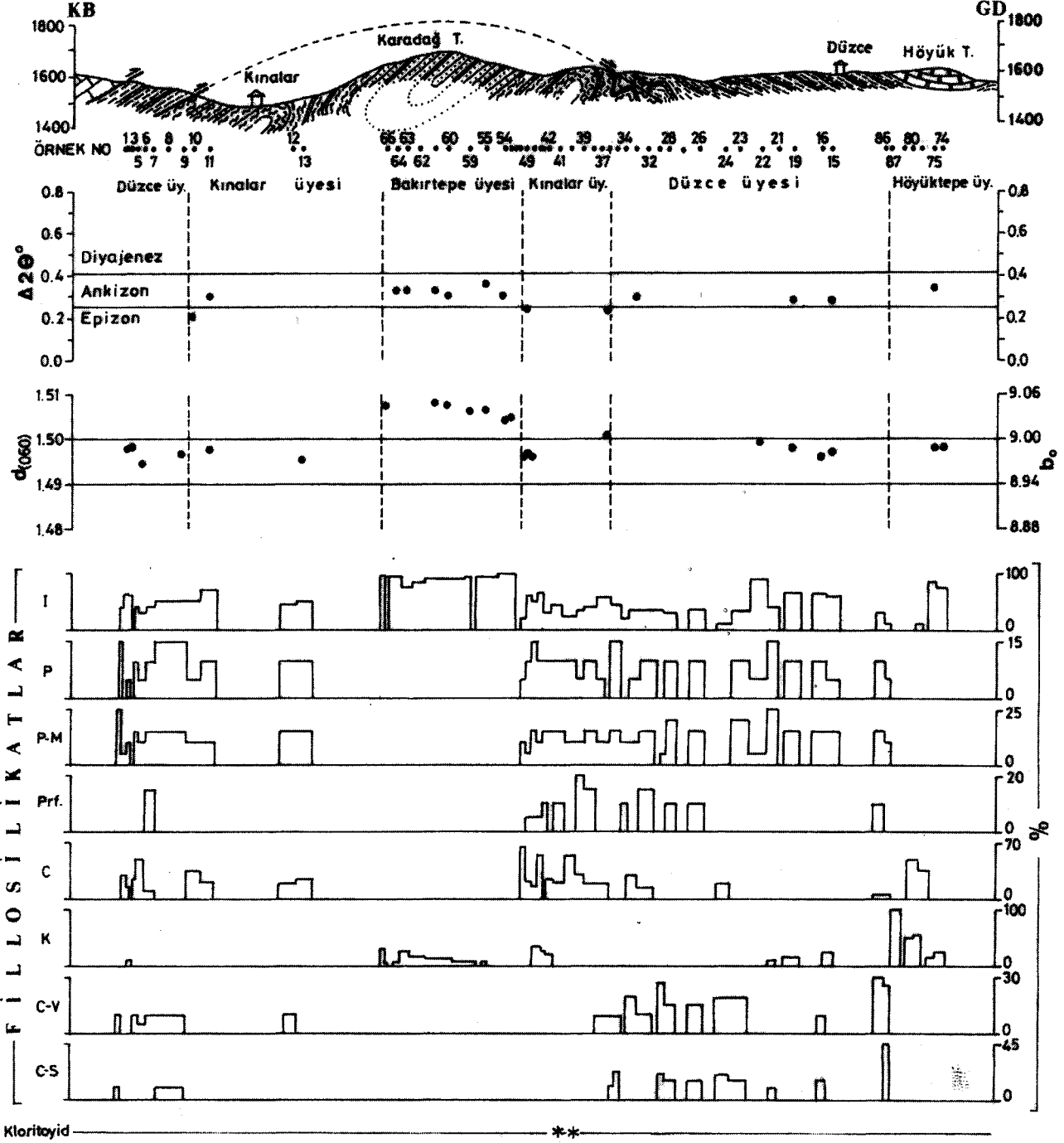
- Pirofillit+illit/muskovit+P-M+paragonit
- Pirofillit+illit/muskovit+klorit+P-M+paragonit+kloritoyid
- Pirofillit-fillit/muskovit+klorit-dikit+P-M+paragonit
- Pirofillit+illit/muskovit+dikit+P-M+paragonit
- Pirofillit+illit/muskovit+P-M+paragonit+C-V+C-S

Yukarıdaki parajenezlerde görüldüğü gibi pirofillite hem kloritoyid gibi epimetamorfizmayı temsil eden mineraller, hem de ender de olsa C - S ve C - V gibi daha düşük metamorfik dereceyi temsil eden mineraller eşlik etmektedir. İki metasilttaş örneği hariç (KF - 43, KF-44) pirofillit ve dikit birlikte bulunmamaktadır (Şekil 6). C-V (% 10, ortalama % 2) arduvazları yanı sıra şist örneğinde de gözlenmiştir. C-S (% 10-20, ortalama % 1) ise yalnızca şist ve arduvazdan oluşan iki örnekte yer almaktadır. Karbonat içeren örneklerde P-M ve özellikle paragonit miktardan azalmaktadır. Kloritoyid pirofillitli parajenezin yanı sıra, illit/muskovit+klorit+kaolinit+P-M+paragonit parajenezine de katılmaktadır (Şekil 6).

5 örnek üzerinde ölçülen illit "kristalinite" verilerine (0.21-0.34, ortalama 0.27 A²⁰) göre, birim düşük epizon ve yüksek ankizo (A₂₀ = 0.335-0.42^o) bölgesinde yer almaktadır (Şekil 7). 11 örnekte elde edilen klorit "kristalinite" değerleri de (0.21-0.33, ortalama 0.27 A²⁹) illit "kristalinite" değerlerine benzerlik sunmaktadır.

