



## Amanoslar bölgesi Paleozoyik kayaların mineralojisi

### *The mineralogy of Paleozoic rocks from the Amanos region, Turkey*

Ömer BOZKAYA<sup>1</sup>, Hüseyin YALÇIN<sup>1</sup>, Hüseyin KOZLU<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 SİVAS

<sup>2</sup>Niğde Sokak, No. 18/1, Dikmen, ANKARA

Geliş (received) : 19 Eylül (September) 2008

Kabul (accepted) : 12 Ocak (January) 2009

#### ÖZ

Amanoslar bölgesine ait Prekambriyen-Triyas yaşlı istif; başlıca klastik ve karbonat kayalar ile bunların çok düşük dereceli metamorfik eşdeğerlerinden oluşmaktadır. Bunlar kalsit, dolomit, kuvars, feldispat, götit ve fillosilikat (illit, klorit, kaolinit, paragonit, paragonit-muskovit, smektit, illit-klorit, klorit-vermikülit ve klorit-smektit) mineralleri içermektedir. Kuvars ve feldispat miktarı sırasıyla Zabuk ve Sadan, kalsit Hasanbeyli ve Çanaklı, dolomit Koruk formasyonunda en yüksek düzeye ulaşmaktadır. Illit tüm birimlerde ve bol miktarda bulunmakta; klorit Sadan, Sosink ve Hasanbeyli; kaolinit az miktarda Zabuk ve Koruk ve Seydişehir; illit-klorit Sadan, Seydişehir ve Kızlaç; klorit-vermikülit Seydişehir, Kızlaç ve Akçadağ; klorit-smektit ise Sadan ve Sosink formasyonlarında artmaktadır. Paragonit ve paragonit-muskovit yalnızca Kızlaç ve Akçadağ formasyonlarında gözlenmektedir. Illit ve *I/b* kloritler büyük ölçüde ankimetamorfik, kısmen de geç diyajenetik ve epimetamorfik kristalinite derecesine sahiptir. Illitlerin  $b_0$  parametresi birimler için ayırt edici olup, Seydişehir ve daha yaşlı birimlerde yüksek, buna karşın daha genç formasyonlarda (Kızlaç, Hasanbeyli ve Cudi) daha düşük değerler ölçülmüştür.  $2M_1$  illitler tüm birimlerde,  $1M$  Prekambriyen-Ordoviziyen (Sadan, Zabuk, Koruk, Sosink ve Seydişehir),  $1M_d$  ise Devoniyen'de (Hasanbeyli), daha az da Prekambriyen-Ordoviziyen'de gözlenmektedir. Klorit ve klorit-aratabakalı minerallerin arttığı seviyelerde feldispatların da artması volkanik beslenme ile ilişkili olup, bu birlikteliğe  $1M$  illitler eşlik etmektedir. Mineralojik özelliklerin kalınlığa veya jeolojik yaşa göre düzenli bir dağılım sunmaması ve bazı formasyonlar arasında ani değişimlerin gözlenmesi, bunun diyajenez/metamorfizma derecesinden ziyade, büyük ölçüde köken kayaç ve jeodinamik evrim ile ilişkili olduğunun göstergesidir. Pasif kıta kenarı ortamındaki çökelmeyi temsil eden istifte; Prekambriyen Sadan formasyonu sıkışmalı, Ordoviziyen Bedinan formasyonu ve Devoniyen Akçadağ formasyonları ise açılmalı havzalara özgü mineralojik karakteristiklere sahiptir. İstifin Alt Paleozoyik kesimi mineralojik açıdan, Doğu Toros Otoktonu (Geyikdağı Birliği) istifindeki eşdeğerlerine benzer, buna karşın Devoniyen-Triyas kesimi Toros Kuşağı birlikleri ve Hazro bölgesindeki Güneydoğu Anadolu Otoktonu'na ait eşdeğerlerine göre farklıdır.

**Anahtar Kelimeler:** Amanoslar, çok düşük dereceli metamorfizma, fillosilikat, kristalinite, politipi.

#### ABSTRACT

*In the Amanos region, a Precambrian-Triassic sequence is formed by mainly clastic and carbonate rocks and their very low-grade metamorphic equivalents that contain calcite, dolomite, quartz, feldspar, goethite and phyllosilicate (illite, chlorite, kaolinite, paragonite, paragonite-muscovite, smectite, illite-chlorite (I-C), chlorite-vermiculite (I-V) and chlorite-smectite (C-S)) minerals. Of these, maximum quantities are reached for quartz and feldspar in Zabuk and Sadan, calcite in Hasanbeyli and Cudi, and dolomite in the Koruk formations. Illite is abundantly found in all units, whereas there are increases in the chlorite contents in the Sadan, Sosink and Hasanbeyli formations, a minor amount of kaolinite in the Zabuk, Koruk and Seydişehir formations, I-C in the Sadan, Seydişehir and Kızlaç forma-*

tions, C-V in the Seydişehir, Kızlaç and Akçadağ formations, and C-S in the Sadan and Sosink formations. Paragonite and paragonite-muscovite are observed only in the Kızlaç and Akçadağ formations. Illites and Illb chlorites have mostly anchimetamorphic and partly late diagenetic and epimetamorphic crystallinity degrees. The  $b_0$  parameters of the illites are distinctive for units, and higher values are measured for Seydişehir and older units, whereas lower values are found for the younger units (Kızlaç, Hasanbeyli and Cudi).  $2M_1$  illites are observed in all units, but  $1M$  in Precambrian-Ordovician units (Sadan, Zabuk, Koruk, Sosink and Seydişehir) and  $1M_d$  in Devonian (Hasanbeyli) and in Precambrian-Ordovician units, in smaller amounts. Feldspar also increases in the chlorite and chlorite-interlayered minerals-bearing levels that are related to volcanic feeding, and  $1M$  polytype accompanies this association. The mineralogical properties have no regular distribution based on thickness and geological age, and sudden changes are observed between some of the formations, which is an indication related to mostly source rock, tectonic setting and geodynamic evolution rather than to degrees of diagenesis/metamorphism. In the sequences representing passive margin depositional environments, the Precambrian Sadan formation and Ordovician Bedinan and Devonian Akçadağ formation have the mineralogical characteristics of convergent- and extensional basins, respectively. The lower Paleozoic parts of the sequence are similar to equivalents in the Eastern Taurus Autochthon (Geyikdağı Unit) with regard to mineralogic features, but its Devonian-Triassic part is different from equivalent parts of the units of the Tauride Belt and Southeastern Anatolian Autochthon in the Hazro region.

**Keywords:** Amanos, very low-grade metamorphism, phyllosilicate, crystallinity, polytype.

## GİRİŞ

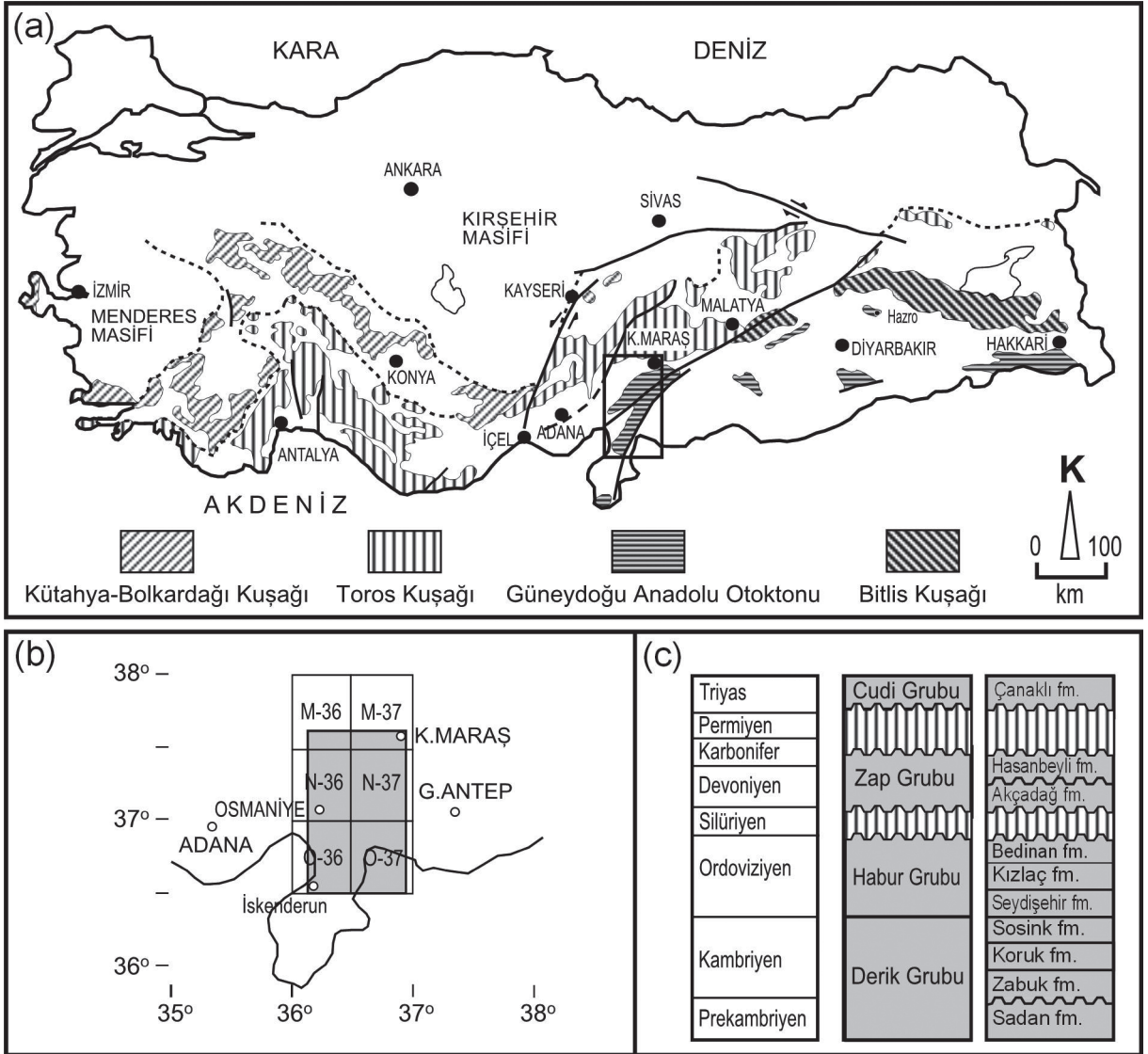
Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde güneyden kuzeye doğru; Arap platformu, şaryaj cephesi (nap cephesi) ve bindirme alanı olmak üzere üç tektonik kuşak ayırtlanmıştır (Yılmaz, 1993). Bunlardan Arap Platformu Kambriyen-Tersiyer yaş aralığına sahip otokton sedimanter, Bindirme alanı ofiyolitik, metamorfik, volkanik-volkanoklastik, Arap Platformu'nun kuzey kesimini sınırlayan ters fay ve bindirme dilimlerinden oluşan şaryaj cephesi ise Üst Kretase-Alt Miyosen yaşlı sedimanter kayaçlar ile temsil edilmektedir.

Alpin Orojenezi'nin etkin olmadığı veya kısmen etkin olduğu Türkiye'deki Paleozoyik yaşlı sedimanter kayaç istifleri; kaynak kayaç, tektonik konum ve paleocoğrafik evrim ile ilgili önemli kayıtlar içermektedir. Arap Platformu veya Güneydoğu Anadolu Otoktonu (GDAO) olarak adlandırılan (Göncüoğlu vd., 1997) Amanoslar bölgesinde Paleozoyik istif geniş bir yayılım sunmaktadır (Şekil 1 ve 2). Yılmaz ve Duran (1997) tarafından hazırlanan otokton ve allohton litostatigrafik birimlere ilişkin stratigrafi sözlüğünden (Lexicon) de görüleceği üzere, bölgede jeolojik amaçlı birçok çalışma gerçekleştirilmiştir (Rigo de Righi ve Cortesini, 1964; Ketin, 1966; Yalçın, 1979, 1980; Günay, 1984, 1998; Önalın, 1986; Demirkol, 1988; Dean ve Monod, 1990; Perinçek vd., 1991; Yetiş vd., 1991; Yılmaz, 1993; Yılmaz vd., 1993; Bozdoğan ve Ertuğ, 1997;

Dean vd., 1985, 1997). Bunlar başlıca; stratigrafik, tektonik ve paleontolojik veriler sunmakta olup, sedimanter kayaçların mineralojik tarihçesini ortaya çıkaracak ayrıntılı bir çalışma bulunmamaktadır.

Prekambriyen-Tersiyer yaş aralığına sahip sedimanter kayaçlardan oluşan ve 15 km'ye ulaşan kalınlığa sahip GDAO istifi başlıca; kumtaşı, silttaşı, şeyl ve karbonatlar ile bu kayaçların çok düşük dereceli metamorfik eşdeğerlerini içermektedir. Paleozoyik'te kırıntılı, Mesozoyik ve Senozoyik'te ise karbonat kayaçları daha baskındır. GDAO'nun Paleozoyik kesimi doğudan batıya doğru tipik olarak Amanoslar, Penbeğli-Tut, Diyarbakır-Hazro ve Hakkari-Çukurca bölgelerinde yüzeylenmektedir (bknz. Şekil 1a). Alt Paleozoyik için Amanoslar bölgesi, Üst Paleozoyik için ise Diyarbakır-Hazro bölgeleri karakteristik bölgeleri oluşturmaktadır. Arazi gözlemleri ve örnekleme yapılan bölgeler Amanoslar bölgesinde Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı GDAO kayaçlarının yüzeylendiği Gaziantep M36, M37, N36, N37, Antakya O36 ve O37 1:100.000 ölçekli paftalarını kapsamaktadır.

Daha önce çoğunlukla Toros Kuşağı'na ait birlikler üzerinde gerçekleştirilen dokusal ve mineralojik (kristalinite, politipi,  $b_0$ ) birçok çalışma, bu kuşağın Paleozoyik dönemine ait evriminin yorumlanmasına farklı bir boyut kazandırmıştır (Bozkaya ve Yalçın, 1997a ve 1997b; Yalçın ve Bozkaya, 1997; Bozkaya ve Yalçın, 1998; Boz-



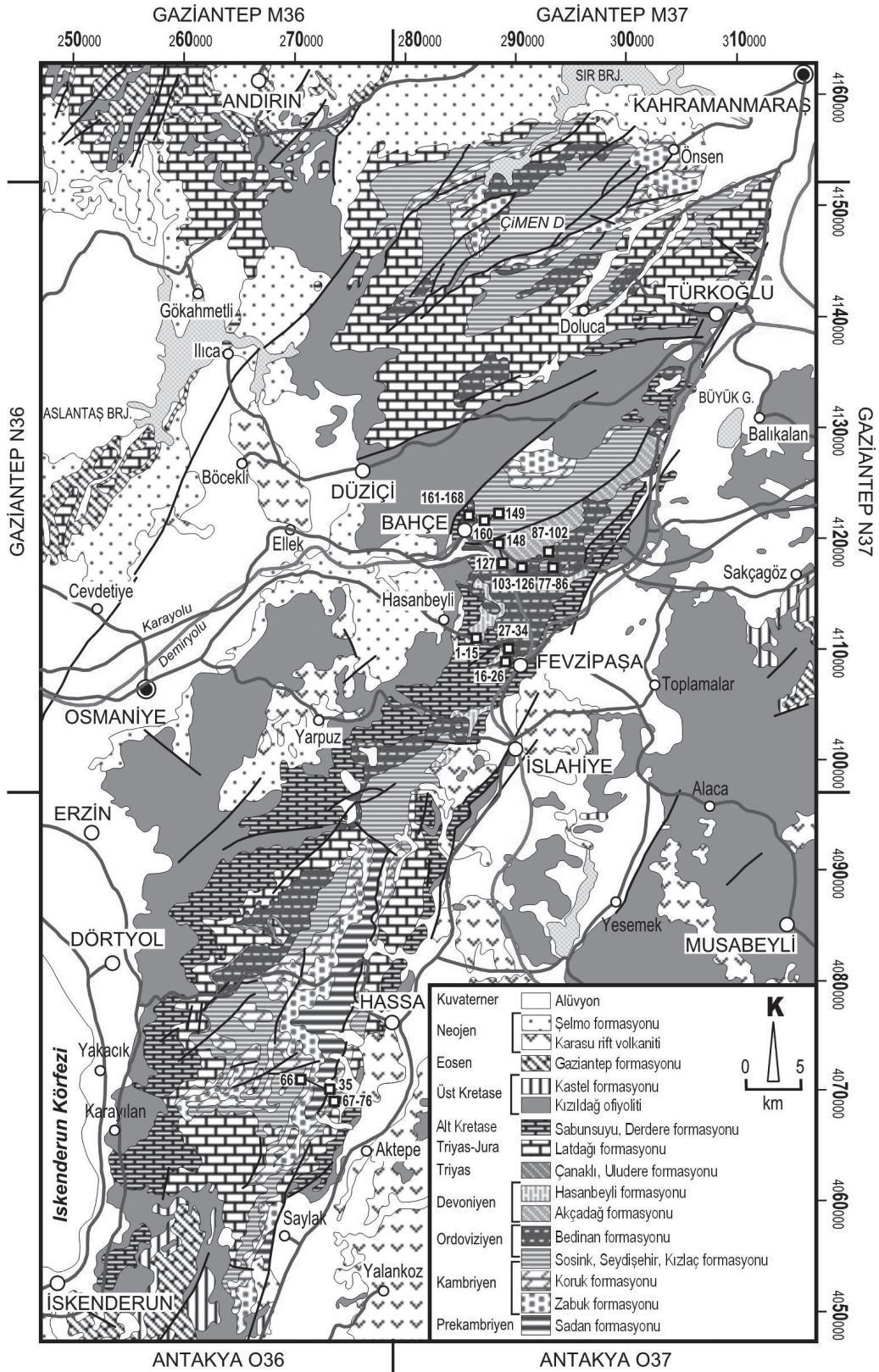
Şekil 1. (a) Güney Anadolu'nun tektonik birlikleri (Göncüoğlu vd, 1997), (b) Amanoslar bölgesindeki inceleme alanının pafta indeksi, (c) Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı birimlerinin dikey dağılımı.

Figure 1. (a) Tectonic units of southern Anatolia (Göncüoğlu et al., 1997), (b) map index of the study area in the Amanos region, (c) vertical distribution of the Paleozoic-Lower Mesozoic units.

kaya, 1999, 2001; Bozkaya ve Yalçın, 2000; Bozkaya vd., 2002; Bozkaya ve Yalçın, 2004a ve 2004b; Bozkaya ve Yalçın, 2005; Bozkaya vd., 2006; 2007). Bu çalışmada, Amanoslar bölgesinde yüzeylenen Paleozoyik yaşlı kayaların diyajenez/metamorfizma derecelerinin belirlenerek Toros Kuşağı'ndaki birliklerle (Özgül, 1976) benzerlik ve/veya farklılıklarının belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu çerçevede Amanoslar (Hatay-Kahramanmaraş) bölgesinde yüzeylenen Paleozoyik yaşlı sedimanter birimler incelenerek,

- (i) Otokton istifin düşey yöndeki dokusal-mineralojik dağılımı oluşturularak, istifteki farklı beslenme veya mineralojik zonların ortaya konulması,
- (ii) Otokton istifin Toros Kuşağı'ndaki birliklerle mineralojik-petrografik ve diyajenez/metamorfizma derecesi açısından denştirilerek olası eşdeğer seviyelerin saptanması ve KB Gondwana'nın Paleozoyik evrimine ek kanıtlar sunulması ve
- (iii) Kristalinite ve b hücre mesafesindeki ani de-





Şekil 2. Amanoslar bölgesinin jeoloji haritası (Yalçın, 1980 ve MTA, 2002'den değiştirilerek düzenlenmiştir).  
Figure 2. Geologic map of the Amanos region (modified from Yalçın, 1980 and MTA, 2002).

ğişimler belirlenerek bilinen veya olasılı stratigrafik uyumsuzluklar ve/veya düzensizlikler ile Alpin ve Alpin-öncesi paleocoğrafik/ paleotektonik olaylarla ilişkilerinin araştırılması mümkün olabilecektir.

## STRATİGRAFI VE LİTOLOJİ

Amanoslar bölgesindeki istifin stratigrafik özellikleri Yılmaz ve Duran (1997) ile Günay (1998) tarafından derlenen çalışmalarda ayrıntısıyla verilmiş olup, bu çalışmada özet bilgi ve ek gözlemler verilmekle yetinilecektir.

Sadan formasyonu; tabanı gözlenememekte, üst sınırı ise Zabuk formasyonu ile uyumlu bir ilişki sunmaktadır. Birimin yaşı stratigrafik ilişkileri gözetilerek Prekambriyen olarak kabul edilmektedir (Yılmaz ve Duran, 1997). Formasyon başlıca; metakumtaşı, metasilttaşı ve metaşeyl litolojilerinden oluşmakta, ender olarak metavolkanit arakatıkları içermektedir. Formasyonun yeşilimsi metakumtaşlarından oluşması ve üst seviyelerde, ender de olsa, volkanik arakatıkların gözlenmesi, birimi oluşturan kırıntılı kayaçların büyük ölçüde volkanik bir kaynaktan türemiş olduğu izlenimini vermektedir.

