

Menderes Masifi'nin Batısında Yer Alan Kikladik Kompleksin Tersiyer Yaşlı Yüksek Basınç / Düşük Sıcaklık Metamorfizması-Türkiye
Tertiary High Pressure / Low Temperature Metamorphism of Cycladic Complex, West of Menderes Massif-Turkey

Mete ÇETİNKAPLAN¹, Osman CANDAN¹ ve Roland OBERHÄNSLI²

¹ Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
Tınaztepe Yerleşkesi, 35160 Buca-İzmir/Türkiye

² Institut für Geowissenschaften, Universität Potsdam, Postfach 601553, Potsdam 14415, Germany

ÖZET

Ege Denizi'ndeki adalarda yüzlek veren kristalin kayalar Kikladik Kompleks olarak adlandırılır. Kuzeyde Pelagonian Zonu, güneyde ise External Hellenidler'le tektonik olarak sınırlanan Kikladik Kompleks üç birimden oluşur: (1) Alpin öncesi temel, (2) Permo-Mezoozoik pasif kıta kenarı çökelleri ve (3) Ofiyolitik melanj (Okrusch and Bröker, 1990). Kikladlar Alpin yaşlı iki bölgesel metamorfizmadan etkilenmiştir. Bunlar Eosen yaşlı yüksek basınç – düşük sıcaklık metamorfizması ve bu metamorfizmanın üzerine gelişen Geç Oligosen – Miyosen yaşlı Barrow tipi metamorfizmadır. Baskın olarak yeşilist fasiyesinde gerçekleşen bu son metamorfizma ender olarak amfibolit fasiyesi koşullarına kadar ulaşmaktadır (Schliested ve Matthews, 1987).

Son yıllarda, Menderes Masifi'nin kuzeybatı kesiminde, Dilek Yarımadası – Selçuk yöresindeki metamorfitlerin Kikladlar'ın Türkiye'deki uzantısı olduğu görüşü ileri sürülmektedir (Candan ve diğ., 1997, Oberhänsli ve diğ., 1998; Okay, 2001). Bu yörede Kikladik Kompleks, altta Menderes Masifi üstte ise Likya Napları ve/veya İzmir – Ankara Zonu kayaları arasında tektonik bir dilim olarak bulunmaktadır (Ring ve diğ., 1999; Gessner ve diğ., 2001; Rimmele ve diğ., 2003). Menderes Masifi'nin kuzeybatısında yer alan, KD-GB uzanımlı Kikladik mavişist birimleri, Dilek Yarımadası ile Simav arasında, yaklaşık 230 km bir uzanım göstermektedir. Dilek Yarımadası - Selçuk bölgesinde en geniş yayılım sunan Kikladik mavişist birimleri bu bölge dışında Söke, Torbalı, Tire, Gölarmara ve Simav çevresinde de küçük tektonik dilimler halinde gözlenir (Çetinkaplan ve diğ., 2000a; Çetinkaplan ve diğ., 2000b; Çetinkaplan, 2002). Kikladik Kompleksin Türkiye'deki uzantısı iki tektonik birimden yapıldır. Bunlar; 1- Triyas – Üst Kretase yaşlı düzenli seri ve onu tektonik dokanakla üzerleyen, 2- Olasılı Üst Kretase yaşlı metaolistromdan oluşmaktadır.