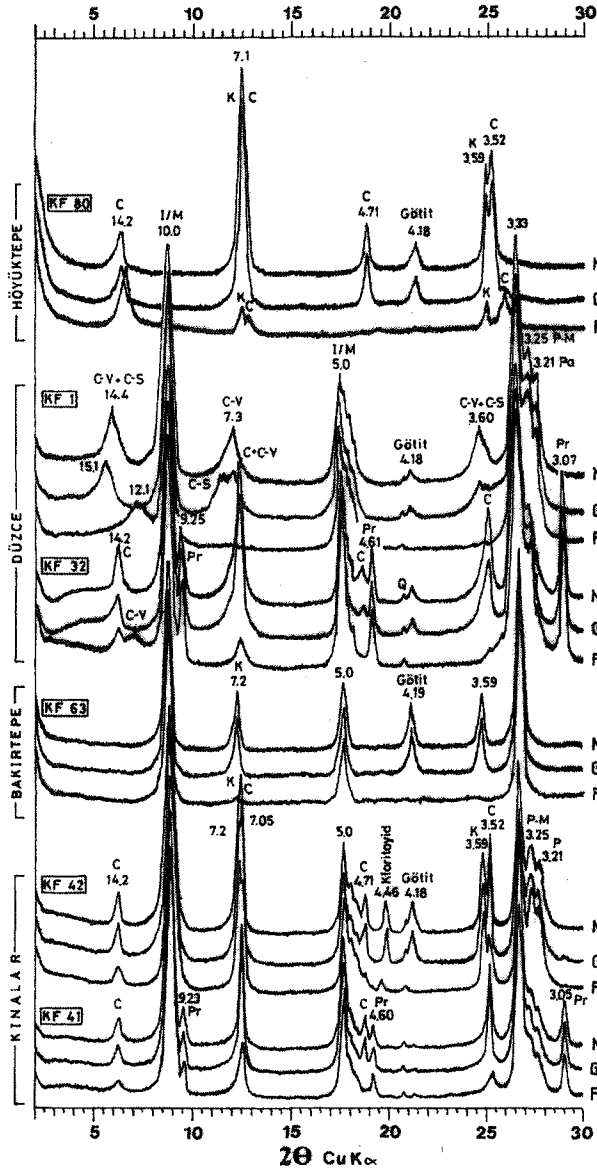
Birimdeki illit/muskovitleri b_0 değerleri 8.9724 ile 9.066 Å (ortalama 8.9838 Å) arasında değişmekte olup,

KANGAL-ALACAHAN YÖRESİ (SİVAS) ÜST PALEOZOYİK



Şekil 5. Enine jeolojik kesitte fillosilikat minerallerinin ve muskovit/illitlerin IC ile b_0 değerlerinin değişimi.

Figure 5. The variation of phyllosilicate minerals, and IC and b_0 values of muskovite/illites on the geological cross-section.



Şekil 6. Yaygın kil parajenezlerinin yönlenmiş X-ışını difraktogramları (C=Klorit, K=Kaolinit, I/M=Illit/Muskovit, Pr=Pyrofillit, C-V=Kaşık tabakalı klorit-vermikülit, C-S=Kaşık tabakalı klorit-smektit, Q=Kuvars, N=Nonnal, G=Glikollü, F=Fırınlı).

Figure 6. The oriented X-ray diffractograms of common clay paragenesis (C=Chlorite, K=Kaolinite, I/M=Illite/Muskovite, Pr=Pyrophyllite, C-V=Mixed layered chlorite-vermiculite, C-S=Mixed-layered chlorite-smectite, Q=Quartz, N=Air-dried, G=Glycolated, F=Heated).

düşük basınç fasiyes serisini (Sassi ve Scolari, 1974, Guidotti ve Sassi, 1986) karakterize etmektedir. Hunziker ve diğerleri (1986) tarafından verilen regresyon eşitliğine göre, illit/muskovitlerde ölçülen b_0 değerleri oktahedral (Fe+Mg) içeriğinin oldukça düşük (0.09-0.40, ortalama 0.19) olduğunu göstermektedir. Yaygın P-M ve paragonit içeren örneklerin dışında, % 5 P-M içeren illit/muskovitçe zengin bir örneğin (KF-49) düşük b_0 değerine sahip olması (8.9778 Å), illit/muskovitlerin Na içeriğinin yüksek olduğunu düşündürmektedir. Düşük b_0 değerleri illit/muskovitleri Na/(Na+K) oranının yüksek olmasından (Guidotti, 1984; Guidotti ve Sassi, 1986) ve örneklerin P-M ve paragonit içermesinden etkilendiği gözükmektedir.

Diğer taraftan, muskovitlerin b_0 (veya d_{060}) değerleri ile $I(002)/I(001)$ arasında pozitif bir ilişki gözlenmekte ise de (Şekil 8), bu ilişki Kınalar ve Düzce üyelerine kil fraksiyonunun paragonit ve P-M içermesinden, diğer bir ifade ile bu üyelerde düşük b_0 değerlerinin ölçülmesinden kaynaklanmaktadır.

Illit/muskovitler genellikle % 100 2M₁ politipine, yalnızca bir örneğin % 79 2M₁ içeriğine sahip olduğu gözlenmiştir. Diğer taraftan, kloritçe zengin iki örneğin lib politipini temsil ettikleri belirlenmiştir.

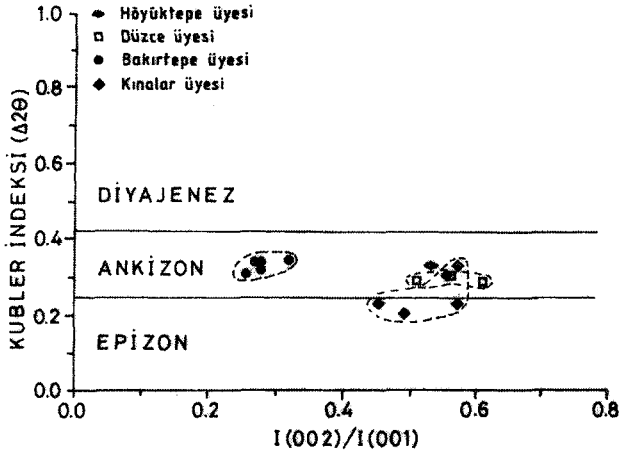
Illit/muskovitlerin normal ve glikollü çekimlerdeki pik şiddet oranları (Srodon, 1984) 1.00-1.10 (ortalama 1.03) arasında değişmekte olup, hemen hemen genişleyebilen tabaka (smektit) içermediklerini göstermektedir. Benzer şekilde illit "kristalinite"-pik şiddet oranına göre (Eberl ve Velde, 1989) de illit/muskovitler smektit bileşeni içermemektedir.