Zabuk formasyonu; Kuzey Amanoslar'da Türkoğlu ve Bahçe arasında, Güney Amanoslar'da Hassa batısında yaklaşık kuzey-güney doğrultulu uzanan Sadan formasyonu'nu çevreler biçimde yüzeylemektedir (bknz. Şekil 2). Birimin alt sınırı Sadan formasyonu üst sınırı ise Koruk formasyonu ile uyumlu bir ilişkiye sahiptir. Zabuk formasyonu, fosil içermemekle birlikte, üzerindeki formasyonun Orta Kambriyen olması nedeniyle yaşı Alt Kambriyen olarak kabul edilmiştir. Birim başlıca; pembemsi-morumsu ve yer yer mikalı metakumtaşlarından oluşmaktadır. Metakumtaşları genel olarak orta-kalın tabakalı bir görünüm sergilemektedirler. Bileşenleri önemli ölçüde kuvarsit, ender olarak da fillit, şist ve gnays parçacıkları oluşturmaktadır.

Koruk formasyonu; Kuzey Amanoslar'da Türkoğlu ve Andırın arasında, Güney Amanoslar'da ise Hassa ve Dörtöyl arasında yaklaşık kuzey-güney doğrultulu yüzlek sunmaktadır. Formasyon altındaki Zabuk formasyonu ile uyumlu, üstündeki Sosink formasyonu ile

dereceli geçişlidir. Birimin yaşı Orta Kambriyen olarak belirlenmiştir (Dean vd., 1981). Birim bütünüyle karbonat kayaçlarla temsil edilmektedir. Alt seviyeleri gri-siyah metadolomit, üstte doğru kalsitli metadolomit, üst seviyeleri ise bütünüyle gri-siyah dolomitlerden oluşmaktadır.

Sosink formasyonu; Kuzey Amanoslar'da Bahçe ve Türkoğlu arasında, Güney Amanoslar'da Dörtöyl ve Hassa arasında yüzlek sunmaktadır. Birimin alt sınırı Koruk formasyonu ile uyumlu, üst sınırı ise Seydişehir formasyonu ile dereceli geçişlidir. Formasyonun alt seviyelerindeki fosilli kireçtaşlarından Orta Kambriyen yaşı elde edilmiştir (Dean vd., 1981). Genel olarak Orta Kambriyen yaşlı olduğu bilinmekle birlikte (Dean ve Monod, 1990) üstünde uyumlu olarak yeralan Alt Ordoviziyen yaşlı Seydişehir formasyonunun gözlenmesi nedeniyle birimin yaşının Orta-Üst Kambriyen olarak değerlendirilmesinin uygun olacağı belirtilmiştir (Günay, 1984, 1998). Formasyonun alt seviyelerini metasilttaşı arakatıklı yumru kireçtaşları oluşturmaktadır. Sarımsı-kahve yumru kireçtaşları bu formasyon için karakteristik olup, uzun eksenleri tabaka düzlemine paralel olarak yönelmiş boşluklar ve/veya gözenekler içermektedir. Bu litolojileri bol fosilli kireçtaşı seviyesi izlemektedir. Orta seviyeleri yeşil sleyt ve gri-yeşil metasilttaşı, üst seviyeler ise gri, grimsi yeşil metasilttaşı ve gri, yeşilimsi kahve metakumtaşlarından oluşmaktadır.

Seydişehir formasyonu; Kuzey Amanoslar bölgesinde Türkoğlu ilçesi (Kahramanmaraş) batısında Çimen Dağı çevresi ile Bahçe ilçesi doğusunda, Güney Amanoslar'da ise İslahiye-Hassa-İskenderun arasında Kambriyen yaşlı formasyonların batı sınırını oluşturacak biçimde yaklaşık kuzey-güney doğrultulu bir hat boyunca yüzeylemektedir. Birimin alt sınırı Koruk formasyonu ile uyumlu, üst sınırı ise Kızlaç formasyonu ile dereceli geçişlidir. Formasyonun yaşı fosil bulgularına göre Alt-Orta Ordoviziyen'dir (Dean vd., 1981). Birimin ana litolojisini metakumtaşı-gri sleyt ve/veya siltli sleyt ardalması oluşturmaktadır. Gri-yeşil metakumtaşları tabakalanma düzlemine dik doğrultulu solucanımsı görünümü canlı izleri içermesi ile karakteristik olup, yer yer çapraz tabakalanma ve ripilmark yapıları da sunmaktadır.

Kızlaç formasyonu; Yalçın (1979, 1980) tarafından tanımlanmış olup, Seydişehir formasyonu üzerinde uyumlu olarak gözlenmektedir. Stratigrafik konumuna göre Orta Ordoviziyen yaşlı olan birim başlıca yeşil metakumtaşı/metasiltaşı ve gri siyah ve gri yeşil sleyt ardalanmasından oluşmaktadır. Metakumtaşları yer yer ripilmark yapıları ve ender solucanımsı canlı izleri, sleytler ise buruşma kıvrımları göstermektedir. Seydişehir formasyonuna göre sleyt seviyelerinin daha kalın ve yaygın olmasıyla farklılık sunmaktadır.

Bedinan formasyonu; Fevzipaşa kuzeybatısı ve Bahçe ilçesi doğusunda tipik yüzeylemeler sunmaktadır. Birim, Kızlaç formasyonu ile uyumlu olmakla birlikte, Bahçe-Karadere bölgesinde Seydişehir formasyonu üzerinde uyumsuz olarak yer almakta, Fevzipaşa bölgesinde ise üst sınırı Triyas yaşlı birimlerle uyumsuz örtülmektedir. Orta-Üst Ordoviziyen yaşlı olduğu belirtilen (Dean ve Monod, 1985) birim tekdüze bir görünüm sunan gri-siyah ve gri-yeşil sleyt ve siltli sleyt litolojilerinden oluşmaktadır.

Akçadağ formasyonu; Yalçın (1979, 1980) tarafından Orta Amanoslar'da Bahçe ilçesinin güneydoğusundaki Kızlaç formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelen ve olasılıkla Silüriyen olarak yaşlandırılan birimler için kullanılmış ve grup düzeyinde değerlendirilmiştir. Ancak bu çalışmada, Bedinan ve Kızlaç formasyonları üzerinde açılı uyumsuzlukla yeralan ve Devoniyen yaşlı Hasanbeyli formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla üzerlenen alt kesimlerdeki konglomeratik seviyeleri de (Dededağ formasyonu; Yalçın, 1980) içerisine alan kalın sedimanter istif için Akçadağ formasyonu adlanması kullanılmıştır. Birim Fevzipaşa ve Bahçe ilçeleri arasında tipik yüzeylemeler sunmaktadır. Ordoviziyen yaşlı birimler üzerinde uyumsuzlukla gelen birim için alt seviyelerden elde edilen fosillere dayanılarak Silüriyen yaşlı verilmiş olmakla birlikte (Lahner, 1972; Yalçın, 1980); kalın istifin yaşının Alt Devoniyen'e kadar uzanabileceği de belirtilmiştir (Lahner, 1972). Birimin alt seviyeleri metaçakıtaşı ve çakıllı metakumtaşları ile temsil olunmakta, üst seviyelere doğru metakumtaşı-siltli sleyt ardalanması biçiminde dağılım sunan istifteki bu litolojilere yer yer metakonglomera ile yeşil ve iri fenokristalli metavolkanit arakatlıkları eşlik etmektedir. Üst seviyelere doğru

metakumtaşı azalmakta, açık yeşil siltli sleyt ve özellikle gri yeşil ve yeşil sleyt seviyeleri egemen olmaktadır.

Hasanbeyli formasyonu; Fevzipaşa-Bahçe ilçeleri arasında Hasanbeyli köyü doğusunda tipik yüzlekler sunmaktadır. Birim Devoniyen ve daha yaşlı kayaçları uyumsuzlukla örtmekte, üst sınırı da Permiyen ve genç birimlerce uyumsuz olarak örtülmektedir. Kireçtaşlarındaki makro ve mikrofossil içeriğine göre birimin yaşı Devoniyen olarak belirlenmiştir (Yalçın, 1979, 1980). Birimin ana litolojisini metakireçtaşı-sleyt ve/veya karbonatlı sleyt ardalanması oluşturmaktadır. Sleytler alt seviyelerde daha egemen iken, metakireçtaşları üst seviyelere doğru artış göstermektedir. Metakireçtaşları gri-siyah renkli ve genellikle fosil içermektedir. Parlak ve ipeksi görünümlü sleyt ve karbonatlı sleytler gri-yeşil ve yeşil olup, belirgin sleyt dilinimi sergilemektedir. Sleyt ve metakireçtaşı litolojilerine, ender de olsa, sarımsı yeşil metavolkanit ve karbonatlı metakumtaşı eşlik etmektedir.

Cudi Grubu (Çanaklı formasyonu); alt ve orta seviyeleri bütünüyle rekristalize karbonat, orta seviyeleri ise sleyt arakatlı kristalize karbonat kayaçları içeren ve yaklaşık 70 m kalınlığındaki istiftten oluşmaktadır. Diyarbakır Hazro bölgesinde tipik yüzeylemeler sunan Çığılı Grubu'na ait litolojiler Amanoslar bölgesinde de (Fevzipaşa batısı) küçük yüzlekler halinde gözlenmektedir. Bu çalışmada Çığılı Grubu'nun incelenen kesimi, Bedinan formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelen Alt Triyas yaşlı Aralık formasyonu veya Aralık kuvarsit-şeyl formasyonu (Önem, 1991) olarak bilinen ve yaklaşık 20 m kalınlığa sahip siyah sleyt arakatlı gri-siyah metakumtaşları ile temsil edilmektedir. Birimin alt sınırı Ordoviziyen Bedinan formasyonu ile uyumsuz, üst sınırı ise Orta-Üst Triyas yaşlı Cudi Grubu ile uyumlu bir ilişkiye sahiptir. Cudi Grubu Hakkari bölgesinde Çanaklı ve Latdağı formasyonları olarak ikiye ayrılmakla birlikte (Perinçek, 1980), Amanos Dağlarında bu ayırım yapılamadığı için Cudi Grubu olarak haritalanmıştır (Günay, 1984). Alt Triyas yaşlı Aralık formasyonu gri-siyah metakumtaşı-siyah şeyl ardalanmasından oluşmaktadır. Orta-Üst Triyas Çanaklı formasyonunda ise alt seviyelerde gri ve siyah yer yer kumlu kristalize kireçtaşları, orta seviyelerde sarımsı-gri kristali-



ze kireçtaşı ve gri-siyah sleyt araldanması, üst seviyelerde sarımsı gri, siyah, krem ve grimsi beyaz kristalize kireçtaşları izlenmektedir.

## ARAŞTIRMA YÖNTEMLERİ

Amanoslar bölgesinde yüzeylenen Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı birimlerden ölçülü kesitler boyunca toplam 168 adet örnek alınmıştır. Örnekler suyla yıkanarak yüzeysel tozlardan temizlenip kurutulduktan sonra kırma-öğütme-eleme, ince-kesit, X-ışınları kırınımı (XRD) tüm kayaç (TK) ve kil fraksiyonu (KF) gibi çeşitli işlem ve analizlerden geçirilmiştir. İncelemeler, Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Kırma-Öğütme-Eleme, Kil Ayırma ve Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları'nda (MİPJAL) gerçekleştirilmiştir.

Optik mikroskop incelemeleri için dokusal özelliklerin ve özellikle sleyt diliniminin daha iyi belirlenebilmesi amacıyla laminalanma ve/veya dilinimlenme düzlemlerine mümkün olduğunca dik yönde kesitler hazırlanmıştır. Bu incelemelerle mineraller ve matriksin birbirleriyle olan ilişkileri belirlenerek diyajenez/çok düşük dereceli metamorfizmaya bağlı olarak gelişen petrografik özellikler araştırılmıştır. Kumtaşı ve kireçtaşlarının adlandırılmasında Folk (1968); ince taneli klastik kayaçlar için ise Pottter vd. (1980) sınıflamaları kullanılmıştır. Kaya türlerinin adlandırılmasında XRD verileri de dikkate alınmıştır. Genellikle killi ve siltli kayaçlarda mikrolaminalanma türü sedimanter dokuların yanı sıra, zayıf gelişmiş buruşma kıvrım ve dilinimleri de gözlenebilmektedir. Buruşma kıvrım ve dilinimleri, fillosilikatça zengin seviyelerde daha belirgin gözlenmektedir. Bu farklılık, iri taneli klastik kayaçların ince tanelilere göre dokusal evrimi daha az yansıtmasından kaynaklanmaktadır (Kossovskaya ve Shutov, 1965; 1970; Kisch, 1983; Frey, 1987). Bu nedenle kayaçların dokusal evrimlerinin denestirilmesinde tek tip litolojinin kullanılması önerilmiştir (Kisch, 1983; Frey, 1987). Bu çalışmada da formasyon ve bölgelere göre dokusal özelliklerin denestirilmesi için şeyl ve sleyt türü ince taneli litolojiler kullanılmıştır.

XRD çözümlenmeleri RIGAKU marka DMAX III C model X-ışınları difraktometresinde yapılmıştır

(Anot =  $\text{CuK}_\alpha$  1.541871Å, Filtre = Ni, Gerilim = 35 kV, Akım = 15 mA, Gonyometre hızı = 2°/dak., Kağıt hızı = 2 cm/dak., Zaman sabiti = 1 sn, Yarıklar = 1° 0.15 mm 1° 0.30 mm, Kağıt aralığı =  $2\theta = 5-35^\circ$ ). XRD incelemeleri ile sedimanter ve metasedimanter kayaçların tüm kayaç ve kil boyu bileşenleri ( $< 2 \mu\text{m}$ ) belirlenmiş (J.C.P.D.S., 1990) ve dış standart yöntemine (Brindley, 1980) göre yarı nicel yüzdeleri hesaplanmıştır. Tüm kayaç ve kil fraksiyonu hesaplamalarında mineral şiddet faktörleri kullanılmış olup, pik yükseklikleri mm cinsinden ölçülmüştür. Mineral yüzdelerinin hesaplanmasında tüm kayaç için dolomit, kil fraksiyonu için glikollü çekimlerden itibaren kaolinit referans olarak alınmıştır (Yalçın ve Bozkaya, 2002). *d*-mesafelerinin ölçülmesinde kuvars iç standart olarak kullanılmıştır.

Fillosilikat minerallerinin tanımlanması çoğunlukla (001) bazal yansımalarına göre yapılmıştır. Tüm kayaç toz çekimlerinde gonyometre hızı 2°/dak ve kayıt aralığı  $2\theta = 5-35^\circ$  şeklinde ayarlanmıştır. Kil fraksiyonu ayırımı sedimantasyon yöntemi (3 saat 40 dak.) ile yapılmış olup, difraktogramları kil çamuru sıvanmış cam lamlardan itibaren normal (N-oda sıcaklığında kurutma), glikolleme (G-16 saat 60 °C de etilen glikol buharında bırakma) ve fırınlama (F-4 saat 490 °C de ısıtma) işlemlerinden geçirilerek elde edilmiştir. Kil fraksiyonu çekimlerinde gonyometre hızı 1°/dak ve kayıt aralığı  $2\theta = 2-30^\circ$  (hata miktarı  $\pm 0.04^\circ$ ) olarak ayarlanmıştır. X-ışınları kırınımı kil fraksiyonu çözümlenmeleri için gerekli kil ayırma işlemi sırasıyla kimyasal çözme (kil dışı fraksiyonun uzaklaştırılması), santrifüjleme – dekantasyon / dinlendirme ve yıkama, süspansiyonlama - sedimantasyon - sifonlama - santrifüjleme ve şişelemeden oluşmaktadır.

İllit ve klorit “kristalinite” ölçümlerinde 10-Å illit ve 7-Å klorit pikinin yarı yüksekliğindeki genişliği,  $\Delta^\circ 2\theta$  (Kübler indisi – Kl : Kübler, 1968, ve Arkai indisi – Al: Arkai, 1991; Guggenheim vd., 2002) kullanılmıştır. Kristalinite ölçümlerinin kalibrasyonu için Kisch (1980) tarafından tanımlanan standartlar (5 adet parlatılmış sleyt örneği ve bir adet muskovit levhası) ile Warr ve Rice (1994) tarafından tanımlanan kristalinite indeksi standartları (CIS: 4 adet kayaç örneği ve 1 adet muskovit levhası) kullanılmıştır. Standartlardan itibaren illit ve klorit için belirlenen regresyon iliş-

kileri Kisch (1980) ve Warr ve Rice (1994) standartları için sırasıyla  $KI_{\text{Parlatılmış sleyt standartları}} = 0.7491 \times KI_{\text{Cumhuriyet Üniversitesi}} + 0.0292$  ( $r^2=0.9980$ ) ve  $KI_{\text{CIS}} = 1.1565 \times KI_{\text{Cumhuriyet Üniversitesi}} - 0.0669$  ( $r^2=0.9894$ ) eşitlikleri elde edilmiştir (Bozkaya vd., 2006). Ankizonun alt ve üst limit sınırları Kisch standartları için  $0.21^\circ$  ve  $0.37^\circ \Delta^2\theta$  (Kisch, 1980, 1990), CIS için  $0.25^\circ$  ve  $0.42^\circ \Delta^2\theta$  (Warr ve Rice, 1994) olarak verilmiştir. Uluslararası literatürde daha yaygın kullanımı nedeniyle bu çalışmada CIS standartları tercih edilmiştir. Kristalinite ölçümlerinde hassas olması amacıyla piklerin yarı yükseklikteki genişlik değerleri (FWHM) ile kristalit büyüklüğü ölçümleri için WINFIT programı (Krumm, 1996) kullanılmıştır. İllitlerin kristalit büyüklüklerinin ve genişleyebilen tabaka (smektit) içeriklerinin belirlenmesi için Eberl ve Velde (1989) ile Jaboyedoff vd. (2001) tarafından oluşturulan diyagramlar da kullanılmıştır.

İllitlerin  $d_{(060)}$  yansıması yardımıyla oktaedrik bileşimleri ( $d_{060,331} = 1.4936 + 0.0203 \text{ Mg+Fe}$ ; Hunziker vd., 1986),  $b_0$ -parametresi ile de basıncın illitlere etkisi (Sassi ve Scolari, 1974; Guidotti ve Sassi, 1986) araştırılmıştır. Kayıt aralığı  $2\theta = 59-63^\circ (\pm 0.01^\circ)$  olan bu ölçümlerde kuvarsın (211) piki ( $2\theta = 59.97^\circ$ ,  $d = 1.541 \text{ \AA}$ ) referans alınmıştır. Politipi incelemeleri illit ve klorit minerallerinde yapılmış olup, yönlendirilmemiş plaketlerden itibaren uygulanan kayıt aralığı sırasıyla  $2\theta = 16-36^\circ$  ve  $2\theta = 31-52^\circ$  arasındadır. Politipi belirlemelerinde Bailey (1988) tarafından önerilen tanımsal pikler kullanılmıştır.  $2M_1$ ,  $1M$  ve  $1M_d$  oranlarının belirlenmesinde Grathoff ve Moore (1996) tarafından önerildiği gibi  $A_{(2.80 \text{ \AA})} / A_{(2.58 \text{ \AA})}$  ve  $A_{(3.07 \text{ \AA})} / A_{(2.58 \text{ \AA})}$  pik alan oranları kullanılmıştır. Pik alanlarının belirlenmesinde WINFIT programından yararlanılmıştır. İllitlerin genişleyebilen tabaka içerikleri ve kristalit büyüklükleri için Eberl ve Velde (1989) ve Jaboyedoff vd. (2001) tarafından önerilen diyagramların yanı sıra WINFIT programı da uygulanmıştır. Karışık tabakalı klorit-smektit (C-S) ve illit-klorit (I-C) minerallerindeki klorit oranlarının belirlenmesinde ise, NEWMOD® programı (Reynolds, 1985) ile oluşturulan hesaplanmış desenler karşılaştırılmıştır. Paragonit-muskovit (PM = Na-K mika) ve paragonit içeren örneklerde PM ve paragonitlerin  $d_{001}$  değerlerinin belirlenmesi için  $d_{002}$  ve

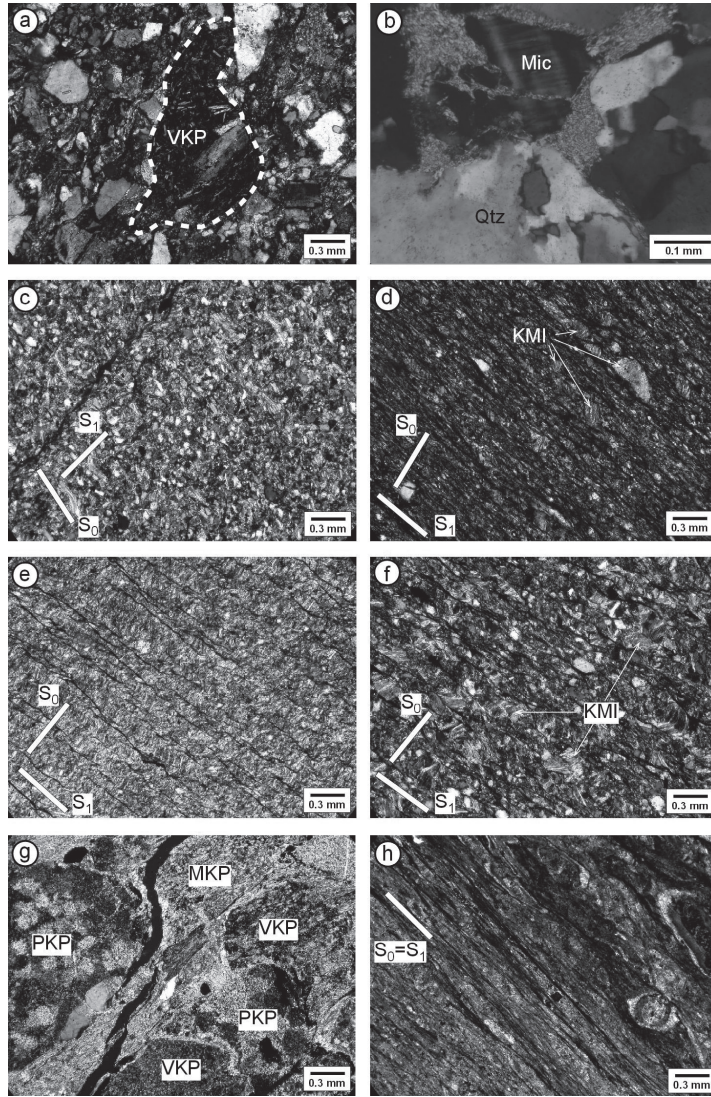
$d_{003}$  yansımalarına ait piklerin WINFIT çözümleme yönteminden yararlanılmıştır.