Triyas – Üst Kretase yaşlı düzenli seri ana hatlarıyla altta metakırıntılılar üstte ise kalın metakarbonatlardan yapılıdır. Alttaki kırıntılı seri fillit, mikaşist, granat mika şist ve bunlarla ardalama gösteren bazik metavolkanik ve metaçakıltaşından oluşur. İki tür metaçakıltaşı ayırtlanmıştır. Karbonat metaçakıltaşı, karbonat destekli matriks içerisinde uzamış mermer çakıllarından oluşur. Bu çakıltaşı ender olarak epidotit ve kuvarsit çakıları da içermektedir. Karbonat metaçakıltaşının matriksi kalsitce baskın olup klorit, amfibol ve kuvarstan yapılıdır. Matrikste klorit ve amfibol miktarının artması, çakıltaşının çökelimine volkanizmanın eşlik ettiğini göstermektedir. Kuvars metaçakıltaşı, kuvarsça zengin bir çimento içerisinde bulunan, uzamış kuvarsit çakıllarından oluşur. Kuvars metaçakıltaşının arasındaki Alüminyumca zengin pelitik düzeyler ‘disten - kloritoid ($X_{Mg}=0.35$) - fengit ($Si^{4+}=3.40$)’ mineral topluluğu ile karakterize olmaktadır. Metaçakıltaşlarıyla ardalanan bazik metavolkanitler mermer-şist dokanağına yakın kesimlerde yoğunlaşmaktadır. Bu metavolkanitler sodik amfibol içermeleri ile karakterize olmaktadır. Bu kayalarda dokusal ilişki ve kimyasal bileşime göre ilerleyen ve gerileyen metamorfizmalara ilişkin 2 evre ayırtlanmıştır. İlerleyen evre, 9.5 kbar ve 450°C koşullarını tanımlamakta ve ‘glaukofan ($Al^{VI}=1.24$) – zoisit – fengit ($Si^{4+}=3.37$) – albit (An_{01})’ topluluğundan oluşmaktadır. Gerileyen evre (6 kbar ve 433°C) ise ‘barroisit ($Al^{VI}=0.31$) – epidot (Ps_{24}) – fengit ($Si^{4+}=3.16$) – albit (An_{05}) – klorit ($X_{Mg}=0.7$) - Sfen – magnetit’ mineral topluluğu ile tanımlanır. Mavişist metabaziklerinin yanı sıra Dilek Yarımadası’ndaki metapelitlerde ender olarak, benzer koşulları tanımlayan (11 kbar ve 445°C) ‘glaukofan – fengit ($Si^{4+}=3.44$)’ topluluğu gözlenmektedir. Triyas – Üst Kretase yaşlı düzenli seri içerisindeki sodik amfibol lokasyonları, üzerleyen metamorfizma sırasında sıcaklığın kuzeybatıya doğru yükselmesi nedeniyle Dilek Yarımadası ile sınırlıdır.

Metakırıntılı seri uyumlu ve geçişli bir dokanakla platform türü kalın mermerler tarafından üzerlenir. Bu geçiş zonu sarı dolomit – kuvarsit – şist ardalaması ile tanımlanmaktadır. Alt kesimleri zımparalı olan ve üst kesimlerinde korunmuş rudist fosilleri içeren Mesozoik mermerler tektonik bir dokanakla metaolistostrom tarafından üzerlenir. Metaolistostrom, pelitik bir matriks ve bunun içerisinde bulunan yüksek basınç kayaları, serpantin ve mermer bloklarından yapılıdır.

Metaolistostromun martiksi granat-fengit şist ve albit-fengit şistten oluşmaktadır. Matrikste baskın olarak gözlenen granat – fengit şist ‘granat – fengit ($Si^{4+}=3.41$) – sfen – klorit - zoisit/epidot – albit – kuvars – biotit - opak oksit’ bileşimindedir. Granatlarda mineral kapanımlarından kaynaklanan dokusal zonlanma gözlenir. Granatların çekirdeklerinde zoisit bulunmasına karşın kenar ve matrikste yoktur. Arazide siyah benekli yapısıyla tanınan albit-

fengit şistlerin mineral bileşimi ise ‘albit - fengit ($Si^{4+}=3.38$) – klorit – sfen - kalsit – kuvars – biotit - opak oksit’den yapılıdır. Bu şistlerde doğuya doğru gittikçe biotit miktarında artma gözlenir. Granat – fengit çiftine dayalı olarak konvansiyonel yöntemle elde edilen ilerleyen evreye ait P-T koşulları 8.6 kbar - 453°C dir. Aynı yöntemle gerileyen metamorfizma koşulları 4 kbar - 487°C olarak tahmin edilmiştir.