Bakırtepe üyesi

Birimdeki litolojilerde egemen parajenezi kuvars (% 15-100, ortalama % 48)+fillosilikat (% 10-100, ortalama % 42)+feldispat (% 5-30, ortalama % 10) oluşturmaktadır. Bu minerallere yer yer götit de eşlik etmektedir. Fillosilikat mineralleri sadece illit/muskovit (% 70-100, ortalama % 90)+kaolinit/dikit (% 0-30, ortalama % 10) ile temsil edilmektedir (Şekil 6). Birimde illit/muskovit+kaolinit parajenezi egemen olup, tümüyle illitten oluşan kil fraksiyonları da yer almaktadır.

Birime ait 6 adet arduvaz örneğinden itibaren ölçülen illit "kristalinite" değerleri 0.31-0.37 (ortalama 0.34 Å²⁰) arasında değişmekte ve orta ankizone karşılık gelmektedir (Şekil 7).

Illit/muskovitlerin b_0 değerleri (9.0258-9.048 Å, ortalama 9.039 Å) orta-yüksek basınç fasiyesini temsil etmekle birlikte, bu durum illit/muskovitlerin seladonit içeriğinin b_0 değerini artırması (Sassi ve Scolari, 1974, Guidotti, 1984; Guidotti ve Sassi, 1986) ve kısmen de



Şekil 7. Muskovit/illitlerde Kübler İndeksi- $I_{(002)}/I_{(001)}$ oranlarının konumları

Figure 7. The positions of Kübler index- $I_{(002)}/I_{(001)}$ ratios in the illite/muscovites.

detritik muskovitler ile ilişkili gözükmemektedir. İllit/muskovitlerin b_0 değerlerine göre oktahedral Mg+Fe içerikleri (0.53-0.71, ortalama 0.63) Kınalar üyesine göre daha yüksek değerler sunması da bu görüşü destekler niteliktedir.

İllit/muskovitler $2M_1+1M_d$ politipine ve % 66-83 (ortalama % 75) $2M_i$ oranlarına sahiptir. Ayrıca, illit/muskovitlerin normal ve glikollü çekimlerdeki pik şiddet oranları (1.00-1.17, ortalama 1.08) ve illit "kristalinite"-pik şiddet oranları yaklaşık % 1'e kadar genişleyebilen tabaka içerdiklerini göstermektedir.

Düzce üyesi

Ankimeta-şeyllerde kuvars ve fillosilikat, bazı ankimeta-silttaşı ve ankimeta-kumtaşlarında ise kuvars ve fillosilikatların yanı sıra kalsit de bulunmaktadır. Ankimeta-kireçtaşlarının ana bileşenini kalsit (% 50-90, ortalama % 80), diğer bileşenlerini kuvars (% 10-25) ve fillosilikatlar (% 0-25) oluşturmaktadır. M-P ve paragonit ise tüm örneklerde gözlenmektedir (Şekil 5 ve 6). Diğer kil boyu bileşenleri çoğunlukla litolojiye bağımlı olup, ankimeta-şeyllerde muksovite/illit ve pirofillit, ankimeta-kumtaşı ve ankimeta-silttaşlarında klorit ve dikit miktarı artmaktadır. C-V ve C-S minerallerinin toplam bolluğu ise % 5-45 arasında değişmektedir. Götit hemen her örnekte değişik miktarlarda gözlenmektedir. Kınalar üyesinden farklı olarak, pirofillitli örneklerin tümünde aratabakalı mineraller bulunmaktadır:

-Pirofillit+illit/muskovit+klorit+P-M+paragonit+C-V

-Pirofillit+illit/muskovit+P-M+paragonit+C-V+C-S

Ankimeta-şeyl ve ankimeta-silttaşı ile temsil olunan

3 örnekte ölçülen illit "kristalinite" değerleri 0.29-0.31 (ortalama 0.30 $A^\circ 2\theta$) aralığına sahiptir. Bu değerler yüksek dereceli ankizonu işaret etmektedir (Şekil 7). 3 örnekte ölçülen klorit "kristalinite" değerleri (0.26, 0.27 ve 0.33, ortalama 0.29 $A^\circ 2\theta$) illit "kristalinite" değerlerine benzerlik sunmaktadır.

Birimdeki illit/muskovitlerin düşük basınç fasiyesini karakterize eden b_0 değerlerine (8.967-8.9952, ortalama 8.9837 \AA) göre oktahedral Mg+Fe içerikleri 0.04-0.28 (ortalama 0.18) belirlenmiş olup, Kınalar üyesine benzer, Bakırtepe üyesinden ise düşüktür.

Politip incelemelerine göre $2M_1+1M_d$ politipindeki illit/muskovitler, % 66-96 (ortalama % 84) arasında değişen $2M_i$ oranlarına sahiptir. Kloritler ise lib politipindedir.

İllit/muskovitlerin pik şiddet oranları 1.00-1.14 (ortalama 1.07) ve illit "kristalinite"-pik şiddet oranlarına göre Bakırtepe üyesine benzer şekilde yaklaşık % 1'e kadar genişleyebilen tabaka içermektedirler.