Kloritlerin XRD yöntemi ile kimyasal bileşimlerinin belirlenmesinde; ilk aşamada  $d(005)$ ,  $d(004)$  ve  $d(003)$  piklerinden itibaren  $d(001)$  değerleri bulunmuş ve  $d(001)=14.55 \text{ \AA}-0.29Al^{IV}$  formülüne göre (Brindley, 1961) tetrahedral Al miktarı hesaplanmıştır. Oktahedral  $Fe^{+2}$  miktarı kil difraktogramlarından itibaren  $[(002)+(004)] / [(001)+(003)]$  (Brown ve Brindley, 1980) ve  $(002)/(001)$  ile  $(004)/(003)$  (Chagnon ve Desjardins, 1991) pik şiddet oranları kullanılarak elde edilmiştir. Mg içeriği ise  $Al^{IV}=Al^{VI}$  kabul edilerek  $Fe+Al^{VI}+Mg=6$  eşitliğinden belirlenmiştir.

## PETROGRAFİK ÖZELLİKLER

Sadan formasyonu metakumtaşlarının bağlayıcı malzemesini serizitleşmiş ve kloritleşmiş kil matriks oluşturmaktadır. Litik arkoz bileşimini yansıtan bu kayaçlar; kuvars, polisentetik ikizlenmeli ve zonlu dokulu plajiyoklaz, kloritleşmiş biyotit, muskovit, klorit, zirkon, kayaç parçacıkları ve opak mineraller içermektedir. Orta-kötü boyunmalı metaklastik kayaçlardaki taneler yarı köşeli-yarı yuvarlak bileşenlere sahiptir. Fillosilikat minerallerinin uzun eksenlerinin yönlenmesi, kuvars minerallerinin matriksle az da olsa girift/süturlu sınır ilişkisi sunması, matriksin bütünüyle serizitleşmesi ve kloritleşmesi, zayıf ve kaba dilinim gelişimi ve biyotitlerin kloritleşmesi bu kayaçların ileri diyajenetik-çok düşük dereceli metamorfik bir olgunlaşma derecesine sahip olduğunu göstermektedir. Diğer bir ifadeyle, birimdeki metaklastik kayaçlar, dokusal açıdan "altere kil matriks zonu" ile "kuvarsitik yapı ve hidromika-klorit matriks zonu" (Kossovskaya ve Shutov, 1970; Frey, 1970, 1987; Kisch, 1983) arasında bir özellik sunmaktadır. Kuvarsların genellikle monojenik, feldispatların bütünüyle polisentetik ikizlenmeli ve zonlu dokulu plajiyoklazlar ile temsil edilmesi, ayrıca kayaç parçacıklarının çoğunluğunu volkaniklerin oluşturması (Şekil 3a); volkanik bir kökeni işaret etmektedir. Diğer taraftan, polikristalin kuvarsların yanı sıra, sleyt/fillit türü metamorfik kayaç parçacıkları; bunların az da olsa metamorfik kayaçlardan da beslendiğini göstermektedir. Metakumtaşları yer yer kalınlığı 0.7-2.0 mm arasında değişen





Şekil 3. Amanoslar bölgesi Paleozoyik yaşlı bazı kayaç örneklerinin optik mikroskop görünüşleri: (a) metakumtaşı (litik arkoz) örneğinde volkanik (VKP) kayaç parçacıkları (çift nikol=çn, ADG-46, Sadan formasyonu), (b) serizit bağlayıcılı metakumtaşı (subarkoz) örneğinde mikroklin (Mic) ve polikristalin kuvars (Qtz) taneleri, (çn, ADG-53, Zabuk formasyonu), (c) metasilttaşı örneğinde zayıf gelişmiş sleyt dilinimi (çn, ADG-76, Sosink formasyonu), (d) sleyt örneğinde belirgin dilinim ve klorit-mika istifleri (KMI, çn, ADG-85, Seydişehir formasyonu), (e) sleytlerde tipik buruşma tipi sleyt dilinimi (çn, ADG-117, Kızlaç formasyonu), (f) Metasilttaşı örneğinde iyi gelişmiş zik-zak görünümlü buruşma tipi sleyt dilinimi ve KMI (çn, ADG-29, Bedinan formasyonu), (g) metakonglomera örneğinde serizitik matris içinde yuvarlaklaşmış plütonik (PKP), volkanik (VKP) ve metamorfik (MKP) kayaç parçacıkları (çn, ADG-136, Akçadağ formasyonu), (h) Karbonatlı sleyt örneğinde iyi gelişmiş sleyt klivajı ve yönlendirilmiş fosil kavrıkları (çn, ADG-15, Hasanbeyli formasyonu).

Figure 3. Optical microscopic aspects of the some rock samples of Amanos area: (a) volcanic rock fragments (VKP) in the sample of metakumtaşı (lithic arkose, crossed nicol=cn, ADG-46, Sadan formation), (b) microcline and polycrystalline quartz grains in the sample of metakumtaşı (subarkose) with sericitic groundmass (cn, ADG-53, Zabuk formation), (c) poorly developed slaty cleavage in the sample of metasiltstone (cn, ADG-76, Sosink formation), (d) clear cleavage and chlorite-mica stacks (KMI) in the sample of slate (cn, ADG-85, Seydişehir formation), (e) typical crenulation type of slaty cleavage in the sample of slate (cn, ADG-117, Kızlaç formation), (f) well-developed crenulation type of cleavage with zig-zag aspect and KMI in the sample of metasiltstone (cn, ADG-29, Bedinan formation), (g) rounded plutonic (PKP), volcanic (VKP) and metamorphic (MKP) rock fragments within the sericitic matrix in the sample of metaconglomerate (cn, ADG-136, Akçadağ formation), (h) well-developed slaty cleavage and oriented fossil shells in the sample of calcareous slate (cn, ADG-15, Hasanbeyli formation).

metaşeyl laminasyonları içermektedir. Kumlu seviyelerde herhangi bir dilinim gözlenmemekte iken, metaşeyl/sleyt seviyelerinde zayıf dilinim gelişmiştir. Metaçamurtaşı ve metaşeyl/sleytler iri taneli metaklastik kayalara göre daha fazla serizit/klorit içermekte olup, zayıf gelişmiş, ancak kısmen daha belirgin dilinim düzlemlerine sahiptir. İlksel kırıntılı dokusu büyük ölçüde korunmuş bazı kayalar için sleyt yerine metaşeyl veya metaçamurtaşı adlanması tercih edilmiştir. Formasyonda ender arakatıklar oluşturan magmatik kayaların ana bileşenlerini plajiyoklaz ve ojit oluşturmaktadır. Porfirik dokulu olması, bazaltik bileşimi yansıması ve metaklastik kayalarla birlikte gözlenmesi nedeniyle metabazalt olarak tanımlanan bu kayalarda, metamorfizmanın da etkisiyle yaygın epidotlaşma, serizitleşme ve kloritleşme türü bozuşmalar meydana gelmiştir.

Zabuk formasyonu metakumtaşlarının bağlayıcı malzemesini silis çimento ve kısmen de serizitleşmiş kil matriks, tane bileşenlerini ise bolluk sırasına göre monokristalin ve polikristalin kuvars, muskovit, feldispat (mikroklin, plajiyoklaz ve ortoklaz), metamorfik kayaç parçacıkları (fillit), zirkon, apatit, turmalin ve opak mineraller oluşturmaktadır. Subarkoz olarak adlandırılan metakumtaşları orta-iyi dereceli boylanmaya sahip olup, taneler yarı yuvarlaklaşmış-yarı köşelidir. Belirgin bir yönlenme göstermeyen bu kayalar, bağlayıcı malzemesinin bütünüyle serizitleşmiş olması, kuvars tanelerinin serizitik matriksle kısmen de olsa girift/süturlu sınır ilişkileri sunması nedeniyle metakumtaşı olarak adlandırılmıştır. Monokristalin kuvarların yanı sıra, mikroklin ve ortoklaz türü feldispatlar (Şekil 3b) granitik bir kaynağı işaret etmekle birlikte, polikristalin kuvarlar, muskovit ve biyotit türü ince-uzun mika mineralleri ve fillit türü kayaç parçacıklarının gözlenmesi, bu kayaların metamorfik bir kaynaktan da beslendiğine işaret etmektedir.

Koruk formasyonu metadolomitleri başlıca; dolomit, kalsit ve kuvars mineralleri, az miktarda serizit ve feldispat içermektedir. Yeniden kristallenme sonucu genellikle iri sparitik görümlü mikrogranoblastik dokuya sahip metadolomitler, bazı örneklerde zayıf gelişmiş dilinim düzlemlerine sahip iken, bazı örneklerde de ilksel mikritik dokuya kısmen koruyabilmişlerdir. Se-

rizit içeren metadolomitlerde ince taneli fillosilikatlarca zengin seviyelerde yönlenme, yer yer gözeneklerde otijenik silis oluşumları (kalsedonik kuvarlar) gözlenmektedir. Bazı örnekler bol çatlaklı, breşik doku görünüm sergilemektedir. Breşik metadolomitlerde yeniden kristallenme daha yaygın gelişmiş olup, 0.1-0.3 mm kalınlığa sahip çatlaklar demiroksitli minerallerce (büyük olasılıkla götit) doldurulmuştur.

Sosink formasyonu karbonat kayaları mikritik ve sparitik ortokem içerisinde allokem olarak bol miktarda fosil, ekstraklast olarak ise kuvars ve feldispat içermektedir. Metakireçtaşları genellikle breşik dokulu olup, yer yer basınç çözünmesini işaret eden stilolitik dokular da sergilemektedir. Breşleşmenin yaygın olduğu bazı örneklerde ezik zonlar oluşmuş, fosil kavkaları bol kırıklı bir yapı kazanmıştır. Bazı karbonat kayalarında yeniden kristallenme dokuları ve breşleşmenin yaygın ve bunlara eşlik eden kırıntılı kayaların ileri diyajenetik-çok düşük dereceli metamorfik özelliklere sahip olması nedeniyle, kayaç adlarının önüne "meta" ön takısı getirilmiştir. Birimin düşük dereceli metamorfizmasına karşın, kireçtaşlarının metamorfizmayı yansıtan dokular sunmaması, bunların sıkı dokulu (mikritik) olması nedeniyle metamorfik çözümlenmenin kayaç içerisindeki dolaşımını sınırlamasıyla ilişkili gözükmektedir. Metaklastik kayalar başlıca; kuvars, feldispat, serizit, muskovit, biyotit, klorit ve eser miktarda zirkon, turmalin ve opak mineraller içermekte olup, tane boylarına göre iri taneli metasilttaşı ve ince taneli metakumtaşı şeklinde adlandırılmışlardır. Tipik blastopsamitik (metakumtaşı) ve blastopelitik (metasilttaşı) dokuya (Spry, 1969) sahip olan metaklastitler ilksel sedimenter dokularını (psamitik ve pelitik doku, mikrolaminalanma) korumakla birlikte, fillosilikat minerallerince oluşturulan yönlenme ve zayıf gelişmiş dilinim ile kil matriks türü bağlayıcı malzemedan itibaren gelişen serizitleşme ve kloritleşme gibi zayıf metamorfizma etkilerini de taşımaktadırlar (Şekil 3c). Metaklastik kayaları oluşturan kuvars ve feldispat tanelerinin sınırları basınç çözünmesi süreçleri nedeniyle matrikste ki serizit ve kloritlerle kaynaşmış olup, çok ince testere dişi şeklinde görülürler. Kuvarlardaki bu tür sınırsal ilişkiler ve matriksin tümüyle serizit ve kloritten oluştuğu doku "altere kil matriks

zonu” (dokusal zon 2 : Kisch, 1983; Frey, 1987) ile “kuvarsitik yapı ve hidromika-klorit matriks zonu” na (dokusal zon 3 : Kisch, 1983; Frey, 1987) karşılık gelmektedir. Subarkoz bileşimine sahip metaklastik kayalarda detritik bileşenleri oluşturan kuvars ve feldispatlar yarı yuvarlak yarı köşeli, buna karşın detritik mika mineraleri uzun ve yönlendirilmiş levhamsı biçimlere sahiptir. Metakireçtaşları ve metakumtaşlarından hiç, buna karşın metasilttaşlarında dilinim izinin az da olsa gözlenmesi, metamorfizma derecesinden çok, dokusal evrimin litolojiye bağımlı olarak gelişmesinden kaynaklanmaktadır (Frey, 1987).

Seydişehir formasyonu metakumtaşları (kuvars arenit) serizitik-kloritik matriks içerisinde kuvars, feldispat, klorit, biyotit, zirkon, turmalin ve opak mineraller içermektedir. Yarı köşeli-yarı yuvarlak kuvars ve feldispat taneleri basınç çözünmesi süreçleri nedeniyle matriksteki serizit ve kloritlerle girift sınır ilişkisine sahiptir. Bu tür sınırsal ilişkiler ve matriksin tümüyle serizit ve kloritten oluştuğu doku “altere kil matriks zonu” ile “kuvarsitik yapı ve hidromika-klorit matriks zonu” na karşılık gelmektedir. Sleytler başlıca kuvars, plajiyoklaz, klorit, muskovit, kalsit, biyotit ve eser miktardaki turmalin, zirkon ve opak minerallerden oluşmaktadır. Sleytler kil hamurdan itibaren gelişen yaygın serizit ve kloritlerin yanı sıra, mikroyönlendirmeyi oluşturan klorit-mika istifleri (KMI) (Voll, 1960; Craig vd., 1982; Krinsley vd., 1983) içermektedir (Şekil 3d). Sleytler buruşma kıvrım ve dilinimlerinin yanı sıra, KMI içermesiyle Sadan ve Sosink formasyonlarının metapelitlerinden ayırt edilmektedir. İlk sel dokunun büyük ölçüde kayb olduğu sleytlerde kuvarslar matriksteki serizit ve kloritlerle girift sınır ilişkisi sunmakta ve “altere kil matriks zonu” ile “kuvarsitik yapı ve hidromika-klorit matriks zonu” arasında bir dokusal özellik sunmaktadır. KMI; kloritleşmemiş biyotitli kalıntıların gözlenmesi nedeniyle volkanojenik biyotitlerin ileri diyajenetik-düşük dereceli metamorfizması koşullarında kloritleşmesi sonucu meydana gelmiş gözükmektedir.

Kızlaç formasyonu metakumtaşlarını oluşturan başlıca bileşenler kuvars, serizit, plajiyoklaz, muskovit, biyotit ve klorit olarak sıralanabilir. Kloritler istifler biçiminde detritik, gözenek veya

çatlaklarda otijenik/neoforme kökenli de olabilmektedir. Metasilttaşlarından farklı olarak uzun mika yapraklarının yönlendirme oluşturduğu serizitik matriks oranının genellikle % 5’in altında olduğu metakumtaşlarında kuvars ve feldispatlar matriksle girift sınır ilişkisi göstermektedir. İlk sel kırıntılı dokunun izlendiği bu kayalar, Sosink ve Seydişehir formasyonları gibi dokusal açıdan “altere kil matriks zonu” ile “kuvarsitik yapı ve hidromika-klorit matriks zonu” arasında yer almaktadır. Metakumtaşı ve metasilttaşı örneklerine göre, sleytler daha yaygın buruşma kıvrımları ve sleyt dilinimleri göstermeleriyle karakteristiktir (Şekil 3e). Sleytler başlıca serizit, klorit, kuvars ve feldispat, az miktarda ince muskovit yaprakları içermektedir. Bazı örneklerde bol kloritçe-zengin veya bütünüyle kloritlerden oluşan yuvarlakimsi elipsoyidal istifler gözlenmiştir. Çözünme ve yeniden çökeltme ürünü kuvars mercikleri ve çatlak dolgusu biyotit oluşumları da içeren sleytlerdeki dilinim düzlemleri genellikle tabakalanma düzlemini temsil eden ( $S_0$ ) düzlemlerine yaklaşık dik konumdadır. İlk sel kırıntılı dokunun hemen hemen kayb olduğu bu kayalar, çok düşük dereceli metamorfik kayalara ait dokusal zonlardan “iğnemi yapı ve muskovit-klorit matriks zonu” (dokusal zon 4: Kossovskaya ve Shutov, 1970, Kisch, 1983, kısmen de “yeşilist fasiyesinin muskovit-klorit alt fasiyesi” na (dokusal zon 5: Kisch, 1983) benzerlik sunmaktadır.

Bedinan formasyonunda buruşma dilinimlerinin (Kisch, 1991) yaygın olduğu metaklastik kayalar bazen zik-zaklı bir görünüm sunmaktadır (Şekil 3f). Buruşma kıvrımları ince taneli seviyelerde daha belirgin biçimde gözlenmektedir. İlk sel kırıntılı dokunun büyük ölçüde kayb olduğu metaklastik kayalarda kuvarslar matriksteki serizit ve kloritlerle girift sınır ilişkisi sunmakta ve dokusal açıdan “altere kil matriks zonu” ile “kuvarsitik yapı ve hidromika-klorit matriks zonu” arasında bulunmaktadır. Kırıntılı doku izleri kısmen izlenebilen metasilttaşları serizitik matriks içinde iri silt tane boyuna sahip kuvars, feldispat ve bol miktarda KMI içermektedir. Beyaz mika bantlı klorit istifleri şeklinde gözlenen bu istifler tipik grimsi-yeşilimsi anormal girişim renklerine sahiptir. Bu oluşumlar, diğer mikalar gibi sıkışma yönüne dik olarak yönlendirilmiş yer



yer levhamsı/yapraksı porfiroblastlar biçimindedir. Dilinim düzlemlerinin yaygın ve KMI bol olan örneklerde klorit ve mikaların {001} eksenleri tabakalanma düzlemlerine yaklaşık paralel konumlu olup, dilinim düzlemleri ile 70-90° arasında açı yapmaktadır (Şekil 3f). Birimin altındaki Seydişehir ve Kızlaç formasyonlarına göre biyotit içermemesi, KMI içerisinde biyotit kalıntıları gözlenmemesi ayırt edici bir özelliktir.

Akçadağ formasyonu metaklastik kayalar Ordoviziyen yaşlı birimlerde olduğu gibi KMI içermekte, ancak yönlenme ve dilinim gelişimi açısından, kısmen de olsa, daha düşük diyajenez/metamorfizma derecesini yansıtmaktadır. Metaklastik kayalar geniş bir tane boyu aralığı sergilemekte ve çakıl, kum, silt ve kil boyu bileşen içeriklerine göre metakonglomeradan slejte kadar farklı kaya türlerini kapsamaktadır. Metakonglomeralar serizit bağlayıcı içerisinde kuvars ve feldispat minerallerinin yanı sıra metamorfik, volkanik ve granitik kayaç parçacıkları içermektedir (Şekil 3g). Metakumtaşlarında başlıca kuvars, feldispat ve serizit, daha az muskovit, biyotit, klorit, zirkon, turmalin ve opak mineraller gözlenmektedir. Metakumtaşları genellikle kuvars arenit bileşimine sahip olup, alt seviyeleri temsil eden ve metamorfik ve volkanik kayaç parçacıkları içeren bir örnek litarenit olarak tanımlanmıştır. Formasyonun üst seviyelerinde egemen olan slejter alt seviyelerden farklı olarak daha yüksek diyajenez/metamorfizma derecesini yansıtan dokusal özellikler (ilksel kırıntılı dokunun büyük ölçüde kaybolması ve belirgin slejt dilinimi) sergilemektedir.

Hasanbeyli formasyonu slejter genellikle kuvars, feldispat ve serizitlerden oluşmakta, karbonatlı slejter bu minerallere ek olarak kalsit ve fosil kavkılar içermektedir. Belirgin yönlenme ve dilinimlere sahip slejterde, az da olsa, ilksel kırıntılı doku izlenebilmektedir. Metakireçtaşları kalsit ve ender miktarda dolomitin yanı sıra, kuvars, feldispat gibi ekstraklastlar ve ışınal silis oluşumları içermektedir. Yönlenme ve yeniden kristallenmeye rağmen ilksel dokuları (biyosparit ve biyolitosparit) ayırt edilebilmektedir. Silt boyu kuvars ve feldispatları daha fazla içeren ve siltli slejt olarak adlandırılan bazı seviyelerde dilinim düzlemleri seyrek gelişmiş olmakla birlikte, yaygın olarak mikrokıvrımlar gözlenmektedir.