Eklojit, omfasit-epidotit, yeşil şist / mavişist metabazit ve omfasit metagabro metaolistostrom içerisindeki yüksek basınç bloklarını oluşturur. Eklojitlerin varlığı Selçuk, Torbalı ve Gölarmara’da saptanmıştır. Değişik büyüklüklerde bulunan eklojit bloklarının maksimum boyutu 2x3m dir. Alpin tipi yüksek basınç / düşük sıcaklık eklojitleri olarak sınıflandırılan bu eklojitler, çoğunlukla serpantin içerisinde mercekli kütleler ve daha ender olarak matriks içerisinde izole bloklar şeklinde bulunurlar. Üzerleyen metamorfizma nedeniyle mineralojik ve dokusal zonlanma gösteren eklojit bloklarında dıştan içe doğru 4 zon ayırtlanmıştır; a) tümüyle koyu yeşil amfibolden oluşan amfibolit zonu, b) Yeşil amfibole granatın eşlik ettiği granatlı amfibolit zonu, c) Eklojitin makaslama bantları boyunca amfibolitleştiği geçiş zonu, d) Granat ve omfasitten oluşan, amfibolün nadir veya hiç gözlenmediği çekirdek zonu. Eklojitlere ait yüksek basınç mineral topluluğu ‘granat - omfasit (Jd_{45}) – zoisit – fengit ($Si^{4+}= 3.48$) – rutil’ den yapılıdır. Bu topluluğa ait basınç / sıcaklık koşulları minimum 12 kbar / 491°C olarak hesaplanmıştır. Eklojit bloklarında yeşil şist fasiyesi koşullarında geri dönüşümü tanımlayan dokusal ve mineralojik veriler gözlenmektedir. Bu geri dönüşüm dokuları; a) Omfasitlerin düşük jadeit içerikli (Jd_{3-12}) klinopiroksen ve albitten oluşan simplektitik topluluk tarafından replasmanı, b) Simplektit topluluğun ilerleyen evrede amfiboller tarafından tüketilmesi, c) Granatların kenardan çekirdeğe doğru ‘epidot-klorit-albit’ ve ‘albit – Ca-amfibol’ den yapıli topluluklar tarafından replasmanı d) Rutillerin sfen halkaları tarafından çevrelenmesi ve e) Zoisitlerin kenardan çekirdeğe doğru epidota dönüşümleri olarak verilebilir. Eklojitleri üzerleyen metamorfizmanın koşulları, eş sıcaklıkta basınç düşmesini tanımlayacak şekilde 6 kbar basınç ve 483°C sıcaklık olarak belirlenmiştir.

Şirince ve Selatin köyü çevresinde gözlenen omfasit metagabrolar matriks içerisinde izole blok veya serpantin içinde mercekler şeklinde bulunur. Orijinal magmatik dokunun korunduğu omfasit metagabrolarda ilksel plajioklas tümüyle zoisit, klinopiroksenler ise polikristalen omfasit (Jd_{47}) tarafından replase edilmektedir. Baskın olarak omfasit ve zoisitten oluşan omfasit metagabro, makaslama bantları ve kenar zonları boyunca iri Ca-amfibol ve küçük zoisit kristallerinden oluşan zoisit metagabroya dönüşüm gösterir. Söke, Selçuk ve

Torbalıda gözlenen diğer bir yüksek basınç bloğu olan omfasit epidotitin genel mineral bileşimi ‘omfasit (Jd₄₂) – zoisit – epidot – albit – Ca-amfibol – opak oksit’dir. Bu kayacın en karakteristik özelliği zoisit/epidot bakımında zengin olması (%35-40) ve granatın olmamasıdır. Omfasit metagabro ve omfasit epidotitten elde edilen eklojit fasiyesi metamorfizması koşulları 12 kbar - 500°C olarak hesaplanmıştır. Bu kayalarda yeşil şist fasiyesi koşullarında geri dönüşüme neden olan üzerleyen metamorfizma koşulları ise 6.8 kbar - 488°C olarak bulunmuştur.