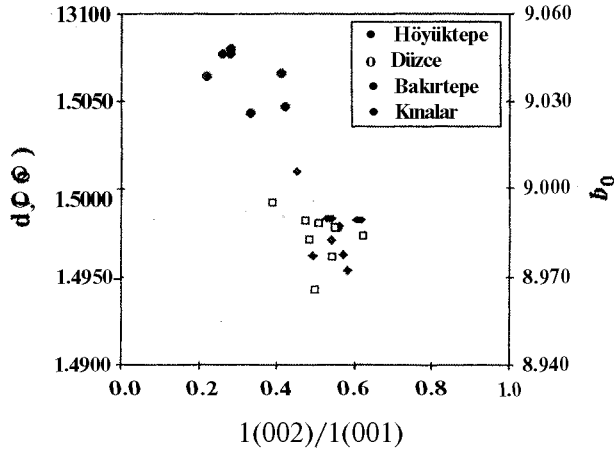
Höyüktepe üyesi

Birime ait karbonat ve epiklastik kayalar kalsit, kuvars, fillosilikat ve götit içermektedir. Epiklastik kayalarda illit ve/veya klorit+dikit (Şekil 6), karbonat kayalarında ise sadece dikit bulunmaktadır. Birimdeki bir şeyi örneğinde ölçülen illit "kristalinite" değerinin (0.34, $A^\circ 2\theta$) ankizonu işaret etmesi (Şekil 7), detritik muskovitin bulunması ile ilişkilidir. İki örnekte ölçülen illit/muskovitlerin b_0 değeri 8.9892 \AA olup, düşük basınç fasiyesini temsil etmektedir. b_0 değerine göre illit/muskovitlerin oktahedral Mg+Fe değerleri 0.23 olmaktadır. Kil fraksiyonu saf kaolinitten oluşan bir örnekteki (KF-82) politipi incelemesi bunun dikit olduğunu göstermiştir.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Litoloji, yaş ve metamorfizma derecesi bakımından Bolcardağı Birliği'ni temsil ettiği ortaya konulan inceleme alanındaki Paleozoik yaşlı birimler, üstten alta doğru gömülme ve bindirmenin sonucu dokusal ve mineralojik açıdan progresif çok düşük dereceli metamorfizma özelliği yansıtmaktadır.

Kınalar üyesi arduvazları dokusal zon 4 özelliğine ve tümüyle pürüzsüz klivaja sahip olup, yüksek dereceli ankizon ve düşük dereceli epizonu yansıtmaktadır. Meta-silttaşları (dokusal zon 3) ise kaba sleyt klivajına sahiptir. Bakırtepe üyesi ankimeta-kumtaşları (dokusal zon 2) ankimeta-şeyl ve/veya arduvazları (dokusal zon 3) sleyt klivajından ziyade tabakalanma fabriği göstermektedir. Düzce üyesi ankimeta-kumtaşları (dokusal zon 2) Kınalar üyesindekilere göre daha az metamorfik izler taşımakta, ancak bindirme zonuna yakın kesimlerdeki karbonatlı arduvazlar (dokusal zon 3 ve 4) yer yer buruşma klivajı dokusu göstermektedir. Höyüktepe üye-



Şekil 8. Illit/muskovitlerin $d_{(060331)}$ veya b_0 değerleri ile $1(002)/1(001)$ oranı¹ arasındaki ilişki.

Figure 8. The relationships between d_{060331} or b_0 values and $1(002)/1(001)$ of illite/muscovite.

si kum taşları (dokusal zon 2), şeyi (dokusal zon 2-3) ve fosilli kristalize kireçtaşlarında yönlü doku ve rekristalizasyon oldukça zayıf gelişmiş olup, alttaki birimlere göre daha düşük diyajenetik/metamorfik evreyi temsil etmektedirler. Bu gözlemler dokusal zonların derecesinin esas olarak litoloji ile denentlendiğini ortaya koymaktadır. Aynı metamorfizma derecesine sahip killi kayalar, epiklastiklere göre daha ileri dokusal zonlara sahip olabilmektedir. Aynı litolojiler esas alındığında ise, alttan üste doğru dokusal zonların derecesinin azaldığı gözlenmiştir.

Bakırtepe ve Höyüktepe üyesinin aksine, Kınalar ve Düzce üyesine ait arduvaz/meta-şeyl ve meta-silttaşları yer yer olarak klorit-mika podları gözlenmektedir. Aynıde formasyona uğrayan benzer litolojilerdeki bu dokusal farklılık ilksel malzemenin bileşimi ile ilişkili gözlenmektedir.

Klorit-mika podlarının oluşumu ile ilgili olarak farklı görüşler bulunmaktadır. Bunlar detritik (Beutner, 1978), otijenik/neoformasyon (Hoepfener, 1956; Pye ve Krinsley, 1983), detritik biyotitin klorit ve illite alterasyonu (White ve diğerleri, 1985; Dimberline, 1986; Morad, 1986; Pique ve Wybrecht, 1987; Miladovski ve Zalasiewicz, 1991), tektonizmadan önce kil minerallerinin (smektit) klorit ve illit tarafından mimetik oratılması (Craig ve diğerleri, 1982; Woodland, 1982; 1985), detritik mikalardaki bazal laminalarda deformasyon etkisiyle kloritin büyümesi (Voli, 1960; Roy, 1978; Van der Pluijm ve Kaars-Sijpesteijn, 1984) ve tümüyle metamorfizma sırasındaki deformasyon ile oluşumu (Attlewell ve Taylor, 1969; Weber, 1981) biçiminde çeşitli köken ve mekanizmaları içermektedir. Metaklastitlerde gözlenen

podların deformasyondan ileri derecede etkilenmiş olmaları, podların kaynak malzemesini oluşturan detritik fillosilikatların sleyt slivajından önce de ortamda bulduklarına, diğer bir ifadeyle deformasyon ve/veya metamorfizma sırasında elipsoidal veya baklava biçimlerini aldıklarına işaret etmektedir. Bazı podlarda kloritleşmiş biyotitlerin varlığı da bunların detritik biyotitlerden itibaren geliştiğini göstermektedir. Ayrıca, klorit-mika podlarındaki klorit ve mikaların {001} düzlemlerinin tabakalanmaya yaklaşık paralel konumda olması da bunu destekler niteliktedir.