Dokusal veriler, birimin makaslama deformasyonu oluşturacak biçimde bazı tektonik süreçlere maruz kaldığını göstermektedir. Slejterde egemen olan yönlenme, fosil içeren karbonatlı slejterde olduğu gibi, fosil kavkılarının uzun eksenlerinin sıkışma yönüne dik olarak yönlenmesine neden olmuştur (Şekil 3h).

Cudi Grubu'nda Arılık formasyonu metaklastik kayaları kuvars, feldispat, serizit, turmalin, zirkon ve muskovit içermektedir. Kumlu slejterdeki belirgin yönlenme ve dilinim gelişimine karşın metakumtaşlarında yönlenme gözlenmemekte, bununla birlikte tane ile matriks sınırları girift ilişkilidir. Çanaklı formasyonu slejter ince taneli bileşenleri daha fazla içermekte ve bu yüzden daha belirgin bir yönlenme ve dilinim sunmaktadır. Kristalize kireçtaşı olarak adlandırılan karbonat kayalarında ilksel doku (fosilli mikrit) korunmakla birlikte, yaygın breşleşme ve stilolitik doku izlenmektedir.

## X-IŞINI MİNERALOGİSİ

### Mineral Birliktelikleri

Amanoslar bölgesi Paleozoyik istifini oluşturan formasyonlara ait XRD tüm kayaç ve kil fraksiyonu çözümüleme sonuçlarına ilişkin veriler Çizelge 1'de topluca verilmiştir. Birimlere ait litolojiler başlıca; kuvars, feldispat, kil (fillosilikat), kalsit, dolomit mineralleri içermekte, bu minerallere yer yer götit eşlik etmektedir. Fillosilikat minerallerini illit, paragonit, klorit, kaolinit, paragonit-muskovit (PM), illit-klorit (I-C), klorit-vermikulit (C-V), klorit-smektit (C-S) ve smektit oluşturmaktadır.

Feldispat minerallerine ait pikler, ideal feldispat türlerine ait hesaplanmış XRD standartları (Calculated Powder X-ray Diffraction Standards – CPDS; <http://database.iem.ac.ru/mincryst>) ile deneştirilmiştir. Buna göre Sadan formasyonu feldispatları bütünüyle plajiyoklazlar ile temsil edilmekte iken, hemen üzerinde yer alan Zabuk formasyonuna ait feldispatların mikroklin türüne sahip oldukları gözlenmiştir (Şekil 4). Zabuk formasyonu ile aynı yaşlı Sosink formasyonu feldispatları da plajiyoklazlarla temsil edilmektedir. Bu veriler örneklerin optik mikroskop gözlemiyle de uyumaktadır.



Çizelge 1. Amanoslar bölgesi birimlerinde XRD tüm kayaç ve kil fraksiyonuna ait genel ortalama değerlerinin dağılımı.

Table 1. Distribution of mean values of XRD whole-rock and clay fraction in the units from Amanos region.

Formasyon	Yaş	Cal	Dol	Qtz	Fel	Phl	I	C	K	I-C	C-V	C-S	Pa	PM	S
Sadan	Prekambriyen			35	33	32	51	24		8	3	14			
Zabuk	Kambriyen			61	6	33	98		2						
Koruk	Kambriyen	7	79	9	±	5	80	7	13						
Sosink	Kambriyen	6		36	23	35	60	3	2	3	4	23			3
Seydişehir	Ordoviziyen			49	10	41	83	2	2	5	8				
Kızlaç	Ordoviziyen			34	18	48	60	2		11	20	7			
Bedinan	Ordoviziyen			37	14	49	55	8		5	4		13	15	
Akçadağ	Devoniyen			44	11	45	68	6		10	7		2	5	
Hasanbeyli	Devoniyen	29	±	28	15	28	74	5		5	3	6			5
Çanaklı	Triyas	49		20	5	26	97			3					

Cal: Kalsit, Dol: Dolomit, Qtz: Kuvars, Fel: Feldispat, Phl: Fillosilikat, I: İllit, C: Klorit, K: Kaolinit, I-C: İllit-klorit, C-V: Klorit-vermikülit, C-S: Klorit-smektit, Pa: Paragonit, PM: Paragonit-muskovit, S: Smektit

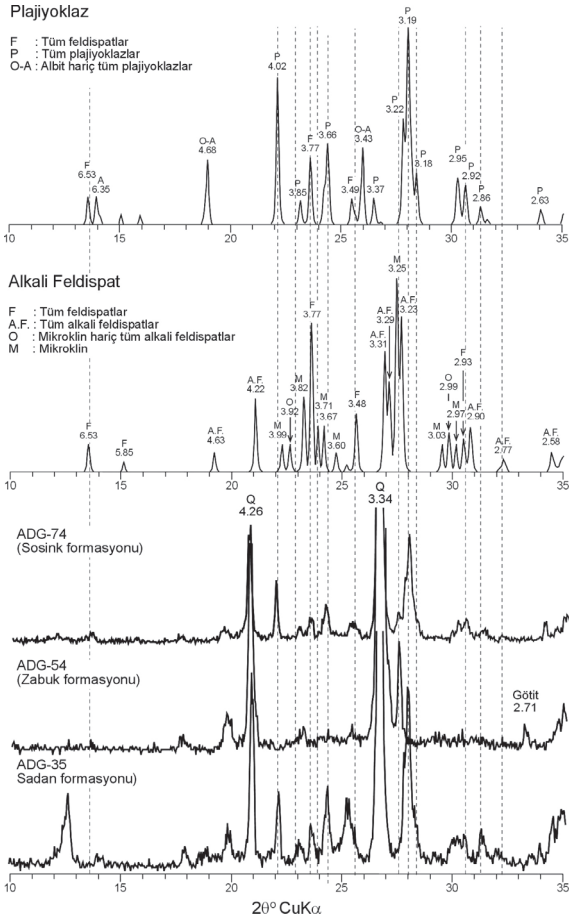
Kloritlerin N- ve G-çekimlerdeki piklerde herhangi bir değişim gözlenmezken, F-çekimlerinde (001) ve (002) pikleri daha yüksek 2 $\theta$  ya doğru kaymaktadır. Diğer taraftan, kloritlerin 14 Å daki pikleri 7 Å dakilere göre daha düşük şiddetli olmasının yanı sıra, özellikle F-çekimlerinde 14 Å pik şiddeti artmakta, buna karşın 7 Å pik şiddeti azalmaktadır. Bu veriler kloritlerin demirce zengin olduğuna işaret etmektedir (Brown ve Brindley, 1980). N-çekimde 14 Å yakınındaki (002) ve 7 Å yakınındaki (004) pikleri kloritlere göre daha geniş veya diğer bir ifadeyle yayvan olan C-V ve C-S aratabakalıları G- ve F-çekimlerinden itibaren kolaylıkla ayırt edilebilmektedir. C-V; N- ve G-çekimlerde aynı yerlerde pik vermekte, ancak F-çekimde (002) piki yaklaşık 14.2 Å' dan 12-12.5 Å' a düşmektedir. C-S aratabakalıları ise, 14.2 Å daki pikleri G-çekimde 14.8 Å' a şişmektedir (Şekil 5). C-S ve I-C aratabakalıları oluşturulan bileşenlerin % oranlarını belirlemek için XRD kil fraksiyonu desenleri NEWMOD® hesaplanmış desenleriyle karşılaştırılmış ve C-S aratabakalılarının % 50 klorit ve % 50 smektit, I-C aratabakalılarının ise % 40 illit ve % 60 klorit içerdiği saptanmıştır (Şekil 6).

Minerallerin türü ve bolluk oranları (Ağırlıklı ortalama = [bulunuş frekansı x aritmetik ortalama]

/ 100) formasyonlara göre farklılıklar sunmaktadır (bknz. Çizelge 1). Minerallerin formasyonlara göre dağılımına göre; kuvars Zabuk ve Seydişehir, feldispat Sadan ve Sosink, fillosilikat ise Bedinan ve Kızlaç formasyonlarında en yüksek yüzdelere sahiptir. Kalsit Hasanbeyli ve Çanaklı formasyonlarında, dolomit yalnızca Koruk formasyonunda gözlenmektedir. Fillosilikat minerallerinden illit Zabuk ve Çanaklı, klorit Sadan, kaolinit Koruk, I-C Kızlaç ve Akçadağ, C-V Kızlaç, C-S Sosink ve Sadan, paragonit ve PM ise Bedinan formasyonunda artmaktadır. En yaygın kil mineral topluluklarının formasyonlara göre dağılımına göre illit tüm parajenezlere katılmakta, klorit ve klorit-aratabakalıları illite eşlik etmektedir (Çizelge 2). Kaolinitli parajenezler yalnızca Zabuk ve Koruk, paragonit ve PM içeren parajenezler ise Bedinan ve Akçadağ formasyonlarında gözlenmiştir (bknz. Şekil 5). Sadan ve Akçadağ formasyonlarında gözlenen meta-volkanit örnekleri sırasıyla illit + klorit ve smektit ± illit içermektedir.

### İllit Kristalinite ve Kristalit Büyüklüğü

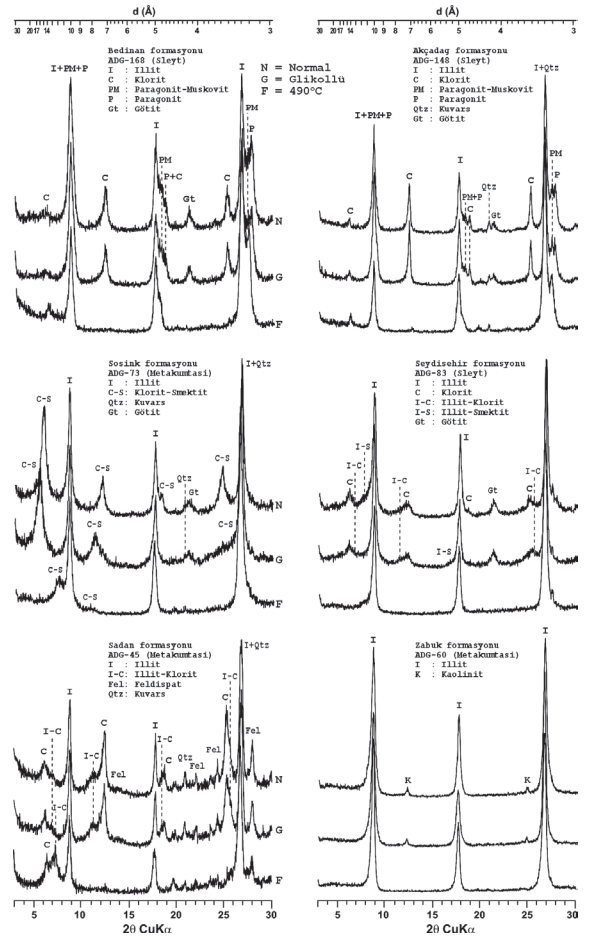
Paleozoyik istifi oluşturan kayaçların illit kristalinite verileri (KI = 0.19-0.54,  $\Delta^{\circ}2\theta$ , 134 örnek) ileri diyajenez-epimetamorfizma arasında diyajenez/



Şekil 4. Sadan, Zabuk ve Sosink formasyonlarına ait örneklerdeki feldispat piklerinin alkali feldispat ve plajiyoklaz hesaplanmış XRD standart desenleri (CDPS; MINCRYST, 2008) ile denştirilmesi (Feldispat türlerine göre anahtar çizgiler ve pik simgeleri ve Chen, 1977'den düzenlenmiştir).

Figure 4. Correlation of feldspar peaks in the samples from Sadan, Zabuk and Sosink formations with calculated XRD standard patterns (CDPS; MINCRYST, 2008) of alkali feldspar and plagioclase (Key lines and peak symbols with respect to feldspar types are modified from Chen, 1977).

metamorfizma derecesine sahiptir (Çizelge 3 ve Şekil 7). Paragonit ve PM minerallerini içermeyen veya çok az içeren örneklerde KI ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Klorit kristalinite verileri (Al = 0.22-0.35  $\Delta^{\circ}2\theta$ , 19 örnek) KI değerlerine benzer ve daha dar bir aralıkta değişim göstermektedir. Kristalinite verilerine göre tüm formasyonlar ağırlıklı olarak ankimetamorfizma, Zabuk ve Sosink formasyonları ileri diyajenez, Seydişehir,

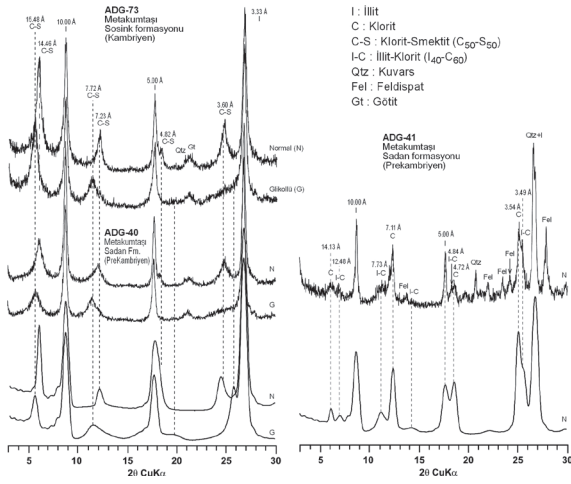


Şekil 5. Amanoslar bölgesi Paleozoik yaşlı formasyonlarına ait tipik XRD kil fraksiyonu birliklikleri.

Figure 5. Typical assemblages of XRD clay fractions in the Paleozoic formations from the Amanos region.

Kızlaç ve Akçadağ formasyonları ise epimetamorfizma derecelerini yansıtan veriler sunmaktadır (bknz. Şekil 7). Kristalinite verileri yaşlıdan gence doğru herhangi bir düzenli değişim göstermemekte olup, formasyonlara göre bağımsız değerler sunmaktadır.

İllitlerin kristalit büyüklüğü; kristalinite değeri, genişleyebilen tabaka (smektit) içeriği ve pik şiddetleriyle ilişkili olup, bu çalışmada WINFIT programının yanı sıra (Şekil 8), Eberl ve Velde (1989) ve Jaboyedoff vd. (2001) tarafından oluşturulan diyagramlar da kullanılmıştır (Şekil 9 ve 10). WINFIT çözümlmelerine göre kristalit büyüklüğü değerleri 10-24 nm arasında değişmek-



Şekil 6. Sadan ve Sosink formasyonlarındaki klorit-aratabakalı kil minerallerine ait desenlerin NEWMOD programıyla hesaplanmış C-S (% 50 C, % 50 S) ve I-C (% 40 I, % 60 C) desenleriyle karşılaştırılması (Hesaplanmış desenler için ayrıca WINFIT programı ile Lorentz Polarizasyon Faktörü düzeltmesi gerçekleştirilmiştir).

Figure 6. Correlation of chlorite-mixed-layered clay mineral patterns from Sadan and Sosink formations with calculated patterns of C-S (% 50 C, % 50 S) and I-C (% 40 I, % 60 C) by NEWMOD program (Lorentz Polarization Factor correction was also made on the calculated patterns with WINFIT program).

te olup, kristalinite verileriyle uyum sergilemektedir (bknz. Çizelge 3). Eberl ve Velde (1989) diyagramında ise, kristalit büyüklükleri için 15-70 nm arasında değişen daha yüksek değerler elde edilmiştir (bknz. Şekil 9). Jaboyedoff vd. (2001) diyagramında 10-30 nm arasında değişen kristalit büyüklüğü değerlerine ulaşılmış olup (bknz. Şekil 10), bunlar WINFIT çözümlenmeleriyle elde edilen verilere daha yakındır. Ortalama kristalit büyüklüğü değerleri Sadan, Koruk, Seydişehir Akçadağ formasyonlarında yüksek, Sosink ve Hasanbeyli formasyonlarında ise en düşük değerlere sahiptir.

### İllitlerin Smektit İçeriği

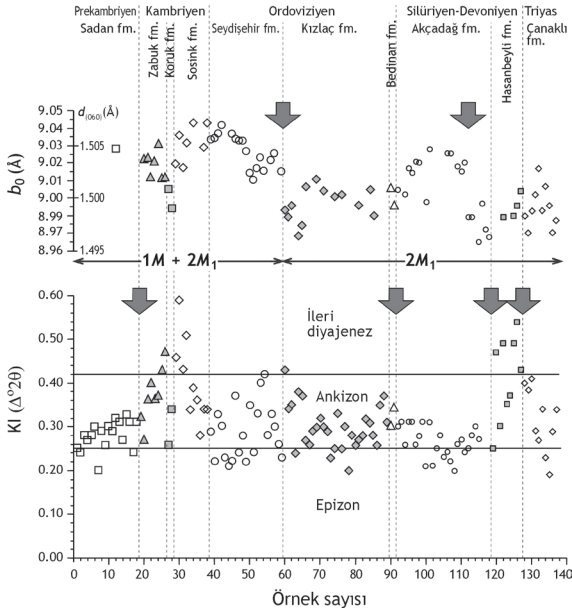
N- ve G- çekimlerinde 10 Å'da pik veren ve G-çekimde herhangi bir genişleme göstermeyen illitler az da olsa smektit içerebilmektedir. İllitlerin smektit tabakası içermeleri durumunda G-çekimlerde hem (003) yansımasına ait pik şiddeti artmakta hem de 10 Å pik genişliği azalmaktadır. Srodon (1984) tarafından önerilen pik şiddet oranı ( $I_r = I(003/001)_N / I(003/001)_G$ ) en yaygın kullanılan yöntemlerden birisi olup,  $I_r > 1$  olması illitlerin smektit aratabakası içerdiği anlamına gelmektedir. Eberl ve Velde (1989), illitlerin kristalinite ve  $I_r$  değerlerine göre kulla-

Çizelge 2. Amanoslar bölgesi birimlerinde yaygın kil mineral toplulukları.

Table 2. Common clay mineral associations in the units from the Amanos region.

Formasyon	Yaş	Yaygın kil mineral toplulukları
Sadan	Prekambriyen	İllit + klorit, illit + klorit + I-C, illit + klorit + C-S + I-C
Zabuk	Kambriyen	İllit ± kaolinit
Koruk	Kambriyen	İllit + kaolinit + klorit
Sosink	Kambriyen	İllit + C-S + klorit + I-C, illit + C-S, C-S + illit + C-V
Seydişehir	Ordoviziyen	İllit + C-V + I-C
Kızılçay	Ordoviziyen	İllit + C-V + I-C, illit + C-V + C-S + I-C
Bedinan	Ordoviziyen	İllit + paragonit + PM + klorit + I-C, illit + paragonit + PM + I-C + klorit ve/veya C-V
Akçadağ	Devoniyen	İllit + C-V + I-C, illit + klorit + C-V + I-C, illit + C-V + I-C + PM + paragonit
Hasanbeyli	Devoniyen	İllit + klorit + I-C
Çanaklı	Triyas	İllit ± C-V ± I-C, illit ± C-V, illit ± I-C

C-V: Klorit-vermikülit, C-S: Klorit-smektit, PM: Paragonit-muskovit, I-C: İllit-klorit



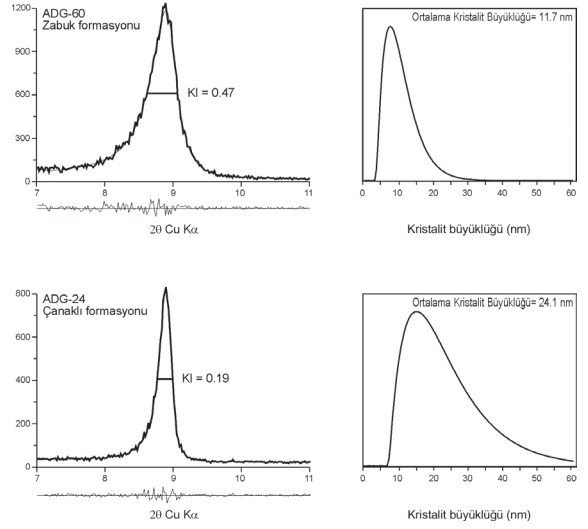
Şekil 7. Amanoslar bölgesinde illit kristalinite ve  $b_0$  verilerinin formasyonlara göre dağılımı (Oklar kristalinite ve  $b_0$  verilerindeki ani değişimleri işaret etmektedir).

Figure 7. Distribution of illite crystallinity and  $b_0$  data with respect to the formations in the Amanos region (The arrows indicate sudden changes in the values of crystallinity and  $b_0$  values).

nışlı bir diyagram geliştirmiştir. Bu diyagrama uyarlanan örneklerde genişleyebilen tabaka içermeyenlerin yanı sıra, % 3'e ulaşan smektit tabakasına sahip illitler de gözlenmiştir (bkz. Şekil 9). Jaboyedoff vd. (2001) tarafından illitlerin N- ve G-çekimlerdeki kristalinite verilerine göre oluşturulan diyagramda da benzer veriler elde edilmiştir (bkz. Şekil 10). İllitlerin smektit içerikleri formasyonlara göre önemli farklılıklar sunmamakla birlikte, Sadan, Sosink ve Hasanbeyli formasyonu illitleri biraz daha fazla smektit içeriğine sahip gözükmektedir.