Yeşilşist metabazit blokları metaolistostrom içerisinde gözlenen yaygın blok türlerinden biridir. Granat içinde korunmuş glaukofan kapanımlarının varlığı, bu kayaların çok evreli metamorfik evrimlerini ortaya koymaktadır. Bunlara ek olarak Na-amfibollerin daha iyi korunduğu bloklara çok ender olarak rastlanmaktadır. Bu blokların genel mineral bileşimi granat – Na-, Na-Ca, Ca-amfibol – zoisit – epidot – albit – klorit – quartz – opak oksit’dir. Bu kayalardan mavişist ve yeşilşist fasiyesine ait P-T koşulları, eş sıcaklıkta basınç düşmesini tanımlayacak şekilde sırasıyla 10 kbar - 457°C ve 6 kbar - 490°C olarak hesaplanmıştır.

Genel mineral bileşimi Ca-amfibol – sfen – ilmenit - albit – epidot — klorit – apatitten oluşan ve Fe ve Ti (TiO₂=2.33-5.24%) bakımından zengin olan Ti-metagabrolar özellikle Selçuk bölgesinde yaygındır. Metaolistostrom matriksinde boyları 3.5 km kadar ulaşan, masif görünümlü çok sayıda serpantin bloğu mevcuttur. İlkel magmatik kayaya ait kalıntı dokunun gözlenmediği bu blokların kenar kesimleri, matriks foliasyonuna koşut foliasyon gösterir. Matriks içerisindeki diğer yaygın blok türünü Mesozoik platform türü mermerlerden türeme mermer blokları oluşturur. 1.5 km uzunluğa kadar ulaşabilen bu blokların bazıları metaboksit içeriklidir.

Kikladik Kompleks’te yüksek basınç ve onu üzerleyen orta basınç metamorfizması radyometrik olarak yaygın bir şekilde yaşlandırılmıştır. Bunlar; 1) 45 My (Eosen) de gerçekleşen mavişist fasiyesi metamorfizması ve 2) 20-25 My (oligosen-Miyosen) yaşlı Barrow türü orta basınç metamorfizmalarıdır (Altherr ve diğ., 1979; Wijbrands ve diğ., 1989). Bu yaşlar Kikladik Kompleks’in geneli için karakteristiktir. Dilek Yarımadasındaki düzenli seri içerisindeki mavişist metabazitlerindeki fengitlerden ⁴⁰Ar/³⁹Ar yöntemiyle, Kikladlar’la uyum gösteren Eosen (40 My) yaş elde edilmiştir (Oberhänsli ve diğ., 1998).

Selçuk yöresindeki Kikladik Kompleks, Triyas – Üst Kretase yaşlı, pasif kıta kenarını tanımlayan düzenli seri ve onu tektonik olarak üzerleyen olası Üst Kretase yaşlı metaolistostromdan yapıldır. Mavişist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış olan düzenli seri

kuzeydoğuya doğru, üzerleyen yeşilist fasiyesi ile tümüyle geri dönüşüme uğratılmıştır. Yüksek silisyumlu fengit içeren şistlerden oluşan matriks ve yüksek basınç bloklarından yapıları metaolistostrom Syros Adası'ndaki metaolistostromla büyük benzerlik sunmaktadır. Petrolojik ve jeokronolojik veriler, Eosen'de bir yitim ortamını tanımlamaktadır. Neotetis Okyanusu'nun kuzey kolunun kapanmasına bağlı olarak gelişen tektonik süreçte Mesozoik platform ve üzerleyen olistostromun yitim zonunda farklı derinliklere gömülerek yüksek basınç / düşük sıcaklık metamorfizmasına uğramıştır. Yüzeyleme sırasında Kikladik Kompleks birimleri bir araya gelmiş ve yeşilist fasiyesinde yeniden dengelenmiştir. Günümüzde bu yöre, alttan üste doğru, Menderes Masifi, Kikladik Kompleks, Likya napları ve İzmir – Ankara Zonundan yapıları bir nap yığını yapısı sunmaktadır.