Klorit-mika podlarının uzun eksenleri Kınalar üyesinde klivaj, Düzce üyesinde ise tabakalanma düzlemlerine yaklaşık paralel olması, Kınalar üyesinin bindirme tektoniğinden daha fazla etkilendiğini göstermektedir. Klorit-mika podlarının uzun eksenleri ile podlardaki klorit ve mikaların {001} düzlemleri Kınalar üyesinde büyük bir bazen dike yakın açılar yapmakta iken, Düzce üyesinde genellikle birbirine paralel, ancak şiddetli klivaj gelişmesine neden olan bindirme zonlarında hem paralel hem de birbirine dik açılar sergilenmektedir. Sedimenter gömülmeyle ilişkili Doğu Toros Otoktonu'ndaki çok düşük dereceli metaklastitlerde uzun eksenleri ve {001} düzlemleri birbiriyle değişik açılar sunan podların bindirme tektoniği ile ilişkili olduğunu göstermektedir.

İnceleme alanındaki kayalar başlıca kuvars, fillosilikat, kalsit ve feldispat içermektedir. Kınalar ve Düzce üyesi fillosilikat, Bakırtepe üyesi kuvars, Höyüktepe üyesi ise kalsitçe daha zengindir. Bakırtepe-üyesi hem kalsit içermemesi hem de feldispat içermesi ile diğer birimlerden ayrılmaktadır. Kil boyu bileşenler illit/muskovit, klorit, P-M, paragonit, pirofillit, kaolinit (dikit), C,V, C-S, kloritoyid ve götitten oluşmaktadır. Kloritoyid yalnızca Kınalar üyesinde bulunmaktadır. Bakırtepe üyesi yalnızca illit/muskovit ve dikit, Höyüktepe üyesi ise bu minerale ek olarak klorit içermektedir. P-M, paragonit, pirofillit gibi indeks mineraller Kınalar ve Düzce üyesinde gözlenmekte, Bakırtepe ve Höyüktepe üyelerinde ise bulunmamaktadır. Bu durum olasılıkla birimlerin köken malzemesinin farklılığından veya gözenek suyunun Na içeriğinin düşük olmasından (Yang ve Hesse, 1991) kaynaklanmaktadır. P-M ve paragonit içeren birimlerde klorit-mika podlarının bulunması bu minerallerin podlardan kaynaklandığını düşündürmektedir. Klorit-mika podlarındaki mikaların paragonitik karakterde olduğu bazı araştırmacılarca da belirlenmiştir (Warr ve diğerleri, 1991). Klorit-mika podlarındaki mikaların fenjitik, matriksin ise paragonitik bileşime sahip olduğu görüşü ise daha yaygındır (Craig ve diğerleri, 1982; Dimberline, 1986; Milodowski ve Zalasiewicz, 1991; Li ve diğerleri, 1994).

İllit/muskovitlerin b_0 değerleri basınç koşullarından

KANGAL-ALACAHAN YÖRESİ (SİVAS) ÜST PALEOZOYİK

ziyade, illit/muskovitlerin bileşimsel farklılığı (seladonitik ve paragonitik), detritik ve P-M ve paragonit gibi farklı mikalarla birlikte bulunması ile ilişkili gözükmektedir. P-M ve paragonit içermeyen Bakırtepe üyesindeki mikalar (seladonitik muskovit) yüksek b_0 , buna karşın bu mineralleri içeren diğer birimlerde düşük değerler söz konusudur. Bu farklılık illit "kristalinite" ve $I(001)/I(002)$ diyagramında da göze çarpmaktadır. İllit/muskovitler Kınalar üyesinde tümüyle $2M_1$, Bakırtepe ve Düzce üyesinde ise $2M_j+1M_d$ karışımından oluşmaktadır. Kınalar ve Düzce üyelerinde incelenen kloritler ise tümüyle lib politipli ile temsil olunmaktadır.

İndeks minerallerden P-M aratabakalısının I/S→ Rekorit → P-m Paragonit+Muskovit dönüşümünde ara evreyi temsil eden yan-kararlı bir faz olduğu ileri sürülmüştür (Frey, 1969, 1970). P-M, paragonit ve pirofillit gibi tipik olarak ankizon ve/veya düşük dereceli epizonu temsil etmekte (Frey, 1987), ancak ender olarak ileri diyajenez evresinde gözlemlendiği de belirtilmektedir (Weaver ve Broekstra, 1984; Merriman ve Roberts, 1985).

Ankizon ve düşük dereceli epizonu temsil eden (Frey, 1987) pirofillitin dikit (Clauer ve Lucas, 1970) veya kaolinitten (Frey, 1970, 1978, Franceschelli ve diğ., 1986) itibaren Kaolinit+2Kuars → Pirofillit+H₂O reaksiyonu ile oluştuğu görüşü egemendir. Ayrıca, 2Muskovit+6Kuars+2H⁺ → 3Pirofillit+2K+ iyonik reaksiyonu ile de pirofillitin oluşumunun mümkün olduğu belirtilmektedir (Chennaur ve Dunoyer de Segonzac, 1967; Frey, 1978). Ancak pirofillit içeren örneklerde halen dikitin gözlenmesi, bu dönüşümün kaolinit/dikit+pirofillit biçiminde bir arafazdan geçerek gerçekleştiğini düşündürmektedir. Frey (1987) ise, kaolinit/dikit+pirofillit beraberliğini kaolinitin yan-kararlı olarak varlığını sürdürmesi veya aynı fazın retrograd gelişimi şeklinde yorumlamıştır.

Epizonu temsil eden (Frey, 1987) kloritoyid, Pirofillit+Klorit → Kloritoyid+Kuars+H₂O reaksiyonu boyunca gelişebilmektedir (Frey ve Wieland, 1975, Frey, 1987). Kloritoyidli örneklerde pirofillitin eser veya hiç bulunmaması pirofillitlerin kloritoyid oluşumuyla tüketildiğini göstermektedir.

C-V ve C-S türü karışık tabakalı kil minerallerinin Kınalar üyesinden ziyade Düzce üyesinde istatistiksel olarak daha yaygın olmaları bunların degradasyon mekanizmasından (Millot, 1970) ziyade, gömülme diyajenezi/metamorfizmasıyla smektitin klorite doğru progressif evrimindeki ara evreyi (Hoffman ve Hower, 1979; Chang ve diğerleri, 1986) temsil ettiklerini göstermektedir.