### İllit $d_{(060)}$ Mesafesi

1.4958-1.5072 Å arasında geniş bir dağılım sergilemekte olup (bkz. Çizelge 3), oktahedral Fe+Mg içerikleri (0.11-0.67) muskovit ile fenjit arasında bileşim göstermektedir (Şekil 11).  $d_{(060)}$  değerleri Seydişehir, Sosink ve Seydişehir formasyonlarında yüksek, buna karşın Kızılaç, Bedinan, Hasanbeyli ve Çanaklı formasyonlarında



Şekil 8. İllit kristalinite ve kristalit büyüklüğü değerlerinin WINFIT programı ile belirlenmesi.

Figure 8. Determination of illite crystallinity and crystallite size values with WINFIT program.

daha düşüktür.  $b$ -parametresinin formasyonlara göre farklı değerler sunması; politiplerinden de kaynaklanmaktadır (bkz. Şekil 7 ve 11). Diğer bir ifadeyle  $1M$  politipine sahip illitlerin oktahedral Fe+Mg içeriklerinin yüksek olması,  $d_{(060)}$  değerlerinin de yüksek olmasına neden olmaktadır. İllitlerin dağılımını büyük ölçüde köken kayalık veya beslenme farklılıklarının denetlemesinin yanı sıra,  $1M$  politipi de  $b_0$  değerlerinin basınç indikatörü olarak kullanılmasını zorlaştırmaktadır. Bununla birlikte, Akçadağ formasyonunun üst seviyelerine doğru  $b_0$  değerlerindeki belirgin azalma, bütünüyle sıcaklık artışıyla ilişkili olup, açılmalı havzalara özgü değerler ( $b_0 < 9.01$  Å; Merriman ve Frey, 1999; Merriman, 2005) sunmaktadır.

### İllit ve Klorit Politipleri

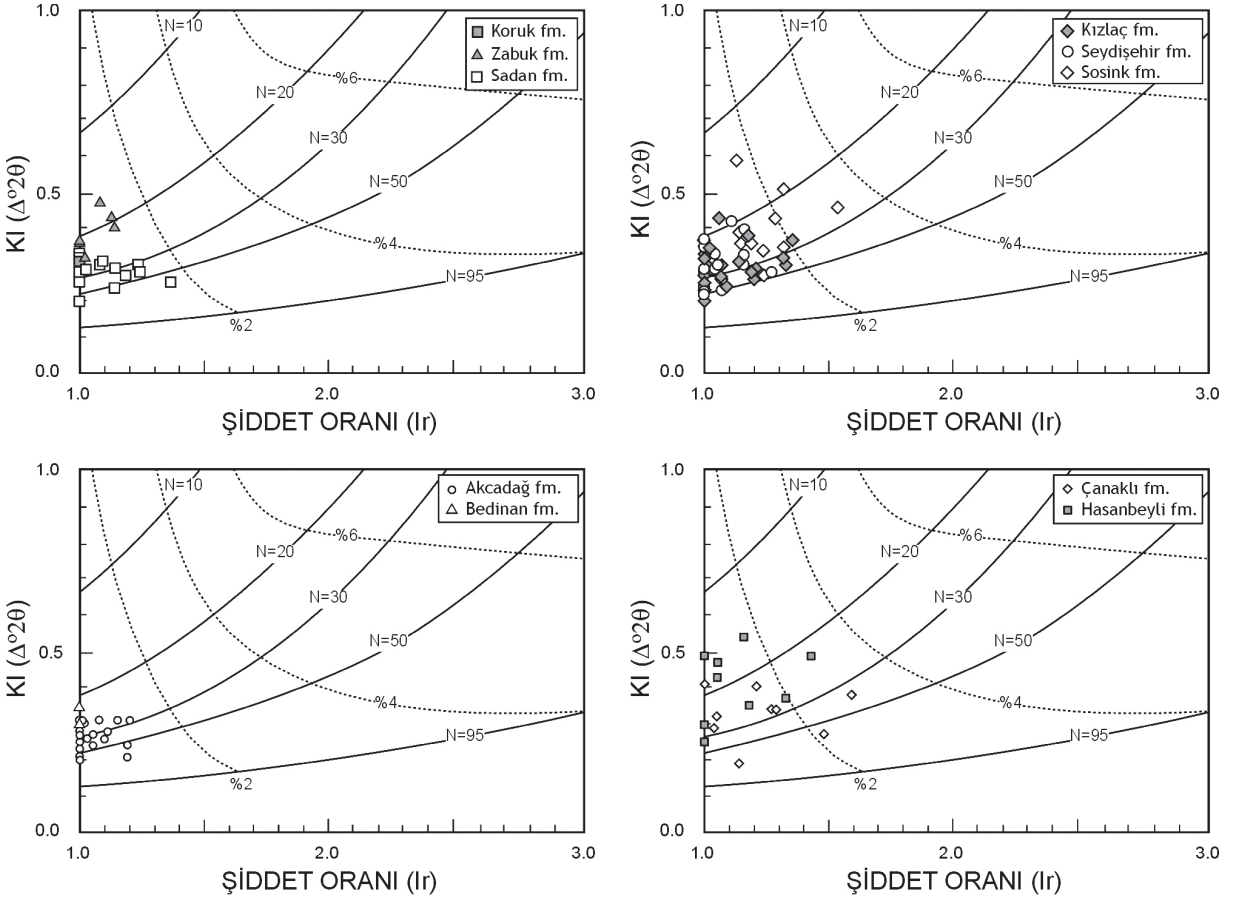
İllitlerin politipi incelemeleri bunların  $2M_1$ ,  $1M$  ve  $1M_d$  politipine sahip olduklarını göstermiştir (Şekil 12 ve 13). Ordoviziyen yaşlı Seydişehir ve



Çizelge 3. Amanoslar bölgesine ait birimlerde kristalinite, kristalit büyüklüğü ve  $d_{060}$  verilerinin dağılımı.  
Table 3. Distribution of crystallinity, crystallite size and  $d_{060}$  values in the units from the Amanos region.

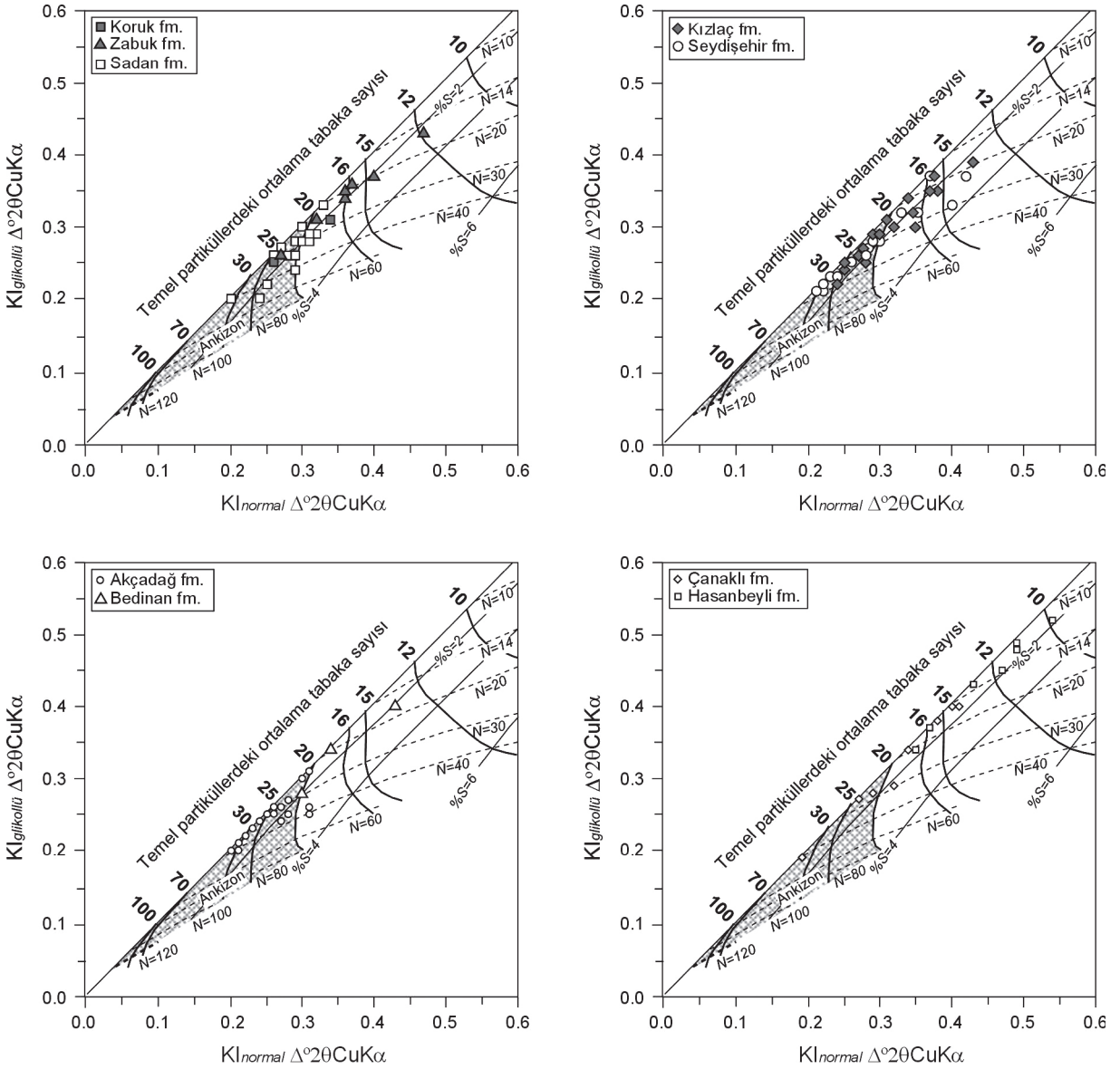
Formasyon	Yaş	Kristalinite (KI, $\Delta^{\circ}2\theta$ )			Kristalit büyüklüğü (N, nm)			$d_{(060)}$ Å		
		Aralık	Ortalama	n	Aralık	Ortalama	n	Aralık	Ortalama	n
Sadan	Prekambriyen	0.20-0.33	0.28	18	11-21	17	17	1.5047	1.5047	1
Zabuk	Kambriyen	0.27-0.47	0.37	8	11-18	14	8	1.5020-1.5038	1.5032	7
Koruk	Kambriyen	0.26-0.34	0.30	2	16-18	17	2	1.4990-1.5010	1.5000	2
Sosink	Kambriyen	0.27-0.59	0.41	10	10-15	12	10	1.5028-1.5072	1.5052	7
Seydişehir	Ordoviziyen	0.21-0.42	0.29	21	13-21	17	21	1.5018-1.5070	1.5045	17
Kızlaç	Ordoviziyen	0.20-0.43	0.30	30	11-20	16	30	1.4963-1.5018	1.4995	13
Bedinan	Ordoviziyen	0.30-0.34	0.32	2	13-15	14	2	1.4992-1.5007	1.500	2
Akcadağ	Devoniyen	0.20-0.31	0.27	24	14-22	18	24	1.4958-1.5047	1.5010	19
Hasanbeyli	Devoniyen	0.25-0.54	0.41	9	10-15	12	9	1.4982-1.5007	1.4992	4
Çanaklı	Triyas	0.19-0.41	0.31	10	13-24	16	10	1.4967-1.5028	1.4992	10

n: Örnek sayısı



Şekil 9. Amanoslar bölgesi illitlerinin kristalinite ve şiddet oranı diyagramına (Eberl ve Velde, 1989) göre kristalit büyüklüğü ve % smektit içerikleri.

Figure 9. Crystallite size and % smectite contents of illites from Amanos region with respect to the crystallinity and intensity ratio diagram (Eberl and Velde, 1989).



Şekil 10. Amanoslar bölgesi illitlerinin kristalinite diyagramına (Jaboyedoff vd., 2001) göre, kristalit büyüklüğü ve % smektit içerikleri.

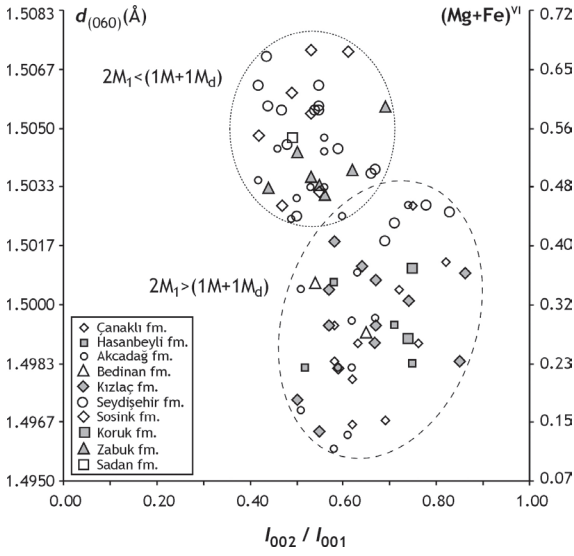
Figure 10. Crystallite size and % smectite contents of illites from Amanos region with respect to the crystallinity diagram (Jaboyedoff et al., 2001).

daha yaşlı formasyonlar  $2M_1 + 1M + 1M_d$ , Kızılaç ve Hasanbeyli formasyonları  $2M_1 + 1M_d$ , Akçadağ formasyonu ise tümüyle  $2M_1$  politipine sahiptir. Kızılaç formasyonu'nda yalnızca bir örnek  $1M$  içermekte olup, bu durum, benzer litolojiye sahip ve tüm örnekleri  $1M$  illit içeren Seydişehir formasyonuna göre farklılık oluşturmaktadır.  $1M$  politipi Sosink,  $2M_1$  Akçadağ ve Kızılaç,  $1M_d$  politipi ise Zabuk formasyonunda en yüksek yüzdeye ulaşmaktadır. Sadan, Seydişehir ve

Akçadağ formasyonlarında gözlenen kloritlerin ise bütünüyle  $I1b$  politipine sahip oldukları belirlenmiştir (Şekil 14).

### 10 Å-fillo-silikatlarının Paragonit Bileşeni

Bedinan ve Akçadağ formasyonlarında gözlenen paragonit, PM ve illit/muskovit içeren örneklerde  $2\theta=18-20^\circ$  ve  $2\theta=27-29^\circ$  arasında gözlenen sırasıyla  $d_{(002)}$  ve  $d_{(003)}$  piklerinden itiba-



Şekil 11. Amanoslar bölgesi illitlerinin  $d_{060}$  ve pik şiddet oranlarına göre dağılımı ve oktahedral Fe+Mg içerikleri.

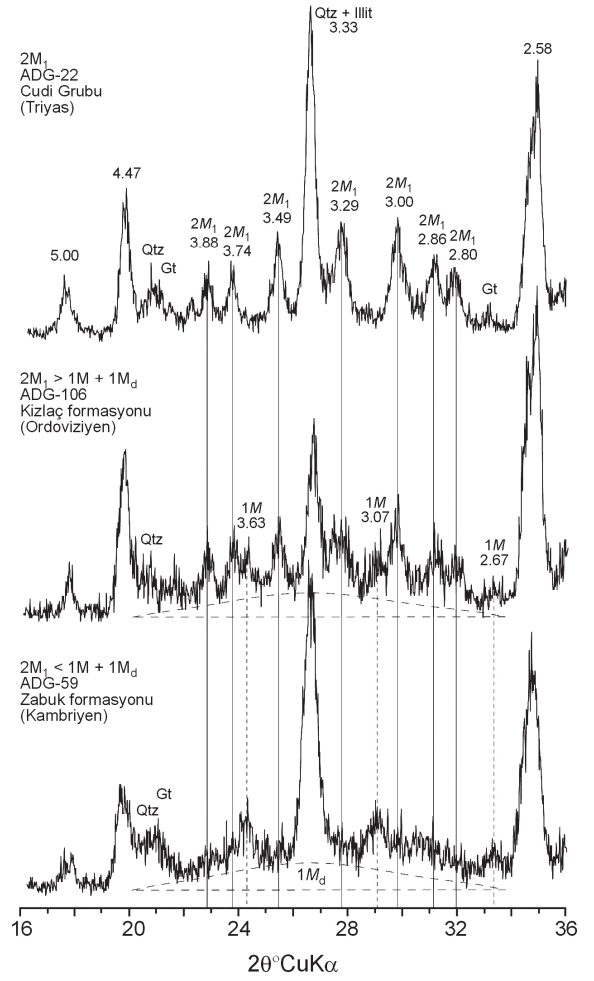
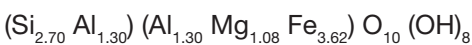
Figure 11. Distribution of illites from Amanos region with respect to the  $d_{060}$  ve peak intensity ratios and octahedral Fe+Mg contents.

ren WINFIT programıyla hesaplanan  $d_{(001)}$  pikleri yardımıyla, yapraklararası Na veya muskovitteki mol kesri olarak paragonit bileşeni belirlenmiştir (Şekil 15):  $d_{(002)} \text{Mu}_{2M} = 10.034 - 0.427 \text{Na}/(\text{Na}+\text{K})$  (Zen ve Albee, 1964). Buna göre illit/muskovitlerin paragonit bileşeni % 7-11 arasında değişmektedir. Bu değerler paragonitlerin oluşum sıcaklığının 400 °C'nin altında olduğunun göstergesidir (Chatterjee ve Flux, 1986). Diğer taraftan, Zen ve Albee'in (1964) muskovit + paragonit birlikteliği için oluşturduğu doğrusal regresyon eşitliğine  $[d(002) \text{Pa}_{2M} = 12.250 - 0.2634 d_{(002)} \text{Mu}_{2M} \pm 0.006]$  göre, illit/muskovit ve paragonitlerin yaklaşık yarısı yazarların önerdiği değerler arasında olup (Şekil 16), minerallerin eşzamanlı ve dengede oluştuklarını göstermektedir.

### Klorit Bileşimi

XRD yöntemi ile belirlenen kimyasal bileşimlerin formasyonlara göre sıralanan ortalama yapısal formülleri aşağıdaki gibidir (Çizelge 4).

Sadan formasyonu



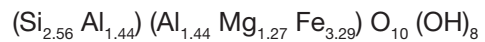
Şekil 12. Zabuk, Kızlaç ve Çanaklı formasyonlarına ait illit politiplerinin XRD yönlenmemiş toz difraktogramları.

Figure 12. XRD unoriented powder diffractograms of illite polytypes from Zabuk, Kızlaç ve Çanaklı formations.

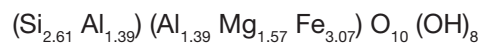
Seydişehir formasyonu



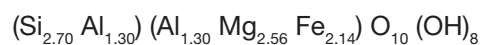
Bedinan formasyonu



Akçadağ formasyonu



Hasanbeyli formasyonu

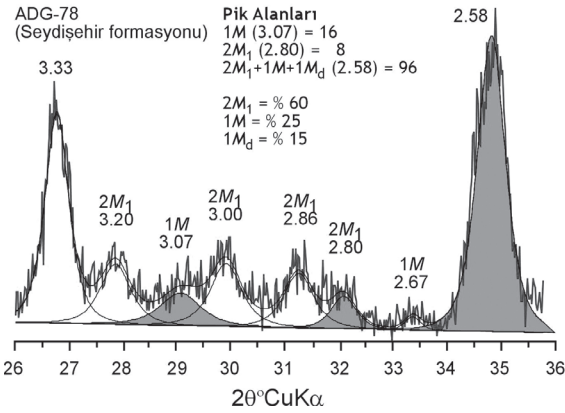
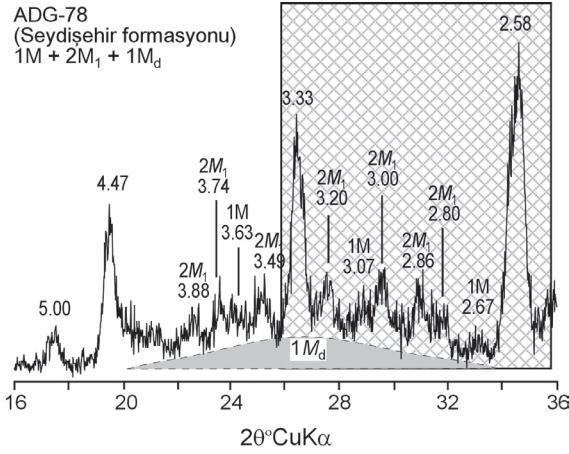


Çizelge 4. Amanoslar bölgesi birimlerindeki kloritlerin XRD yöntemine göre belirlenen kimyasal bileşimleri  
 Table 4. Chemical composition determined by XRD method of chlorites in the units from the Amanos region.