ABSTRACT

Crystalline rocks exposed in islands of Aegean Sea are named as 'Cycladic Complex'. Cycladic Complex which is tectonically bounded to the north by Paleogonian zone and to the south by External Hellenides is made up of three units: 1) Pre-Alpine basement, 2) Permo-Mesozoic passive margin sediments and 3) ophiolitic mélangé (Okrusch and Bröker 1990). Cyclades have undergone two Alpine regional metamorphisms; Eocene high pressure / low temperature metamorphism (HP/LT) and Late Oligocene – Miocene Barrovian-type overprint. This last metamorphism is dominated by greenschist facies overprint and rarely reaches up to amphibolite facies conditions (Schliested and Matthews 1987).

In recent years, it is suggested that metamorphic rocks in Dilek Peninsula and Selçuk area, west of Menderes Massif, represent the lateral continuation of Cycladic Complex in Turkey (Candan et al., 1997; Oberhänsli et al., 1998 and Okay 2001). In this area, the Cycladic Complex occurs as tectonic slices between underlying Menderes Massif and overlying Lycian Nappes and/or İzmir – Ankara Zone (Ring et al., 1999; Gessner et al., 2001; Rimmel et al., 2003). Cycladic blueschist units extent of about 230 km northwest of Menderes Massif as discontinuous slivers. Cycladic blueschist units crop out over large areas in Dilek Peninsula and Selçuk area. Small tectonic slices are also recognized in Söke, Torbalı, Tire, Gölarmara and Simav (Çetinkaplan et al., 2000a; Çetinkaplan et al., 2000b; Çetinkaplan 2002). The lateral continuation of Cycladic Complex in Turkey is made of two tectonic units; 1-Triassic – Late Cretaceous coherent series and, 2- Tectonically overlying, probable, Late Cretaceous metaolistostrome.

Triassic – Late Cretaceous coherent series is composed of metapelites and overlying thick metacarbonates. The metapelites consist of phyllite, mica schist, garnet-mica schist intercalation with metabasic lenses and metaconglomerate horizons. Two types of metaconglomerate are distinguished. Carbonate metaconglomerate comprises elongated marble pebbles in carbonate matrix. It rarely

contains epidote and quartzite pebbles. The matrix of carbonate metaconglomerate which is dominant by calcite is made up of chlorite, amphibole and quartz. The increase amount of chlorite and amphibole in the matrix indicates the existence of basic volcanic activity accompanied by the sedimentation of conglomerate. Quartz metaconglomerate consists of elongated quartzite pebbles in quartz-rich matrix. Al-rich pelitic levels in quartz metaconglomerate are characterized by 'kyanite - chloritoid ($X_{Mg}=0.35$) - phengite ($Si^{4+}=3.40$)' assemblage. The metabasites with metaconglomerate horizons dominate the upper parts of the metapelites. The metabasites are characterized by the occurrence of Na-amphibole. In these rocks, based on the textural relationship and chemical composition of the minerals, prograde and retrograde stages have been recognized. The mineral assemblage of the prograde stage which is defined as 9.5 kbar and 450°C, consists of 'glaucophane ($Al^{VI}=1.24$) - zoisite - phengite ($Si^{4+}=3.37$) - albite (An_{01})'. The mineral assemblage of retrograde stage (6 kbar and 433°C) is 'barroisite ($Al^{VI}=0.31$) - epidote (Ps_{24}) - phengite ($Si^{4+}=3.16$) - albite (An_{05}) - chlorite ($X_{Mg}=0.7$) - sphene - magnetite'. In addition to blueschist metabasites, 'glaucophane - phengite ($Si^{4+}=3.44$)' coexistence observed in metapelites from Dilek Peninsula defines similar conditions (11 kbar and 445°C). Because of increase of temperature towards the NE during retrograde overprint, Na-amphibole occurrences in Triassic - Late Cretaceous coherent series are restricted to Dilek Peninsula.

The metapelitic series is conformably overlain by platform-type thick marble with a gradational contact. This transition zone is characterized by yellowish dolomite-quartzite-schist intercalation. Mesozoic marble with metabauxite horizons which contains preserved rudist fossils at the uppermost levels is tectonically overlain by metaolistostrome. Metaolistostrome is made up of serpentinite, marble and high-pressure blocks, embedded in a pelitic matrix.