İnceleme alanında allokton konumlu olarak yer alan birimde P-M, paragonit, pirofillit ve kloritoyid gibi

indeks minerallerin bulunması, buna karşın Toros kuşağındaki aynı ve hatta daha yaşlı otokton birimlerde gözlenmemesi (Çelik ve diğerleri, 1991; Bozkaya, 1995) bu minerallerin Toros kuşağında yüzeyleyen otokton ve allokton birimlerin birbirinden ayırt edilmesinde ölçüt olabileceğini düşündürmektedir.

Yukarıda belirlenen dokusal ve mineralojik ve/veya parajenetik ilişkiler inceleme alanındaki kayaçların önce gömülme ile P-T-t yönünün tersi, daha sonra gelişen bindirme tektoniği ile P-T-t yönünde metamorfizmaya uğradığını göstermektedir. Orojenik kuşaklan ve/veya çarpışma zonlarını temsil eden bu tür metamorfizma, çarpışma ve tektonik gömülmenin neden olduğu kabuk kalınlaşması sonucu oluşmaktadır (England ve Thompson, 1984; Robinson, 1987). İnceleme alanı ve yakın çevresindeki ana bindirmeler gözönüne alındığında metamorfizma yaşının Üst Kretase ve daha genç olduğunu düşündürmektedir. Ayrıca, Neojen'de Arap ve Avrasya levhalarının kıtasal çarpışması (Şengör ve Yılmaz, 1981) sırasında da yeni bir tektonik deformasyona uğramış olmalıdır. Ancak, inceleme alanındaki bu deformasyonların önem sırası tam olarak bilinmemektedir.

Dokusal-yapısal ve mineralojik açıdan Alplerin belirli kesimlerine benzerlik sunan Toros kuşağında yer alan inceleme alanında Alplerdeki gibi diyajenetikten amfibolit fasiyesine kadar geçiş (Frey, 1970; 1978, 1986) belirlenmemiştir. Bunun nedeni birimin olasılıkla daha yüksek dereceli metamorfizmayı temsil eden alt seviyelerinin yüzeylenmemiş olmasından kaynaklanmaktadır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, C.Ü. Araştırma Fonu çerçevesinde DPT tarafından desteklenen temel araştırma projesinin bir kesimini kapsamaktadır. Arazi ve laboratuvar çalışmalarındaki yardımlarından dolayı Arş. Gör. Gülşen Gümüşişer ve stajyer öğrenci Didem Özkan ile Kimya Mühendisi Fatma Yalçın ve Kimyager Ünit Şengül'e, organik petrografik incelemelerine olanak sağlayan Dr. Ali İhsan Karayigit'e (H.Ü.), ayrıca yapısal unsurların yorumlanmasındaki katkıları için Dr. Haluk Temiz'e teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Attlewell, P., ve Taylor, R.K., 1969. A microtextural interpretation of a Welsh slate. *International Journal of Mechanics and Mining Sciences*, 6,423-438.
- Bailey, S.W., 1980. Structures of layer silicates. In *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identifications*, eds. Brindley, G.W. and Brown, G., Min. Soc. London, 2-213.
- Bailey, S.W., 1988. X-ray diffraction identification of the polytypes of mica, serpentine, and chlorite. *Clays and Clay Minerals*, 36,193-213.
- Baykal, F., 1966. 1:500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Sivas Paftası. MTA Yayını.
- Beutner, E.C., 1978. Slaty cleavage and related strain in Mar-