Örnek No.	Formasyon (Yaş)	$d_{(001)}$	(003)		002+004		(002)		(004)		Talk Fe <sup>+2</sup>		Brusit Fe <sup>+2</sup>		$\Sigma$ Fe <sup>+2</sup>		Al <sup>IV</sup>	Mg <sup>VI</sup>	Fe/(Fe+Mg)
			(001)	(001)	001+003	(001)	(003)	B&B	C&D	B&B	C&D	B&B	C&D	B&B	C&D				
ADG-6	Hasanbeyli	14.18	1.00	2.30	2.35	2.30	2.40	1.33	1.40	0.97	0.90	2.30	2.30	2.30	1.28	2.42	0.49		
-8	(Devoniyen)	14.17	1.14	2.20	2.20	2.57	1.88	1.28	1.10	0.72	0.90	2.00	2.00	2.00	1.31	2.69	0.43		
-130		14.15	1.21	2.87	2.87	3.64	2.24	1.83	1.45	1.17	1.35	3.00	2.80	1.38	1.82	0.61			
-131		14.17	1.50	2.49	2.49	3.17	2.04	1.74	1.25	0.76	1.15	2.50	2.40	1.31	2.29	0.51			
-134	Akçadağ (Devoniyen)	14.12	1.60	3.71	3.71	5.65	2.50	2.59	1.85	1.51	2.05	4.10	3.90	1.48	0.62	0.86			
-141		14.12	1.35	2.61	2.61	3.62	1.86	1.71	1.20	0.89	1.40	2.60	2.60	1.48	1.92	0.58			
-148		14.17	1.63	3.29	3.29	4.50	2.54	2.30	1.80	1.20	1.70	3.50	3.50	1.31	1.19	0.75			
-167		14.15	1.50	3.10	3.10	4.00	2.50	2.14	1.75	1.16	1.55	3.30	3.30	1.38	1.32	0.71			
-27		14.13	1.33	3.05	3.05	3.44	2.75	2.00	1.75	1.20	1.45	3.20	3.20	1.45	1.35	0.70			
-29	Bedinan	14.13	1.14	3.10	3.10	3.71	2.56	1.93	1.70	1.37	1.50	3.30	3.20	1.45	1.35	0.70			
-30	(Ordovizyen)	14.11	1.44	3.50	3.50	4.56	2.77	2.36	1.95	1.44	1.85	3.80	3.80	1.53	0.67	0.85			
-31		14.15	0.94	2.55	2.55	2.56	2.53	1.38	1.50	1.12	1.05	2.50	2.55	1.38	2.07	0.55			
-32		14.13	1.29	3.50	3.50	4.71	2.56	2.27	1.80	1.53	1.90	3.80	3.70	1.45	0.85	0.81			
-156	Seydişehir (Ord.)	14.15	1.27	4.26	4.26	5.20	3.53	2.56	2.20	1.84	2.20	4.40	4.40	1.38	0.22	0.95			
-39		14.16	1.91	3.75	3.75	6.09	2.52	2.72	1.90	1.38	2.15	4.10	4.05	1.36	0.59	0.87			
-43		14.15	1.55	3.71	3.71	5.25	2.71	2.56	2.00	1.54	2.00	4.10	4.00	1.38	0.62	0.87			
-44	Sadan (Prekambriyen)	14.17	1.75	3.45	3.45	5.15	2.49	2.45	1.80	1.25	1.90	3.70	3.70	1.31	0.99	0.79			
-46		14.19	1.29	3.13	3.13	3.93	2.50	2.02	1.70	1.28	1.50	3.30	3.20	1.26	1.54	0.68			
-51		14.21	1.39	3.13	3.13	4.65	2.03	2.08	1.45	1.22	1.70	3.30	3.15	1.17	1.68	0.65			

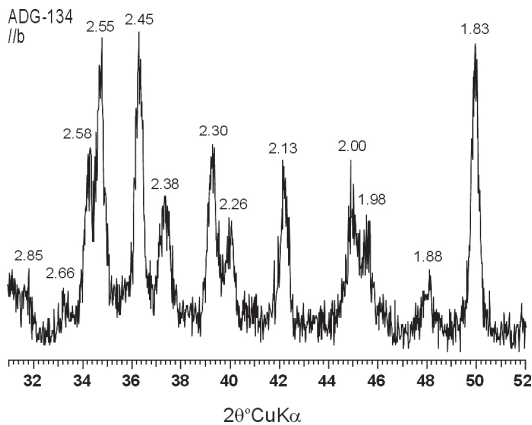
B&B: Brindley ve Brown (1980), C&D: Chagnon ve Desjardins (1991)





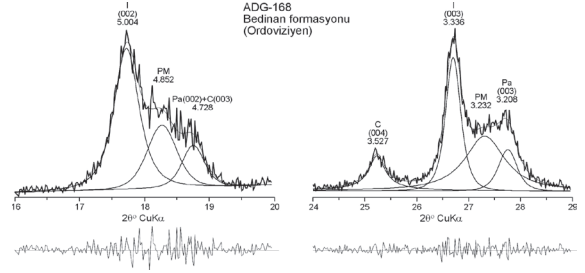
Şekil 13. Seydişehir formasyonuna ait  $2M_1 + 1M + 1M_d$  politipine sahip illitlerin WINFIT ile belirlenen pik alanları ve politipi oranları.

Figure 13. Peak areas determined by WINFIT, and polytype ratios of illites from Seydişehir formation with  $2M_1 + 1M + 1M_d$  polytypes.



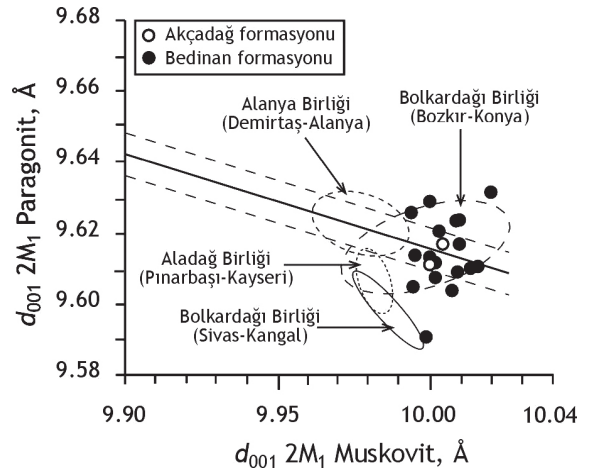
Şekil 14. Akçadağ formasyonuna ait metakumtaşı örneğinde //b kloritlerin yönelmemiş XRD toz difraktogramı.

Figure 14. XRD unoriented powder diffractograms of //b chlorite in the sample of metasandstone from Akçadağ formation.



Şekil 15. Kil difraktogramındaki illit, PM ve paragonit birleşik piklerinin WINFIT programı ile çözümlenmesi ve pik değerleri.

Şekil 15. Decomposition and peak values of composite illite, PM and paragonite peaks by WINFIT program.



Şekil 16. Amanoslar bölgesi paragonit+muskovit içeren örneklerdeki paragonit ve muskovitlerin  $d_{001}$  değerleri ve diğer bölgelerdekiler ile karşılaştırılması (Dengede oluşan paragonit ve muskovitlerin  $d_{001}$  ilişkilerine ait çizgiler Zen ve Albee, 1964'den; farklı bölgelere ait alanlar ise Alanya Birliği (Demirtaş-Alanya): Bozkaya ve Yalçın, 2004a; Bolcardağı Birliği (Bozkır-Konya): Bozkaya ve Yalçın, 2000; Bolcardağı Birliği (Sivas-Kangal): Bozkaya ve Yalçın, 2004b; Aladağ Birliği (Pınarbaşı-Kayseri): Bozkaya ve Yalçın, 2004b'den alınmıştır).

Figure 16.  $d_{001}$  values of paragonite and muscovite in the samples containing muscovite+paragonite from Amanos region and correlation with those of other regions (lines of  $d_{001}$  relation of paragonite and muscovite occurred in equilibrium were taken from Zen and Albee, 1964; fields of other region; Alanya Unit (Demirtaş-Alanya) from Bozkaya and Yalçın, 2004a; Bolcardağı Unit (Bozkır-Konya) from Bozkaya and Yalçın, 2000; Bolcardağı Unit (Sivas-Kangal) from Bozkaya and Yalçın, 2004b; Aladağ Unit (Pınarbaşı-Kayseri) from Bozkaya and Yalçın, 2004b).

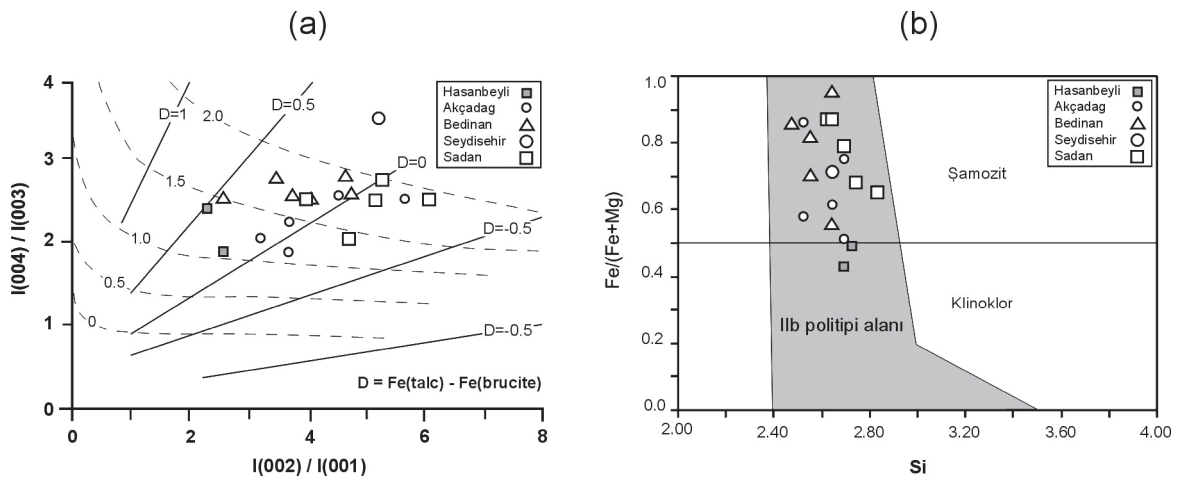
Kloritler; Hasanbeyli formasyonu hariç bazal pik değerleri ve şiddet oranlarına göre demirce zengin (şamozit, AIPEA: Bailey, 1980) bileşime sahiptir (Şekil 17). Kloritlerin bileşimini litolojik farklılıklar da etkilemekte olup, sleytler Mg-, metakumtaşları ise Fe- kloritleri daha yüksek miktarda içermektedir.

## MİNERALLERİN OLUŞUMU VE KÖKENİ

Tüm birimlerde gözlenen kuvars mineralleri büyük ölçüde monokristalin daha az da polikristalin olmaları nedeniyle, magmatik (volkanik ve plütonik) ve az da olsa metamorfik bir kökeni işaret etmektedir. Feldispat mineralleri Kambriyen yaşlı Zabuk formasyonunda alkali feldispat (ağırlıklı mikroklin), diğer formasyonlarda ise plajiyoklaz ile temsil olunmakta ve bütünüyle beslenme veya diğer bir ifadeyle köken kayaçla ilişkilidir. Zabuk formasyonunda ağırlıklı plütonik ve metamorfik, diğer birimlerde ise volkanik kayaçlardan beslenme söz konusudur.

Tüm formasyonlarda yaygın olarak gözlenen illitler dioktahedral bileşimli olup, birimlere göre ve hatta aynı birimdeki seviyelere göre farklı  $b_0$  değerlerine sahip olabilmektedir.  $2M_1+1M+1M_d$ ,  $2M_1+1M_d$  veya bütünüyle  $2M_1$  politipine sahip illitler, genellikle ankimetamorfik, daha az da ile-

ri diyajenetik ve epimetamorfik illit "kristalinite" verileri sunmaktadır (bknz. Şekil 10). Illitlerin formasyonlara göre farklı  $b_0$  değerlerine sahip olmasını diyajenez/metamorfizma derecesinden ziyade, politipi oranları belirlemektedir.  $1M$  illitlerin seladonitik ve/veya fenjitik bileşimli olması nedeniyle (Bailey, 1984),  $1M > 2M_1$  olan illitlerin  $b_0$  değerleri yüksek ölçülmüştür. Illitlerin  $b_0$  değerleri politipleri ile birlikte değerlendirildiğinde; Seydişehir ve altındaki formasyonların yüksek  $b_0$  değerlerine sahip olması, bütünüyle  $1M$  politipi içermeleriyle ilişkilidir. Seydişehir formasyonu ile aynı yaşta ve benzer litolojiye sahip Kızlaç formasyonunda  $1M$  politipinin bulunmaması nedeniyle çok daha düşük  $b_0$  değerlerine sahiptir.  $2M_1$  ve  $1M_d$  illitler çok düşük dereceli metamorfik kayaçlarda yaygın olup, diyajenez/metamorfizma derecesinin artmasıyla birlikte %  $2M_1 / (2M_1 + 1M_d)$  oranı da artmaktadır (Frey, 1987; Merriman ve Frey, 1999). Ordoviziyen-Prekambriyen yaş aralığındaki birimlerde yaygın olarak gözlenen  $1M$  illitler magmatik (büyük olasılıkla volkanojenik) malzeme ile ilişkilidirler (Merriman ve Roberts, 1985). Toros kuşağında  $1M$  illit içeren Kambriyen ve Devoniyen yaşlı otokton ve allokton birliklere ait birimlerde yapılan çalışmalarda (Geyikdağı Birliği; Saimbeyli-Feke-Adana: Bozkaya vd., 2002 ve Sandıklı-Afyon: Bozkaya vd.,



Şekil 17. (a) Amanoslar bölgesi kloritlerinin bazal pik oranları diyagramına (Chagnon ve Desjardins, 1991) göre belirlenen demir içerikleri (Kesikli çizgiler kloritlerin talk tabakasındaki Fe içeriğini temsil etmektedir), (b) kloritlerin Foster'den (1962) basitleştirilmiş Si ve  $Fe/(Fe+Mg)$  diyagramında adlandırılması.

Figure 17. (a) iron content of chlorites from the Amanos region based on the basal peak ratios diagram (Chagnon and Desjardins, 1991; dashed lines represent the iron content in the talc layers of chlorites), (b) nomenclature of chlorites in the Si and  $Fe/(Fe+Mg)$  diagram (simplified from Foster, 1962).

2006; Bolkardağı Birliği; Bozkır-Konya: Bozkaya ve Yalçın, 2000; Kangal-Sivas: Bozkaya ve Yalçın, 2004b; Antalya Birliği; Alanya-Antalya: Bozkaya ve Yalçın, 2005) 1M illitlerin volkanojenik malzemeden türediği saptanmıştır. 1M illit içeren örneklerde volkanik kayaç parçacıklarının gözlenmesi, feldispat içeriklerinin diğer örneklere göre daha yüksek olması, ayrıca klorit, C-S ve C-V gibi minerallerin de yüksek miktarlarda bulunması, volkanik kayaçlardan itibaren bir beslenmenin mineralojik kanıtları olarak değerlendirilmiştir. Bununla birlikte, mikroklin ve ortoklaz türü minerallerce zengin, buna karşın volkanojenik malzeme içermeyen Zabuk formasyonu 1M illitleri için plütonik bir köken daha uygun gözükmektedir.

Tipik olarak ankizon ve/veya düşük dereceli epizonu (Frey, 1987), ender olarak ileri diyajenez evresinde gözlenebilen paragonit ve PM (Weaver ve Broekstra, 1984; Merriman ve Roberts, 1985) Akçadağ formasyonunun üst seviyeleri ile Bedinan formasyonu için ayırtman mineralleridir. PM'in I-S → Rekorit → PM → Paragonit + Muskovit dönüşümündeki ara evreyi yansıtan yarı-kararlı bir aratabakalı faz olduğu ileri sürülmektedir. (Frey, 1969, 1970). Bununla birlikte, süperlatis piklerinin gözlenmemesi, paragonit-muskovit karışık-tabakalı mineralinden ziyade, ortaç Na-K mika biçiminde tanımlanmasının daha uygun olacağı belirtilmektedir (Jiang ve Peacor, 1993; Li vd., 1994). Amanoslar bölgesi paragonit ve illit/muskovitleri,  $d_{001}$  (Å) verilerine göre genellikle birbirleriyle dengede oluşan aralıkta kümelenmektedir (bknz. Şekil 16). Bolkardağı Birliği (Bozkır-Konya) örnekleriyle benzerlik sunan bu veriler, illit/muskovitlerle paragonitlerin birlikte oluştuğunu ve birbirlerinden farklı kökene sahip olmadıklarına işaret etmektedir. Paragonitli örneklerin yüksek ankimetamorfik-düşük epimetamorfik "kristalinite" verileri, illitlerin düşük  $b_0$  değerleri ve bütünüyle 2M<sub>1</sub> politipi sergilemeleri, bu mineralleri içeren Bedinan ve Akçadağ formasyonlarının diğer birimlere göre daha yüksek sıcaklık (jeotermal gradyan > 35 °C / km) ve daha düşük basınç (< 2 kb) koşullarında metamorfizma geçirdiğini göstermektedir. Diğer bir ifadeyle bu veriler, açılmalı havzalarda gelişen koşullara karşılık gelmektedir (Robinson, 1987; Merriman ve Frey, 1999; Merriman, 2002, 2005).

KMI biçimindeki oluşumlar; dilinim fabriğinin ileri aşamasının karakteristik özelliklerinden birisi olarak değerlendirilmiştir (Kisch, 1991). KMI için otijenik ve/veya neoformasyon (Hoepfener, 1956; Pye ve Krinsley, 1983), tektonizma öncesi smektitik killerin mimetik ornatılması (Craig vd., 1982; Woodland, 1982 ve 1985), metamorfizma sırasındaki deformasyon (Attlewell ve Taylor, 1969; Weber, 1981) ve kırıntılı mikalardan geliştiği (Voll, 1960; Beutner, 1978; Roy, 1978; Van der Pluijm ve Kaars-Sijpesteijn, 1984; White vd., 1985; Dimberline, 1986; Morad, 1986; Piqué ve Wybrecht, 1987; Milodowski ve Zalasiewicz, 1991) gibi çeşitli köken ve mekanizmalar belirtilmiştir.

Kloritler; ankizonu temsil eden Ordovizyen yaşlı Seydişehir ve Kızlaç formasyonlarında bağlayıcı malzemede ve gözeneklerde neoforme, KMI bünyesinde ise detritik olmak üzere iki farklı kökene sahiptir. Optik engebesi daha yüksek olan klorit istifleri genellikle beyaz mika pulları içermekte ve tipik grimsi-yeşilimsi anormal girişim rengi gösteren belirgin bir anizotropiye sahiptir. İncelenen birimlerde klorit ve klorit-aratabakalı minerallerin arttığı düzeylerde feldispatların da artması volkanojenik bir beslenimin yaygınlığını işaret etmektedir. Ordovizyen ve daha yaşlı birimlere ait KMI içerisindeki kloritler şamozitik bileşimli olup, Toros kuşağındaki birliklerde belirtildiği gibi (Bozkaya ve Yalçın, 2000, 2004b, 2005; Bozkaya vd., 2002, 2006), volkanojenik biyotitlerden itibaren açılmalı havzalarda sıcaklığın etkisiyle diyajenetik/çok düşük dereceli metamorfik alterasyon ile oluşmuştur. Volkanik arakatıklar içeren Devoniyen yaşlı Hasanbeyli formasyonundaki kloritler ise Mg'ca daha zengin (klinoklor) olup, Doğu Toroslardaki Geyikdağı Birliği'ne ait aynı yaşlı ve volkaniklastik arakatıklar içeren Şafaktepe formasyonundakilere benzer bileşim sunmaktadır.

C-S, C-V ve I-C türü karışık tabakalı kil minerallerinin düşey dağılımı diyajenez ve/veya metamorfizma derecesinden çok, kayaçların köken malzemesi ile ilişkili olup, bazı formasyonlar için ayırtman mineraller konumundadır. Prekambriyen yaşlı Sadan, Kambriyen yaşlı Sosink ve Ordovizyen yaşlı Kızlaç formasyonlarındaki C-S aratabakalıların yaygınlığı bütünüyle ilgili birimlerin oluşturan bileşenlerin kökeni (volkano-

jenik malzeme) ile ilişkilidir. C-S aratabakalıların bazik ve ortaç piroklastik ve volkanoklastik kayalarda (Evarts ve Schiffman, 1983; Brigatti ve Poppi, 1984; Inoue vd., 1984, 1987; Inoue, 1985, 1987; Bettison ve Schiffman, 1988; Inoue ve Utada, 1991; Yalçın, 1997), özellikle zeolit fasiyesinin lömontit zonunda (Kübler vd., 1974; Boles ve Coombs, 1977; Stadler, 1979; Lippmann ve Rothfuss, 1980; Kisch, 1980, 1981) yaygın olduğu bilinmektedir. C-V aratabakalıları Ordoviziyen yaşlı Seydişehir formasyonunun üst seviyeleri ile Kızlaç formasyonu için tipik olup, daha çok detritik biyotitlerin artan diyajenez/metamorfizma derecesiyle birlikte vermikü-lite dönüşümündeki ara evreyi temsil etmektedir (örneğin Bozkaya ve Yalçın, 2005). I-C Kızlaç formasyonunda bol olmak üzere hemen hemen tüm birimlerde gözlenmekte olup, C-S veya C-V aratabakalılarının arttığı seviyelerde artmaktadır. Bu dağılım I-C aratabakalılarının C-V ve C-S aratabakalıları ile aynı kökene sahip olduğuna işaret etmektedir.

Amanoslar bölgesi Paleozoyik istifinde ender de olsa gözlenen smektit mineralleri büyük ölçüde Hasanbeyli ve Akçadağ formasyonlarında gözlenen bozunmuş (meta)volkanit arakatıklarına bağlıdır. Ancak, Prekambriyen yaşlı Sosink formasyonunun alt düzeylerini oluşturan metakireçtaşlarında da belirlenmiştir. Paleozoyik yaşlı karbonatlı kayalarda smektitlerin bulunması, gerileyen süreçten çok, litolojik özellik nedeniyle smektitlerin I-S'e dönüşmeden korunabilmelerinden kaynaklanmaktadır. Benzer şekilde Paleozoyik yaşlı karbonat kayalarında bu şekilde smektitlerin gözlenmesi bazı yazarlarca da bildirilmiştir (Arkai ve Vizcian, 1975; Persoz, 1982).