The matrix of metaolistostrome is composed of garnet-phengite schist and albite-phengite schist. The mineral assemblage of garnet-phengite schist which is observed dominantly in the matrix, is 'garnet - phengite ($Si^{4+}=3.41$) - sphene - chlorite - zoisite/epidote - albite - quartz - biotite - opaque oxide'. Garnets show textural zoning resulted from mineral inclusions. Although the zoisite inclusions are common in the core of garnet, it is not observed in the matrix and garnet rim. The mineral assemblage of albite-phengite schist is 'albite - phengite ($Si^{4+}=3.38$) - chlorite - sphene - calcite - quartz - biotite - opaque oxide'. Increasing in the amount of biotite from west to eastward is observed in the schists of matrix. Based on garnet-phengite pairs, the estimated P-T condition in the schist of matrix can be given as 8.6 kbar and 453°C. P-T conditions of the retrograde overprint of the matrix are estimated as 4 kbar and 487°C by the same calibration. Eclogite, omphacite-epidotite, blueschist metabasite and omphacite metagabbro form the high-pressure blocks of matrix. The eclogites were recognized in Selçuk, Torbalı and Gölarmara. The size of eclogite blocks range from 1 to 3 m. Eclogites classified as Alpine type high pressure / low temperature eclogites occur as lens-shaped bodies in serpentinite or rarely isolated blocks in matrix. The mineralogical and textural

changes in eclogite as a consequence of Barrovian-type overprint blocks are observed as, from rim to core, a) amphibolite zone consisting of dark green amphiboles, b) garnet amphibolite zone described by garnet coexisting with green amphibole, c) transition zone defined by partially retrogression to amphibolite along the shear bands, d) core which is made up of garnet and omphacite with rare amphibole occurrence. High-pressure mineral assemblage of the eclogite is ‘garnet - omphacite (Jd_{45}) - zoisite - phengite ($Si^{4+} = 3.48$) - rutile’. P-T conditions for eclogite are estimated as minimum 12 kbar / 491°C. Textural and mineralogical features defining the greenschist facies conditions in eclogite blocks are commonly observed. These textures representing the retrogression of the eclogites under isothermal decompression conditions are a) the replacement of omphacite by symplectitic growth of jadeite-poor clinopyroxene (Jd_{3-12}) and albite, b) the consumption of symplectites by amphibole, c) the replacement of garnet, from rim to core, by ‘epidote - chlorite - albite’ and ‘albite - Ca-amphibole’ assemblages, d) rutile enclosed by sphene corona and e) replacement of zoisite from rim to core by epidote. The estimated of P-T conditions of greenschist overprint representing isothermal decompression in eclogites are 6 kbar and 483°C.

Omphacite metagabbros around Şirince and Selatin villages occur as isolated blocks in matrix or lens-shaped bodies in serpentinite. In omphacite metagabbro with preserved magmatic texture, primary plagioclase and clinopyroxenes are completely replaced by zoisite and polycrystalline omphacite (Jd_{47}), respectively. Omphacite metagabbros are transformed into coarse-grained zoisite metagabbros along the shear bands consisting of Ca-amphibole and small zoisite. The general mineral assemblage of omphacite-epidotite which is observed in Söke, Selçuk and Torbalı is ‘omphacite (Jd_{42}) - zoisite - epidotite - albite - Ca-amphibole - opaque oxide’. The most characteristic features of this rock are the common occurrence of zoisite/epidote and the absence of garnet. The conditions of the eclogite facies metamorphism estimated from omphacite metagabbros and omphacite-epidotites are 12 kbar and 500°C. The P-T conditions of greenschist overprint are estimated as 6.8 kbar and 488°C.

Greenschist metabasites are one of the most common block types of metaolistostrome. The existence of preserved glaucophane inclusions in garnet reveals the polymetamorphic evolution of these rocks. Na-amphibole-bearing blocks are fairly rare. The general mineral assemblage of these blocks is ‘garnet - Na-, Na-ca, Ca-amphibole - zoisite - epidote - albite - chlorite - quartz - opaque oxide’. P-T conditions of blueschist facies metamorphism and following greenschist overprint are 10 kbar - 457°C and 6 kbar - 490°C, respectively.