- tinsburg slate, Delaware Water Gap, New Jersey. Amer. Journ. of Sci. 278, 1-23.
- Bozkaya, Ö., 1995. Doğu Toroslardaki (Sanz-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. ve Yalçın, H., 1992. Hekimhan havzası (Kuzeybatı Malatya) Üst Kretase-Tersiyer istifinin jeolojisi. TPJD Bülte, Ozan Sungurlu özel Sayısı, 4/1, 59-80.
- Bozkaya, ö. ve Yalçın, H., 1996a. Diyajenez-metamorfizma geçişinin belirlenmesinde kullanılan yöntemler. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 49,1-22.
- Bozkaya, Ö. ve Yalçın, H., 1996b. Doğu Toros otoktonu ve örtü kaya birimlerinin litoloji ve mineralojisi (Sanz-Tufanbeyli-Saimbeyli yöresi. C.Ü. Müh. Fak. Derg., Seri A-Yerbilimleri (baskıda).
- Boztuğ, D., Larson, L.T., Yılmaz, S., Uçurum, A. ve öztürk, A., 1994. Alacahan yöresi (GD Sivas) lisfenitlerinin jeolojik konumu,"mineralojisi ve değerli metal içeriği. Ç.Ü. Müh.-Mim. Fak., 15. Yıl Semp., 4-7 Nisan, Special Issue, 123-138.
- Brindley, G.W., 1980. Quantitative x-ray mineral analysis of clays: in Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification, G.W. Brindley and G. Brown, eds., Mineralogical Society, London, 411-438.
- Chang, H.K., Mackenzie, F.T. ve Schoonmaker, J., 1986. Comparisons between die diagenesis of dioctahedral and trioctahedral smectite, Brazilian offshore basins. Clays and Clay Minerals, 34, 407-423.
- Chennaux, G. ve Dunoyer de Segonzac, G., 1967. Etude pétrographique de la pyrophyllite du Silurien et du Dévonien au Sallara, répartition et origine. Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr. 20, 195-210.
- Clauer, N. ve Lucas, J., 1970. Minéralogie de la fraction fine des schistes de Steige-Vosges septentrionales. Bull. Groupe Fr. Argues, 22, 223-235.
- Craig, J. ve Fitches, W.R., ve Maltman, A.J., 1982. Chlorite-mica stacks in low-strain rocks from Central Wales. Geological Magazine, 119, 243-256.
- Çelik, M., Karakaya, N. ve Turan, A., 1991. Erken Paleozoyik yaşlı killerin mineraloji ve metamorfizma özellikleri: Konya Güney ve Güneybatısı. V. Ulusal Kil Sempozyumu, A.Ü., Eskişehir, Bildiriler Kitabı (Ed: M. Zor), 62-73.
- Dimberline, A.J., 1986. Electron microscope and microprobe analysis of chlorite-mica stacks in the Wenlock turbidites, mid Wales, UK. Geological Magazine, 123,299-306.
- Eberl, D.D. ve Velde, B., 1989. Beyond the Kübler index. Clay Minerals, 24, 571-577.
- England, P.C., Thompson, A.B., 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism; 1. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. Journal of Petrology, 25, 894-928.
- Esquevin, J., 1969. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. Bull. Centre Rech. Pau-SNPA 3,147-153.
- Folk, R.L., 1968. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemp-hill's, Austin-Texas, 170 pp.
- Franceschelli, M., Leoni, L., Memi, I. ve Puxeddu, M., 1986. Regional distributions of Alsilicates and metamorphic zonation of the low-grade "Verrucano" metasediments from the northern Apennines (Italy). J. Metamorphic Geol., 4, 309-332.
- Frey, M., 1969. A mixed-layer paragonite/phengite of low-grade metamorphic origin. Cont Min. Petr., 24, 63-65.
- Frey, M., 1970. The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis. Sedimentology, 15,261-279.
- Frey, M., 1978. Progressive low-grade metamorphism of a black shale formation, Central Swiss Alps, with special reference to pyrophyllite and margarite bearing assemblages. Journal of Petrology, 19, 95-135.
- Frey, M., 1986. Very low-grade metamorphism of the Alp-An introduction. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 66,13-27.
- Frey, M., 1987. Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In Low Temperature Metamorphism. Ed. Frey, M., Blackie & Son, Glasgow, 9-58.
- Frey, M. Saunders, J. ve Schwander, H., 1988. The mineralogy and metamorphic geology of low-grade metasediments, Northern Range, Trinidad. J. Geol. Soc. London, 145, 563-575.
- Frey, M., Wieland, B., 1975. Chloritoid in autochthon-paraautochthonen Sedimenten des Aarmassivs. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt, 55, 407-418.
- Gray, D.R., 1977a. Some parameters which affect die morphology of crenulation cleavages. Journal of Geology, 85, 763-780.
- Gray, D.R., 1977b. Morphologic classification of crenulation cleavage. Journal of Geology, 85, 229-235.
- Guidotti, C.V., 1984. Micas in metamorphic rocks. In Micas, ed. Bailey, S.W., Reviews in Mineralogy 13, Mineralogical Society of America, 357-467.
- Guidotti, C.V. ve Sassi, F.P., 1986. Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite & Q data from low-grade metapelites. Neues Jb. Miner. Abh. 153, 363-380.
- Gültekin, A.S., 1993. Alacahan-Çetinkaya-Divriği (Sivas ili) arasında kalan alanın jeolojisi. Doktora Tezi, istanbul Üniversitesi, Fen Bil. Enst., 183 s (yayınlanmamış).
- Hoeppener, R., 1956. Zur Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. Geologische Rundschau. 45,247-283.
- 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, ed. Scholle, P.A. and Schluger, P.R., Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 26, 55-79.
- Hunziker, J.C., Frey, M., Clauer, N., Dallmeyer, R.D., Friedrichsen, H., Flehming, W., Hochstrasser, K., Roggyler, P. ve Schwander, H., 1986. The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. Contrib. Mineral. Petrol, 92, 157-180.