## **MİNERALLERİN KRONOSTRATİGRAFİK DAĞILIMI**

Amanoslar bölgesinde Prekambriyen-Triyas yaşlı kayalar başlıca kalsit, dolomit, kuvars, feldispat, götit ve fillosilikat (illit, klorit, kaolinit, paragonit, PM, smektit, I-C, C-V ve C-S) mineralleri içermektedir. Kuvars ve feldispat miktarı sırasıyla Prekambriyen ve Kambriyen (Zabuk ve Sadan formasyonları), kalsit Devoniyen ve Triyas (Hasanbeyli ve Cudi formasyonları), dolomit

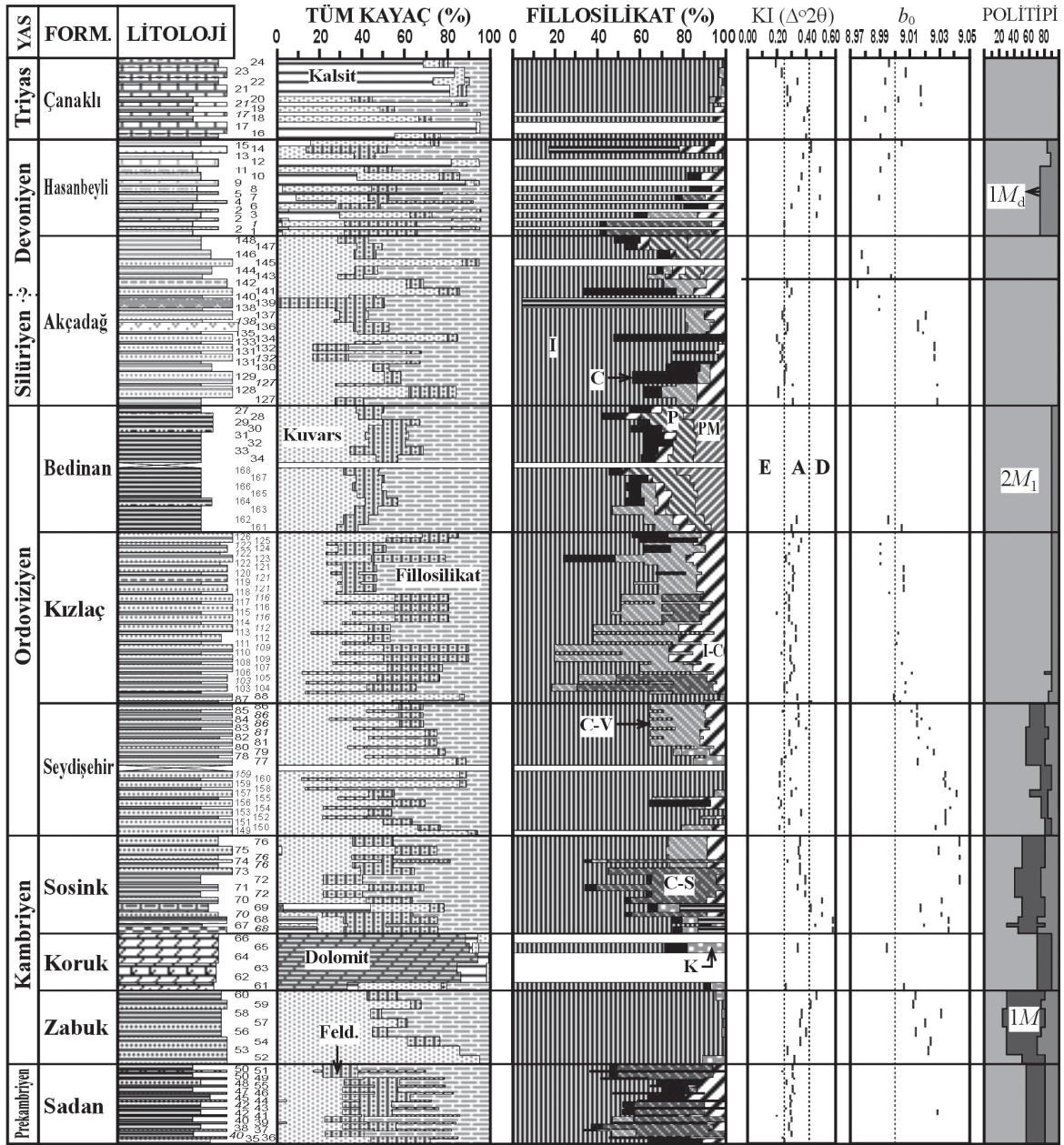
Kambriyen'de (Koruk formasyonu) en bol düzeye ulaşmaktadır (Şekil 18).

İllit tüm birimlerde ve bol miktarda bulunmakta, klorit Kambriyen ve Devoniyen (Sadan, Sosink ve Hasanbeyli), kaolinit az miktarda Kambriyen ve Ordoviziyen (Zabuk, Koruk ve Seydişehir), I-C Prekambriyen ve Ordoviziyen (Sadan, Seydişehir ve Kızlaç), C-V Ordoviziyen (Seydişehir, Kızlaç ve Akçadağ), C-S ise Prekambriyen ve Kambriyen'de (Sadan ve Sosink) artmaktadır. Paragonit ve PM yalnızca Ordoviziyen (Kızlaç) ve Devoniyen (Akçadağ) yaşlı formasyonlarında ortaya çıkmaktadır.

Kambriyen yaşlı Sosink formasyonunun kil mineralojisi aynı yaşlı Zabuk ve Koruk formasyonlarına göre zengin kil mineral türü ve birlikliklerine sahip olması ve özellikle C-S, C-V ve smektit içermeleri açısından oldukça farklılık sunmaktadır. Kil fraksiyonunda belirlenen bu minerallerin dikey dağılımlarına göre üç fillosilikat zonu gözlenmektedir. Bu zonlar alttan üste doğru (1) illit + smektit + kaolinit + klorit, (2) C-S + illit + I-C + C ve (3) illit + C-V + I-C biçiminde sıralanmaktadır. Birinci zon karbonat kayalarının bulunduğu seviyeleri temsil etmekte olup, smektit içermesiyle karakteristiktir. İkinci zon orta seviyelerdeki kırıntılı kayaç seviyelerine karşılık gelmekte ve C-S ile farklılaşmaktadır. Üçüncü zon ise, üst seviyelerdeki kırıntılı kayaç seviyelerine ait olup, C-V içermesiyle tipiktir. Ayrıca C-V ve I-C miktarlarının formasyonun üst seviyelerinde arttığı görülmektedir.

Ordoviziyen yaşlı Seydişehir formasyonunun mineralojik dağılımı Sosink formasyonunun üst seviyelerini temsil eden üçüncü zon ile büyük benzerlik sunmaktadır. Bu veriler, birimin Sosink formasyonu ile uyumlu bir ilişkiye sahip olduğunu düşündürmektedir. Kızlaç formasyonu, tüm kayaç bileşimine göre Seydişehir formasyonundan daha fazla feldispat ve kil mineralleri içermektedir. Kil mineralleri açısından Seydişehir formasyonuna göre C-V ve I-C aratabakalılarının baskınlığının yanı sıra, C-S içermeleriyle farklılık sunmaktadır. Üst Ordoviziyen yaşlı Bedinan formasyonu kil mineralleri C-V aratabakalılarının yalnızca alt düzeylerde gözlenmesi ve kloritin üst düzeylerde kısmen artması dışında önemli bir düşey dağılım farklılığı gösterme-





Şekil 18. Amanoslar bölgesinde tüm kayac ve kil fraksiyonunu oluşturan minerallerin ve bazı mineralojik parametrelerin formasyonlara göre dağılımları.

Figure 18. Distributions of whole-rock- and clay fraction-forming minerals and some mineralogical parameters with respect to formations in the Amanos region.

mektedir. Üst Devoniyen yaşlı Akçadağ formasyonu kil mineralleri hem çeşitlilik hem de dikey dağılım açısından altındaki formasyonlara göre önemli farklılıklar sunmaktadır. Stratigrafik bir düzensizliğe işaret eden bu farklılığa  $d_{060}$  değerindeki artış da eşlik etmektedir. Fillosilikat minerallerinin dikey dağılımlarına göre alttan üste

doğru üç fillosilikat zonu belirlenmiştir. Bunlar sırasıyla, illit + klorit + C-V + I-C, illit + C-V + I-C ve illit + paragonit + PM + klorit + I-C biçiminde sıralanmaktadır. Hasanbeyli formasyonu, kireçtaşı arakatıklarına bağlı olarak karbonat mineralleri ve daha az kuvars içermesiyle altındaki birimlerden ayırt edilmektedir. Kil fraksiyonunu

oluşturan mineraller alt düzeylerde illit + C-S + I-C + klorit, orta ve üst seviyelerde ise illit + I-C + klorit biçiminde fillosilikat zonlanması sunmaktadır. Triyas yaşlı Çanaklı formasyonu ve altında yeralan Arılık kuvarsiti veya Arılık formasyonunun altında yer alan diğer formasyonlara göre yüksek miktarda illit içermeleriyle tipik olup, klorit yalnızca Arılık formasyonunda, buna karşın I-C ve C-V Çanaklı formasyonunda gözlenmektedir. Fillosilikat mineralleri alttan üste doğru illit  $\pm$  klorit, illit  $\pm$  I-C ve illit  $\pm$  C-V biçiminde parajenetik ilişkiye sahiptir.

### TEKTONOSTRATİGRAFİK KONUM VE JEODİNAMİK EVRİM

İncelenen birimlerin ait olduğu Kuzey Arap Platformu'nda mikro-kıtaların yığılması ve çarpışmasının yaklaşık 620 my önce sona erdiği ve Prekambriyen'in geç döneminin transpresiyonel olaylarla karakteristik olduğu belirtilmektedir (Husseini, 1989; Göncüoğlu ve Kozlu, 2000). Amanoslar bölgesindeki İnfakambriyen yaşlı birimlerin Derik bölgesindeki eşdeğerlerine göre, volkanik kayaç içermediği ve bütünüyle volkanojenik kumtaşı ve şeyl araldanmasından oluştuğu belirtilmiştir (Göncüoğlu ve Kozlu, 2000). Bu çalışmada da, Sadan formasyonu içerisinde volkanik kayaç yalnızca bir düzeyde belirlenmekle birlikte, gerek petrografik, gerekse mineralojik açıdan volkanojenik beslenmenin egemen olduğu gözlenmiştir. Arap Plakası'ndaki Prekambriyen yaşlı volkanik kayaçların Geç Pan-Afrikan yay volkanizmasıyla ilişkili olduğu bildirilmektedir (Şengör, 1991). Sadan formasyonu tektonostratigrafik açıdan bütünüyle kıta içi sığ denizel bir ortamı, Kambriyen yaşlı Zabuk formasyonu ise kıyı ve geçiş gel-git çökelleriyle karakteristik denizel transgresyonu yansıtmaktadır. Karbonatlı kayaçlarca baskın Koruk formasyonu transgresyonun sürdüğü duraylı platform tipi çökelleme ile temsil etmekte olup, Sosink formasyonu ise aeolian ortamının regresif bir ürününü işaret etmektedir (Göncüoğlu ve Kozlu, 2000). Ordoviziyen yaşlı Seydişehir, Kızlaç ve Bedinan formasyonları, sığdan başlayıp derin denizel ortam olarak devam eden bir istifi sunmaktadır. Ordoviziyen üzerine uyumsuzlukla gelen Devoniyen yaşlı Akçadağ formasyonu, transgresif bir seriyi yansıtacak biçimde kong-

lomeralardan başlayıp yer yer volkanik arakatlı kumtaşı-şeyl araldanmasından itibaren daha derin denizel ortamı yansıtacak biçimde daha ince taneli litolojilere geçiş göstermektedir.

Mineralojik ve dokusal veriler ile tektonik konum ilişkisine göre (Merriman ve Frey, 1999; Merriman, 2002, 2005); fenjitik bileşimi yüksek illitlerin yaygınlığı, anki-epimetamorfik illitlerin  $b_0$  parametresi değerlerinin yüksek olması, mafik bileşimli çamurtaşlarında klorit ve klorit-aratabakalı minerallerin (özellikle korensit) varlığı; buna karşın paragonit, PM, dikit ve pirofillit gibi fillosilikat mineralleri ile KMI gözlenmemesi; sıkışmalı havzaların karakteristik özelliklerindedir. Ancak, çamur kayaçlarının hem K- hem de Na-ca zengin ürünler (paragonit, PM) ile KMI içermesi ve anki-epimetamorfik illitlerin  $b_0$  parametresinin düşük olması da tipik olarak açılmalı havzaları işaret etmektedir. Buna göre, Prekambriyen yaşlı Sadan formasyonu sıkışmalı havza, Kambriyen-Ordoviziyen yaşlı birimler ise pasif kıta kenarında transgresif olarak süregelen bir çökelleme ortamını temsil eden mineralojik özelliklere sahiptir. Prekambriyen-Kambriyen arasındaki uyumsuzlukta işareti olan bu düzensizlikler, Sandıklı-Afyon bölgesindeki Geyikdağı Birliği'nde belirlenen Kadomiyen orojenezinin Güneydoğu Anadolu Otoktonu istifindeki izleri olarak değerlendirilebilir (Bozkaya vd., 2006). Ordoviziyen yaşlı formasyonlarda düşey yönde gözlenen litolojik ve mineralojik farklılıklar, çökelleme ortamı ve termal olaylarla ilişkili değişimi düşündürmektedir. Bu farklılıkların paleontolojik verilere de yansıdığı belirtilmiştir (Dean ve Monod, 1990). Üst Ordoviziyen yaşlı Bedinan formasyonu mineralojik olarak, yüksek ısı akışının etkin olduğu açılmalı bir havzadaki düşük dereceli metamorfizmayı (diastathermal metamorfizma; Robinson, 1987; Robinson ve Bevins, 1989) yansıtmaktadır. Ordoviziyen sonuna doğru gelişen bu termal olay, KB Avrupa'da gözlenen Kaledoniyen orojenezini (Örneğin: Sarmiento vd., 1999) ile eşzamanlı gözükse de, jeodinamik açıdan ilişkilendirilmesi mümkün gözükmemektedir. Ordoviziyen'deki volkanik beslenmenin etkinliği, kuzeydeki İlapetus okyanusal levhasının güneye doğru Gondwana'nın kuzey kenarının altına dalması sonucu açılan yay gerisi baseninin karakteristiği olarak belirtilmiştir (Göncüoğlu-

lu, 1997). Akçadağ formasyonunun mineralojik karakteristikleri, Bedinan formasyonu ile benzerlik sunmakta olup, açılmalı havza gelişiminin Devoniyen'de de gerçekleştiğinin jeolojik kanıtı olarak değerlendirilmiştir. Toros kuşağındaki Devoniyen ve Karbonifer yaşlı birimleri etkilediği öne sürülen Varisken orojenezi (Göncüoğlu vd, 2000; Bozkaya ve Yalçın, 2004b) ile zaman ve paleocoğrafik konum açısından ilişkilendirilmesi mümkün gözükmeyen bu veri, jeodinamik açıdan farklı disiplinlerdeki çalışmalar ile birlikte değerlendirilmelidir.

## SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Amanoslar bölgesindeki Prekambriyen-Triyas yaşlı birimlerde saptanan tüm kayaç ve fillosilikat birliktelikleri provenans, köken kayaç, çökelme ortamı, jeotektonik konum ve jeodinamik evrim konusunda önemli veriler sunmakta olup, bunlar aşağıda tartışılmıştır.

Klorit ve klorit-aratabakalı minerallerinin arttığı seviyelerde feldispatların da bol gözlenmesi; volkanik bir kökeni işaret etmektedir. Zabuk, Koruk ve Çanaklı formasyonları dışında kalan tüm birimlerde volkanik beslenme egemendir. I-C aratabakalıları volkanik kaynağın yanı sıra, metamorfik bir beslenmenin de olduğunun mineralojik kanıtlarıdır. Alt Kambriyen yaşlı Zabuk formasyonunda illitlerin yaygınlığı köken kayacın mika minerallerince zengin olduğuna, mikroklin ve ortoklazlar ise birimin plütonik kayalardan da beslendiğine işaret etmektedir. Klorit ve klorit-aratabakalı minerallerin gözlenmemesi; volkanik beslenmenin olmadığını, kaolinitin ortaya çıkışı ise nemli bir iklimin egemen ve asidik koşullara sahip sığ denizel bir çökelme ortamı olduğu düşündürmektedir. Diğer taraftan, ankimetamorfik, kısmen de geç diyajenetik ve epimetamorfik kristalinite derecesi sergileyen illitlerin ortalama  $b_0$  değerleri ve politipi özelliklerinin düşey dağılımı da birimler için ayırtıcıdır. Buna göre aynı yaşa sahip ve benzer görümlü formasyonlar (Seydişehir ve Kızlaç) birbirinden ayrılabilir. Amanoslar bölgesi Alt Paleozoyik birimleri için karakteristik olan 1M illitlerin volkanik kökenli feldispat ve klorit ve klorit-aratabakalıları eşlik etmesi, bunların volkanik bir kaynaktan türediğini düşündürmektedir.

Bölgedeki Paleozoyik istif büyük ölçüde pasif kıta kenarı ortamını yansıtmakla birlikte, bazı düzensizlikler de taşımaktadır. Prekambriyen (Sadan formasyonu)-Kambriyen (Zabuk formasyonu) sınırındaki mineralojik farklılıkların yanı sıra, ilk kez bu çalışmada Ordoviziyen (Bedinan Formasyonu) ve Devoniyen'de (Akçadağ formasyonu) açılmalı havzalara özgü metamorfizma izleri saptanmıştır.

Triyas yaşlı birimlerin ankimetamorfizmayı yansıtan özellikler sunması, istifin Alpin orojenezinden de etkilendiğini düşündürmekle birlikte,  $d_{060}$  değerlerinin düşük olması basınçtan ziyade sıcaklığın daha etkin olduğu bir metamorfizmayı işaret etmektedir. Diğer taraftan, Devoniyen-Triyas yaşlı birimler ile Devoniyen öncesi birimlerin farklı mineralojik ve diyajenetik/metamorfik özelliklere sahip olması, Alpin deformasyon fazının, Alpin-öncesi orojenez izlerini silemediğini, diğer bir ifadeyle Devoniyen-öncesi birimlerin Paleozoyik evrimlerine ait izleri halen taşıdığını göstermektedir.

Amanoslar bölgesindeki Alt Paleozoyik yaşlı birimler Doğu Toros Otoktonu'na (Geyikdağı Birliği) benzerlik sunmaktadır. Buna karşın Devoniyen birimleri (Akçadağ ve Hasanbeyli), gerek Diyarbakır-Hazro bölgesindekilerden (Bozkaya vd., 2007), gerekse Toros Kuşağına ait otokton birliklerden (Bozkaya vd., 2002, 2006) farklı özelliklere sahiptir.

## KATKI BELİRTME

Bu çalışma; Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri (CÜBAP) Komisyon Başkanlığı tarafından M-235 nolu Bireysel Araştırma Projesi kapsamında desteklenmiştir. Yazarlar, makalenin titizlikle incelenerek yapıcı eleştiri ve önerileri doğrultusunda geliştirilmesine katkı sağlayan, Orta Doğu Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden Prof.Dr. M.Cemal GÖNCÜOĞLU ve İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden Prof.Dr. M.Namık YALÇIN'a, laboratuvar çalışmalarındaki katkılarından dolayı Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Laboratuvarları (MİPJAL) elemanları Kimya Yüksek Mühendisi Fatma YALÇIN ve Tekniker Ufuk KUŞ'a teşekkür ederler.