Ti-metagabbros consisting of ‘Ca-amphibole - sphene - ilmenite - albite - epidote - chlorite - apatite, are rich-in Fe and Ti ($TiO_2=2.33-5.24\%$) and are commonly observed in Selçuk. There are many serpentinite blocks reaching up to 3.5 km in length in metaolistostrome. The foliation at the rims of these blocks is parallel to those in matrix. The other common block type in the matrix is marble

which is derived from Mesozoic platform-type carbonates. Some of the marble blocks reaching up to 1.5 km in length contain metabauxite deposits.

In Cycladic Complex, high-pressure metamorphism (45 Ma, Eocene) and subsequently following Barrovian-type overprint (20-25 Ma, Oligocene – Miocene) are radiometrically dated (Altherr et al., 1979; Wijbrands et al., 1989). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ phengite cooling age of Eocene (40my) which is consistent with Cyclades is obtained from blueschist metabasite of coherent series in Dilek Peninsula (Oberhänsli et al., 1998).

Cycladic Complex in Selçuk area is made up of Triassic – Late Cretaceous coherent series and tectonically overlying, probable, Late Cretaceous metaolistostrome. The coherent series with preserved blueschist facies assemblages has been completely retrograded to greenschist facies equivalences towards the northeast. Metaolistostrome which is made up of matrix consisting of schist with phengite rich in Si and high-pressure blocks shows great similarities to metaolistostrome in Syros. Petrological and geochronological evidence define a subduction zone environment in Eocene. During the tectonic processes related with closure of northern branch of Neotetis Ocean, Mesozoic platform and overlying olistostrome were buried to the different depths and suffered high pressure / low temperature metamorphism. The units of the Cycladic Complex were tectonically juxtaposed during the exhumation and suffered retrograde re-equilibrium under greenschist facies conditions. In present day, this area shows a nappe stack structure consisting of, in ascending order, Menderes Massif, Cycladic Complex, Lycian Nappes and Izmir-Ankara zone.

DEĞİNİLEN BELGELER / REFERENCES

- Altherr, R., ve diğ., (1979), Contrib. Mineral. Petrol., 70, 245-255.
- Candan, O., ve diğ., (2002), 1st International Symposium of Faculty of Mines (İTÜ) on Earth Sciences and Engineering, p. 107.
- Candan, O., ve diğ., (1997), Schweiz. Mineral Petrogr. Mitt. 77, 95-99.
- Çetinkaplan, M., ve diğ., (2000a), 53. Türkiye Jeoloji Kurultayı (Abstracts), Ankara, 311.
- Çetinkaplan, M., ve diğ., (2000b), IIESCA 2000-Abstracts, İzmir, 140.
- Çetinkaplan M., (2002), D.E.Ü. Fen Bilimleri Enst. Doktora tezi, 376 s.
- Gessner, K., ve diğ., (2001), Journal of the Geological Society, 158, 769-784.
- Göncüoğlu, M.C., ve diğ., (2000), Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 173, 139-161.
- Oberhänsli, R., ve diğ., (1998), Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 78, 309-316.
- Okay, A.I. (2001), Int. J. Earth Sci. 89: 709-727.
- Okay, A.I., ve diğ., (1996), Cambridge University Press, Cambridge, pp. 420-441.
- Okrush, M., & Brocker, M., (1990) Eur. J. Mineral., 2, 451-478.
- Rimmele, G., ve diğ., (2003), Lithos, volume 71, issue 1, page 19-46.
- Ring, U., ve diğ., (1999b), Geological Society of London, 156, 3-6.
- Schliestedt, M., & Matthews, A. (1987), Contrib. Mineral Petrol., 97, 237-250.
- Şengör, A.M.C., & Yılmaz, Y. (1981), Tectonophysics, 75,181-241.
- Wijbrans, J.R., & McDougall, I., (1988), Journal of Metamorphic Geol., 6, 571-594.