KANGAL-ALACAHAN YÖRESİ (SİVAS) ÜST PALEOZOYİK

- inan, S., Öztürk, A. ve Gürsoy, H., 1993. Ulaş-Sincan (Sivas) yöresinin stratigrafisi. *Doğa-Türk Yerbilimleri Dergisi*, 2, 1-15.
- Kisch, H.J., 1983. Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) in clastic rocks. In *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks*, 2, eds. Larsen, G. and Chilingar, G.V., Elsevier, Amsterdam, 289-493 and 513-541 (Appendix B-literature published since 1976).
- Kish, H.J., 1991. Development of slaty cleavage and degree of very-low-grade metamorphism: a review. *J. Metamorphic Geology*, 9, 735-750.
- Koptagel, O. ve Gökçe, A., 1991. Başçayır-Dağönü (Ulaş-Sivas) yöresinde Divriği ofiyolüü karışığının ana bileşenleri ve kromit yataklarının jeolojisi. *C.Ü. Yerbilimleri*, 8, 101-117.
- Kossovskaya, A.G. ve Shutov, V.D., 1958. Zonality in the structure of terrigenous deposits in platform and geosynclinal regions. *Eclogae Geol. Hevl.*, 51, 656-666.
- Kossovskaya, A.G. ve Shutov, V.D., 1963. Facies of regional epigenesis and metagenesis (in Russian). *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol.* 1963(7), 3-18 (transl. in *Int. Geol. Rev.*, 7(1965), 1157-1167).
- Kossovskaya, A.G. ve Shutov, V.D., 1970. Main aspects of the epigenesis problem. *Sedimentology*, 15, 11-40.
- Krumm, H., 1984. Anchimetamorphose im Anis und Ladin (Trias) der Nördlichen Kalkalpen zwischen Arlberg und Kaisergebirge-ihre Verbreitung und deren baugeschichtliche Bedeutung. *Geol. Rdsch.* 73, 223-257.
- Kübler, B., 1984. Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagenèse, température et calorimétrie. In *Thermométrie et barométrie géologiques*, ed. M. Lagache, Soc. Franc. Minér. Crist., Paris, 489-596.
- Li, G., Peacor, D.R., Merriman, R.J., Roberts, B. ve van der Pluijm, B.A., 1994. TEM and AEM constraints on the origin and significance of chlorite-mica stacks in slates: an example from Central Wales, U.K. *Journ. Struct. Geol.*, 16, 8, 1139-1157.
- Maxwell, D.T. ve Howver, J., 1967. High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian Belt Series. *Amer. Miner.* 52, 843-857.
- Merriman, R.J. ve Roberts, B., 1985. A survey of white mica crystallinity and polytypes in pelitic rocks of Snowdonia and Llyn, North Wales. *Mineral. Mag.* 49(3), 305-319.
- Millot, G., 1970. *Geology of Clays*, (trans. W.R. Farrand and H. Paquet). Springer Verlag, New York, Berlin, 429pp.
- Milodowski, A.E. ve Zalasiewicz, J.A., 1991. The origin, sedimentary, diagenetic and metamorphic evolution of chlorite-mica stacks in Llandovery sediments of central Wales, UK. *Geological Magazine*, 128, 263-278.
- Morad, S., 1986. Mica-chlorite intergrowths in very low-grade metamorphic sedimentary rock from Norway. *Norges Jb. Mineral. Abb.*, 154, 271-287.
- özgül, N., 1976. Toroslann bazı temel jeolojik özellikleri. *T.J.K. Bülteni*, 19, 1, 65-78.
- Piqué, A. ve Wybrecht, E., 1987. Origine des chlorites de l'épizone héritage et cristallisation synschisteuse Exemple des grauwackes cambriennes du Maroc occidental. *Bull. Minéral.*, 110, 665-682.
- Pye, K. ve Krinsley, D.H., 1983. Inter-layered clay stacks in Jurassic shales. *Nutare*, 304, 618-620.
- Robinson, D., 1987. Transition from diagenesis to metamorphism in extensional and collision settings. *Geology*, 15, 866-869.
- Roy, A.B., 1978. Evolution of slaty cleavage in relation to diagenesis and metamorphism: a study from the Hunsrückschiefer. *Geological Society of America Bulletin*, 89, 1775-1785.
- Sayar, C. ve Gültekin, A.S., 1993. Kangal (Sivas) çevresi yeşilist fasiyesinde Devoniyen-Karbonifer Brakiyopodlan. 46. T.J.K. Bildiri Özleri, s. 136.
- Sayar, C., Gültekin, A.S., 1995. The stratigraphy, age and faunal community of Kangal formation (greenschist), Sivas, Turkey. *Second International Turkish Geology Workshop*, September 6-8, Cumhuriyet University, Sivas, Turkey, p. 99.
- Sassi, F.P. ve Scolari, A., 1974. The b_0 value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. *Contrib Miner Petrol* 45, 143-152.
- Srodon, J., 1984. X-ray powder diffraction identification of illitic materials. *Clays and Clay Minerals*, 32, 337-349.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Teichmüller, M., 1987. Organic material and very low-grade metamorphism. In *Low Temperature Metamorphism*. Ed. Frey, M., Blackie & Son, Glasgow, 114-161.
- Tunç, M., özçelik, O., Tutkun, Z. ve Gökçe, A., 1991. Divriği-Yakuplu-İliç-Hamo (Sivas) yöresinin temel jeoloji özellikleri. *Doğa-Türk Müh. Çevre Bil. Dergisi*, 15, 225-245.
- Uçurum, A. ve Yalçın, H., 1993. The geology and geochemistry of the northern Hasaңçelebi volcanics (Northwest Malatya-Turkey). *Seventh Meeting of European Union of Geosciences (EUG VII)*, Strasbourg, 4-8 April, Terra, Abstracts, p. 585-586.
- Van der Pluijm, B. ve Kaars-Sijpesteijn, C.H., 1984. Chlorite-mica aggregates: morphology, orientation, development and bearing on cleavage formation in very-low-grade rocks. *Journal of Structural Geology*, 6, 399-407.
- Voll, G., 1960. New work on petrofabrics. *Liverpool and Manchester Geological Journal*, 2, 503-567.
- Warr, L.N., Primmer, T.J. ve Robinson, D., 1991. Variscan very low-grade metamorphism in southwest England: a diastathermal and thrust-related origin. *J. Metamorphic Geol.*, 9, 751-764.
- Warr, L.N. ve Rice, A.H.N., 1994. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *J. Metamorphic Geol.*, 12, 141-152.

- Weaver, C.E. ve Broekstra, B.R., 1984. Illite-mica. In Shale-Slate Metamorphism in Southern Appalachians, eds. Weaver, C.E. et al., Developments in Petrology 10, Elsevier, Amsterdam, 67-97.
- Weber, K., 1981. Kinematic and metamorphic aspects of cleavage formation in very low-grade metamorphic slates. Tectonophysics, 78, 291-306.
- White, S.H., Huggett, J.M. ve Shaw, H.E., 1985. Electron-optical studies of phyllosilicate intergrowths in sedimentary and metamorphic rocks. Mineralogical Magazine, 49, 413-423.
- Woodland, B.G., 1982. Gradational development of domainal slaty cleavage, its origin and relation to chlorite porphyroblasts in the Martinsburg Formation, eastern Pennsylvania. Tectonophysics, 82, 89-124.
- Woodland, B.G., 1985. Relationship of concretions and chlorite-muscovite porphyroblasts to the development of domainal cleavage in low-grade metamorphic deformed rocks from north-central Wales, Great Britain. Journal of Structural Geology, 7, 205-215.
- Yalçın, H. ve Bozkaya, Ö., 1995a. Sepiolite-palygorskite from the Hekimhan region (Turkey). Clays and Clay Minerals, 43, 6, 705-717.
- Yalçın, H. ve Bozkaya, O., 1995b. Kangal-Çetinkaya alt baseni (Sivas baseni) görsel palygorsküerinin mineralojisi ve jeokimyası. VII. Ulusal Kil Sempozyumu, MTA, Ankara, 27-30 Eylül, Bildiriler Kitabı (Eds. M. Şener, F. öner, E. Koşun), 105-116.
- Yang, C. ve Hesse, R., 1991. Clay minerals as indicators of diagenetic and anchimetamorphic grade in an overthrust belt, External domain of southern Canadian Appalachians. Clay Minerals, 216, 211-231.
- Yılmaz, A., 1994. Çarpışma sonrası bir çanak örneği: Sivas havzası, Türkiye. Türkiye 10. Petrol Kongresi, s. 21-33.

Makalenin geliş tarihi: 2.10.1996

Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 10.05.1997

Received October 2, 1996

Accepted May 10, 1997