**KAYNAKLAR**

- Árkai, P., 1991. Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Palaeozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 723-734.
- Árkai, P., and Vizcián, I., 1975. Transformation of clay minerals in the sedimentary rocks (in Hungarian; English summary). *Osztályának Közleményei*, 8, 373-381.
- Attlewell, P., and 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. Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee on clay minerals. *American Mineralogist*, 65, 1-7.
- Bailey, S.W., 1984. Classification and Structures of the Micas. In: Micas, S.W.Bailey (ed.), *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, 13, 1-12.
- Bailey, S.W., 1988. X-ray diffraction identification of the polytypes of mica, serpentine, and chlorite. *Clays and Clay Minerals*, 36, 193-213.
- Bettison, L.A., and Schiffman, P., 1988. Compositional and structural variations of phyllosilicates from the Point Sal ophiolite, California. *American Mineralogist*, 73, 62-76.
- Beutner, E.C., 1978. Slaty cleavage and related strain in Martinsburg slate, Delaware Water Gap, New Jersey. *American Journal of Science*, 278, 1-23.
- Boles, J.R., and Coombs, D.S., 1977. Zeolite facies alteration of sandstones in the Southland Syncline, New Zealand. *American Journal of Science*, 277, 982-1012.
- Bozdoğan, N., and Ertuğ, K., 1997. Geological evolution and paleogeography of the southeast Anatolia in the Paleozoic. In: *Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana*. M.C. Göncüoğlu and A.S. Derman (eds.). Turkish Association of Petroleum Geologists, Special Publication-3, 39-49.
- Bozkaya, Ö., 1999. Alanya Metamorfizmaları doğu kesiminin (Anamur kuzeyi) mineralojisi: Kristalinite, b0 ve politipi. 11. Mühendislik Haftası, Yerbilimleri Sempozyumu Bildiriler Kitabı, Isparta, 183-192.
- Bozkaya, Ö., 2001. Demirtaş-Alanya yöresinde Alanya naplarının metamorfizmasına ilişkin yeni mineralojik bulgular, Orta Toroslar, Türkiye. *Yerbilimleri*, 23, 71-86.
- Bozkaya, Ö. ve Yalçın, H., 1997a. Bolkardağı Birliği (Orta Toroslar, Bozkır-Konya) Üst Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı diyajenetik-çok düşük dereceli metamorfik kayaçların mineralojisi ve petrografisi. *Yerbilimleri*, 19, 17-40.
- Bozkaya, Ö. ve Yalçın, H., 1997b. Aygörmez Dağı napı (Pınarbaşı-Kayseri) Devoniyen-Triyas yaşlı diyajenetik-çok düşük dereceli meta-sedimanter kayaçların mineralojik ve petrografik özellikleri. Çukurova Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu, Geosound, Özel Baskı, Cilt II, 30, 807-832.
- Bozkaya, Ö. ve Yalçın, H., 1998. Doğu Toros Otoktonu Paleozoyik kayalarında sedimanter gömülme ile ilişkili diyajenez ve çok düşük dereceli metamorfizma. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 10 (1), 35-54.
- Bozkaya, Ö., and Yalçın, H., 2000. Very low-grade metamorphism of Upper Paleozoic-Lower Mesozoic sedimentary rocks related to sedimentary burial and thrusting in Central Taurus Belt, Konya, Turkey. *International Geology Review*, 42, 353-367.
- Bozkaya, Ö., and Yalçın, H., 2004a. New mineralogical data and implications for the tectono-metamorphic evolution of the Alanya Nappes, Central Tauride Belt, Turkey. *International Geology Review*, 46, 347-365.
- Bozkaya, Ö., and Yalçın, H., 2004b. Diagenetic to low-grade metamorphic evolution of clay mineral assemblages in Palaeozoic to early Mesozoic rocks of the East-



- tern Taurides, Turkey. *Clay Minerals*, 39, 481-500.
- Bozkaya, Ö., and Yalçın, H., 2005. Diagenesis and very low-grade metamorphism of the Antalya Unit: mineralogical evidence of Triassic rifting, Alanya-Gazipaşa, Central Taurus Belt, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25, 109-119.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., and Göncüoğlu, M.C., 2002. Mineralogic and organic responses to the stratigraphic irregularities: An example from the Lower Paleozoic very low-grade metamorphic units of the Eastern Taurus Autochthon, Turkey. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 82, 355-373.
- Bozkaya, Ö., Gürsu, S., and Göncüoğlu, M.C., 2006. Textural and mineralogical evidence for a Cadomian tectonothermal event in the eastern Mediterranean (Sandıklı-Afyon area, western Taurides, Turkey). *Gondwana Research*, 10, 301-315.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., Kozlu, H., 2007. Güneydoğu Anadolu Otoktonu kayaçlarının (Amanoslar ve Hazro bölgesi) diyajenez/metamorfizma özelliklerinin incelenmesi. Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi Sonuç Raporu, Rapor no: M-235, 180 s.
- Brigatti, M.F., and Poppi, L., 1984. Crystal chemistry of corrensite: a review. *Clays and Clay Minerals*, 32, 391-399.
- Brindley, G.W., 1961. Chlorite minerals. In : *The X-ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals*, G. Brown (ed.), Mineralogical Society, London, pp. 242-296.
- 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, pp. 411-438.
- Brown, G., and Brindley, G.W., 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification*, G.W. Brindley and G. Brown (eds.), Mineralogical Society, London, pp. 305-360.
- Chagnon, A., and Desjardins, M., 1991. Détermination de la composition de la chlorite par diffraction et microanalyse aux rayons X. *Canadian Mineralogist*, 29, 245-254.
- Chatterjee, N.D., and Flux, S., 1986. Thermodynamic mixing properties of muscovite-paragonite crystalline solutions at high temperatures and pressures, and their geological applications. *Journal of Petrology*, 27, 677-693.
- Chen, P.Y., 1977. Table of key lines in X-ray powder diffraction patterns of minerals in clays and associated rocks. *Geological Survey Occasional Paper*, Indiana Geological Survey Report 21.
- Craig, J., Fitches, W.R., and Maltman, A.J., 1982. Chlorite-mica stacks in low-strain rocks from Central Wales. *Geological Magazine*, 119, 243-256.
- Dean, W.T., and Monod, O., 1985. A new Ordovician stratigraphy in the Bahçe area, Northern Amanos Mountains, South Central Turkey. *Geological Magazine*, 122, 15-25.
- Dean, W.T., and Monod, O., 1990. Revised stratigraphy and relationships of Lower Paleozoic rocks, eastern Taurus Mountains, south central Turkey. *Geological Magazine*, 127, 333-347.
- Dean, W.T., Monod, O., and Perinçek, D., 1981. Correlation of Cambrian and Ordovician rocks in Southeastern Turkey. *Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Dergisi*, 25, 269-291.
- Dean, W.T., Martin, F., Monod, O., Günay, Y., Kozlu, H., and Bozdoğan, N., 1997. Precambrian? and Cambrian stratigraphy of the Penbegli-Tut inlier, southeastern Turkey. *Geological Magazine*, 134, 37-53.
- Demirkol, C., 1988. Türkoğlu (K.Maraş) batısında yer alan Amanos dağlarının stratigrafisi, yapısal özellikleri ve jeotektonik

- evrimi. MTA Dergisi, 108, 18-37.
- 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., and Velde, B., 1989. Beyond the Kübler index. *Clay Minerals*, 24, 571-577.
- Evarts, R.C., and Schiffman, P., 1983. Submarine hydrothermal metamorphism of the Del Puerto Ophiolite, California. *American Journal of Science*, 283, 289-341.
- Folk, R.L., 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Co., Austin, Texas.
- Foster, M.D., 1962. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. U.S. Geological Survey, Professional Papers 414-A, pp. 1-33.
- Frey, M., 1969. A mixed-layer paragonite/phenogite of low-grade metamorphic origin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 24, 63-65.
- Frey, M., 1970. The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis. *Sedimentology*, 15, 261-279.
- Frey, M., 1987. Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In: *Low Temperature Metamorphism*. M. Frey (ed.), M., Blackie & Son, Glasgow, pp. 9-58.
- Göncüoğlu, M.C., 1997. Distribution of Lower Paleozoic rocks in the Alpine terranes of Turkey: Paleogeographic constraints. In: *Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana*. M.C. Göncüoğlu and A.S. Derman (eds.), Turkish Association of Petroleum Geologists, Special Publication, 3, 13-23.
- Göncüoğlu M.C., and Kozlu, H., 2000. Early Paleozoic evolution of the NW Gondwanaland: Data from southern Turkey and surrounding regions. *Gondwana Research*, 3, 315-324.
- Göncüoğlu, M.C., Dirik, K., and Kozlu, H., 1997. General characteristics of pre-Alpine and Alpine terranes in Turkey: Explanatory notes to the terrane map of Turkey. *Annales Géologique Pays Hellénique*, 37, 515-536.
- Göncüoğlu M.C., Turhan N., Şentürk K., Özcan A., Uysal Ş., and Yalınız M.K., 2000. A geotraverse across northwestern Turkey: tectonic units of the Central Sakarya region and their tectonic evolution. In: *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, E. Bozkurt, J.A. Winchester and J.D.A. Piper (eds.), Geological Society, London, Special Publications 173, London, pp. 139-161
- Grathoff G.H., and Moore D.M., 1996. Illite polytype quantification using Wildfire© calculated X-ray diffraction patterns. *Clays and Clay Minerals*, 44, 835-842.
- Guidotti, C.V., and Sassi, F.P., 1986. Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite *b<sub>0</sub>* data from low-grade metapelites. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 153, 363-380.
- Guggenheim S., Bain D.C., Bergaya F., Brigatini M.F., Drits A., Eberl D.D., Formoso M.L.L., Galan E., Merriman R.J., Peacor D.R., Stanjek H., and Watanabe T., 2002. Report of the AIPEA nomenclature committee for 2001: order, disorder and crystallinity in phyllosilicates and the use of the "Crystallinity Index". *Clay Minerals*, 37, 389-393.
- Günay, Y., 1984. Amanos Dağları'nın jeolojisi ve Karasu-Hatay grabeninin petrol olanakları. TPAO Rapor No. 1954 (yayımlanmamış).
- Günay, Y., 1998. Güneydoğu Anadolunun Jeolojisi (Stratigrafi). TPAO Rapor No. 3939 (yayımlanmamış).
- Hoepfener, R., 1956. Zur Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. *Geologische Rundschau*, 45, 247-283.
- Hunziker, J.C., Frey, M., Clauer, N., Dallmeyer, R.D., Fredrichsen, H., Flehmig, W., Hochstrasser, K., Roggviler, P., and Schwander, H., 1986. The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps,

- Switzerland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 157-180.
- Husseini, M.I., 1989. Tectonic and deposition model of the Arabian and adjoining plates during the Silurian-Devonian. *American Association of Petroleum Geology*, 75, 118-120.
- Inoue, A., 1985. Chemistry of corrensite : a trend in composition of trioctahedral chlorite/smectite during diagenesis. *Journal of College of Arts and Sciences, Achiba University*, B-18, 69-82.
- Inoue, A., 1987. Conversion of smectite to chlorite by hydrothermal and diagenetic alterations, Hokuroku Kuroko mineralization area, Northeast Japan. *Proceeding of International Clay Conference, Denver*. L.G. Schultz, H. van Olphen and F.A. Mumpton (eds.), *The Clay Minerals Society, Bloomington, Indiana*, pp. 158-164.
- Inoue, A., and Utada, M., 1991. Smectite-to-chlorite transformation in thermally metamorphosed volcanoclastic rocks in the Kamikita area, Northern Honshu, Japan. *American Mineralogist*, 76, 628-640.
- Inoue, A., Utada, M., Nagata, H., and Watanabe, T., 1984. Conversion of trioctahedral smectite to interstratified chlorite smectite in Pliocene acidic pyroclastic sediments of the Ohyu District, Akita Prefecture, Japan. *Clay Science*, 6, 103-116.
- Inoue, A., Kohyama, N., Kitagawa, R., and Watanabe, T., 1987. Chemical and morphological evidence for the conversion of smectite to illite. *Clays and Clay Minerals*, 35, 111-120.
- Jaboyedoff, M., Bussy, F., Kübler, B., and Thelin, PH., 2001. Illite "crystallinity" revisited. *Clays and Clay Minerals*, 49, 156-167.
- J.C.P.D.S., 1990. Powder Diffraction File. Alphabetical Indexes Inorganic Phases. Swarthmore, USA.
- Jiang, W.T., and Peacor, D.R., 1993. Formation and modification of metastable intermediate sodium potassium mica, paragonite, and muscovite in hydrothermally altered metabasites from northern Wales. *American Mineralogist*, 78, 782-793.
- Ketin, İ., 1966. Güneydoğu Anadolu'nun Kambriyen teşekkülleri ve bunların Doğu İran Kambriyesi ile mukayesesi. *MTA Dergisi*, 66, 75-87.
- Kisch, H.J., 1980. Illite crystallinity and coal rank associated with lowest-grade metamorphism of the Taveyanne greywacke in the Helvetic zone of the Swiss Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 73, 753-777.
- Kisch, H.J., 1981. Coal rank and illite crystallinity associated with the zeolite facies of Southland and the pumpellyite-bearing facies of Otago, southern New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 24, 349-360.
- Kisch, H.J., 1983. Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) in clastic rocks. In: *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks*, 2, Larsen, G. and Chilingar, G.V. (eds.), Elsevier, Amsterdam, pp. 289-493 and pp. 513-541.
- Kisch, H.J., 1990. Calibration of the anchizone: a critical comparison of illite "crystallinity" scales used for definition. *Journal of Metamorphic Geology*, 8, 31-46.
- Kisch, H.J., 1991. Development of slaty cleavage and degree of very-low-grade metamorphism: a review. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 735-750.
- Kossovskaya, A.G., and Shutov, V.D., 1965. Facies of regional epigenesis and metagenesis. *International Geology Review*, 7, 1157-1167.
- Kossovskaya, A.G., and Shutov, V.D., 1970. Main aspects of the epigenesis problem. *Sedimentology*, 15, 11-40.
- Krinsley, D.H., Pye, K., and Kearsley, A.T., 1983. Application of backscattered electron microscopy in shale petrology. *Geological Magazine*, 120, 109-114.
- Krumm, S., 1996. WINFIT 1.2 : version of November 1996 (The Erlangen geological and mineralogical software collection)

- of WINFIT 1.0 : a public domain program for interactive profile-analysis under WINDOWS. XIII Conference on Clay Mineralogy and Petrology, Praha, 1994. *Acta Universitatis Carolinae Geologica*, 38, 253-261.
- Kübler, B., 1968. Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bulletin-Centre de Recherches Pau-SNPA*, 2, 385-397.
- Kübler, B., Martini, J., and Vuagnat, M., 1974. Very low grade metamorphism in the Western Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 54, 461-469.
- Lahner, L., 1972. Geologische untersuchungen an der ostflanke des mittleren Amanos (SE-Türkei). *Geotektonische Forschungen*, 42, 71-81.
- Li, G., Peacor, D.R., Merriman, R.J., Roberts, B., and 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, UK. *Journal of Structural Geology*, 16, 1139-1157.
- Lippmann, F., and Rothfuss, H., 1980. Tonminerale in Taveyannaz-Sandsteinen. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 60, 1-29.
- Merriman R.J. 2002. Contrasting clay mineral assemblages in British Lower Palaeozoic slate belts: the influence of geotectonic setting. *Clay Minerals*, 37, 207-219.
- Merriman R.J. 2005. Clay minerals and sedimentary basin history. *European Journal of Mineralogy*, 17, 7-20.
- Merriman, R.J., and Roberts, B., 1985. A survey of white mica crystallinity and polytypes in pelitic rocks of Snowdonia and Llyn, North Wales. *Mineralogical Magazine*, 49(3), 305-319.
- Merriman, R.J., and Frey, M., 1999. Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. In: *Low-Grade Metamorphism*, Blackwell Science, M. Frey and D. Robinson (eds.), pp. 61-107.
- Milodowski, A.E., and 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.
- MINCRYST, 2008. Crystallographic and Crystallochemical Database for Mineral and their Structural Analogues, <http://database.iem.ru/mincryst>, 9 Eylül 2008.
- Morad, S., 1986. Mica-chlorite intergrowths in very low-grade metamorphic sedimentary rocks from Norway. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 154, 271-287.
- MTA, 2002. 1:500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Hatay paftası.
- Önalın, M., 1986. Amanos dağlarındaki Alt Paleozoyik çökellerinin çökeltme ortamları ve bölgenin paleocoğrafik evrimi. *TJK Bülteni*, 29, 49-63.
- Önem, Y., 1991. Kahramanmaraş ve Elbistan sahalarının hidrokarbon potansiyeli. *MTA Dergisi*, 113, 153-162.
- Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeolojik özellikleri. *TJK Bülteni*, 19, 1, 65-78.
- Perinçek, D., 1980. IX. Bölge Hakkari-Yüksekova-Çukurca-Beytüşşebap-Uludere-Pervari dolayının jeolojisi. TPAO Rapor No. 1481 (yayımlanmamış).
- Perinçek, D., Duran, O., Bozdoğan, N., and Çoruh, T., 1991. Stratigraphy and paleogeographical evolution of the autochthonous sedimentary rocks in the SE Turkey. *Proceedings of the Ozan Sungurlu Symposium, Ankara*, pp. 274-305.
- Persoz, F., 1982. Inventaire minéralogique, diagenèse des argiles et minéralostratigraphie des séries jurassiques et crétaées inférieures du Plateau suisse et de la bordure sud-est du Jura entre les lacs d'Annecy et de Constance. *Beitrag zur geologiaschen Karte der Schweiz, Nouvelle Série* 155.
- Piqué, A., and Wybrecht, E., 1987. Origine des chlorites de l'épizone héritage et cris-



- tallisation synschisteuse Exemple des grauwackes cambriennes du Maroc occidental. *Bulletin de Minéralogie*, 110, 665-682.
- Potter, P.E., Maynard, J.B., and Pryor, W.A., 1980. *Sedimentology of Shale*. New York, Springer-Verlag.
- Pye, K., and Krinsley, D.H., 1983. Inter-layered clay stacks in Jurassic shales. *Nature*, 304, 618-620.
- Reynolds, R.C., Jr., 1985. NEWMOD© A Computer program for the calculation of one-dimensional diffraction patterns of mixed-layered clays. 8 Brook Rd., Hanover, NH.
- Rigo de Righi, M., and Cortesini, A., 1964. Gravity tectonics in the foothills structu-rebelt of southeast Turkey. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 48, 1911-1937.
- Robinson, D., 1987. Transition from diagenesis to metamorphism in extensional and collision settings. *Geology*, 15, 866-869.
- Robinson, D., and Bevins R.E., 1989. Diastat-hermal (extensional) metamorphism at very low grades and possible high grade analogues. *Earth and Planetary Science Letters*, 92, 81-88.
- Roy, A.B., 1978. Evolution of slaty cleavage in relation to diagenesis and metamorp-hism: a study from the Hunsrückschi-fer. *Bulletin of Geological Society of America*, 89, 1775-1785.
- Sarmiento, G.N., Gül, M., Kozlu, H., and Göncü-oğlu, M.C., 1999. Darriwilian conodonts from the Taurus Mountains, southern Turkey. *Acta Universitatis Carolinae-Geologica*, 43, 37-40.
- Sassi, F.P., and Scolari, A., 1974. The b<sub>0</sub> value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade me-tamorphism of pelitic schists. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 45, 143-152.
- Spry, A., 1969. *Metamorphic Textures*. Pergamon Press, Oxford.
- Srodon, J., 1984. X-ray powder diffraction identification of illitic materials. *Clays and Clay Minerals*, 32, 337-349.
- Stalder, P., 1979. Organic and inorganic me-tamorphism in the Taveyannaz Sand-stone of the Swiss Alps and equivalent sandstones in France and Italy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 463-482.
- Şengör, A.M.C., 1991. Late Paleozoic and Me-sozoic tectonic evolution of the Middle Eastern Tethysides: implications for the Paleozoic geodynamics of the Tethyan realm. *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, 10, 111-149.
- Van der Pluijm, B., and 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., and Rice, A.H.N., 1994. Interlabora-tory standartization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 141-152.
- Weaver, C.E., and Broekstra, B.R., 1984. Illite-mica. In: *Shale-Slate Metamorphism in Southern Appalachians*, C.E. Weaver et al. (eds.), *Developments in Petrology* 10, Elsevier, Amsterdam, pp. 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., and Shaw, H.F., 1985. Electron-optical studies of phyllo-silicate intergrowths in sedimentary and metamorphic rocks. *Mineralogical Magazine*, 49, 413-423.
- Woodland, B.G., 1982. Gradational develop-ment of domainal slaty cleavage, its origin and relation to chlorite porph-yroblasts 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., 1997. Eosen yaşlı denizaltı volkanizması ile ilişkili iç kuzey Anadolu zoolit oluşumları. *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri*, 14, 43-56.
- Yalçın, H. ve Bozkaya, Ö., 1997. Kangal-Alacahan yöresi (Sivas) Üst Paleozoyik yaşlı meta-sedimanter kayalarda gömülme ve bindirme ile ilişkili çok düşük dereceli metamorfizma. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 40, 1-16.
- Yalçın, H. ve Bozkaya, Ö., 2002. Hekimhan (Malatya) çevresindeki Üst Kretase yaşlı volkaniklerin alterasyon mineralojisi ve jeokimyası: Denizsuyu-kayaç etkileşimine bir örnek. *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri*, 19, 81-98.
- Yalçın, N., 1979. Orta Amanosların jeolojisi ve petrol olanakları. TPAO Arama Grubu, Rapor No. 1393.
- Yalçın, N., 1980. Amanosların litolojik karakterleri ve Güneydoğu Anadolu'nun tektonik evrimindeki anlamı. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 25, 21-30.
- Yetiş, C., Searl, A. ve Hallam, A., 1991. Bahçe-İndere (Amanos Dağları) alanının Alt Paleozoyik stratigrafisi ve Koruk Formasyonunun bazı dolomitleşme özellikleri. *Ahmet Acar Jeoloji Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, Adana, 289-301.
- Yılmaz, E., ve Duran, O. 1997, Güneydoğu Anadolu bölgesi otokton ve allohton birimler stratigrafi adlama sözlüğü (Lexicon). TPAO Genel Müdürlüğü, Eğitim Yayınları No.31.
- Yılmaz, Y., 1993. New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. *Geological Society of American Bulletin*, 105, 251-271.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C., 1993. Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağının batı kesimlerinin jeolojik evrimi. *Ozan Sungurlu Sempozyumu*, Kasım 1991; Ankara, *Bildiriler Kitabı*, 356-385.
- Zen, E-AN., and Albee, A.L., 1964, Coexistant muscovite and paragonite in pelitic schists. *American Mineralogist*, 49, 904-925.