

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi Geology And Tectonic Evolution Of The Biga Peninsula

ARAL İ. OKAY*, MUZAFFER SİYAKO** ve
KEREM ALİ BÜRKAN**

ÖZ

Gelibolu ve Biga yarımadaalarında KD-GB yönünde uzanan Tersiyer öncesi dört tektonik zon yer alır. Bunlar kuzeybatıdan itibaren, Gelibolu, Ezine, Ayvacık-Karabiga ve Sakarya zonlarıdır.

Gelibolu Zonu, Geç Kretase/Paleosen yaşta pelajik kireçtaşı, radyolarit, serpantin, gabro, mavişist gibi kayalardan meydana gelmiş, yığışım prizması niteliğinde bir ofiyolitli melanjdır. Çetmi Ofiyolit Melanji ismi verilen bu birim, Gelibolu Yarımadası'nın Eosen ile başlayan sedimanter istifinin temelini oluşturur.

Gelibolu Zonu'nun güneydoğusunda kıtasal kökenli kayalardan oluşan Ezine Zonu yer alır. Ezine Zonu, batı kesiminde yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş, Permo-Karbonifer yaşta sedimanter bir istiftten ve bu istifi Permo-Triyas'ta üzerlemiş olan bir ofiyolitten, doğuda ise sedimanter kökenli, yüksek dereceli metamorfik kayalardan oluşur.

Ezine Zonu'nun güneydoğusunda yer alan Ayvacık-Karabiga Zonu, Gelibolu Zonu gibi, Çetmi Ofiyolit Melanji'nden oluşur. Bu melanj içerisinde yer alan eklojit ve Üst Triyas kireçtaşı blokları, Ayvacık-Karabiga Zonu için tipiktir.

Sakarya Zonu, başlıca Kazdağ Grubu metamorfitlerinden, bu metamorfitleri tektonik olarak üzerleyen Karakaya Kompleksi birimlerinden ve Triyas sonrası çökellerden oluşur. Biga Yarımadası'nda Karakaya Kompleksi, benzer yaşta fakat değişik hava koşulları ve tektonik ortamları yansıtan dört tektonostratigrafik birimden meydana gelmiştir: Nilüfer Birimi, Hodul Birimi, Orhanlar Grovaki ve Çal Birimi.

Nilüfer Birimi başlıca yeşil metatüflerden ve bu metatüflerle ardalanmalı mermer ve fillatlardan yapılmıştır. En alt Karakaya birimini oluşturan Nilüfer Birimi, genellikle doğrudan Kazdağ Grubu gnaysları üzerinde tektonik bir dokanakla yer alır. Hodul Birimi, beyaz arkozik kumtaşları ve bunların üzerine gelen değişik boyda Permo-Karbonifer yaşta kireçtaşı olistolitleri içeren kirli kumtaşı ve şeyllerden yapılmıştır. Bazı bölgelerde arkozik kumtaşları içinde spilit tektonik bloklar bulunur. Hodul Birimi'nin üst kesiminin yaşı Noriyen'dir. Orhanlar Grovaki, sarımsı kahve, monoton grovak ve şeyllerden meydana gelmiştir; grovaklar içerisinde seyrek ara seviyeler halinde siyah çörtler ve ufak bloklar şeklinde Alt Karbonifer siyah kireçtaşları bulunur. Çal Birimi, başlıca spilit, grovak, şeyl ve değişik boyda yaygın Permiyen kireçtaşı ve spilit blokları içeren olistostromlardan yapılmıştır. Ayrıca, Çal Birimi içinde seyrek araseviyeler halinde radyolaryalı çört ve pelajik kireçtaşları bulunur.

Karakaya Kompleksi birimleri karmaşık ve yoğun bir deformasyon geçirmiştir. Yer yer melanj tipi yapıların oluşmasına yol açan bu deformasyondan en fazla Nilüfer ve Hodul birimleri etkilenmiştir. Karakaya Kompleksi birimlerinin stratigrafik temeli genellikle gözlenmez; yalnızca Havran'ın kuzeyinde Hodul Birimi'ne ait arkozik kumtaşları düşük dereceli bir metamorfizma geçirmiş ve deforme olmuş bir granitoid üzerinde uyumsuzlukla yer alır. Triyas öncesi bu granitoid, düşük dereceli metamorfizma geçirmiş sedimanter kökenli kayaları batı sınırı boyunca kesmektedir.

Biga Yarımadası'nda Karakaya birimleri Jura yaşındaki Bayırköy Formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülür. Bayırköy Formasyonu, Karakaya birimlerinde gözlenen deformasyon ve metamorfizmadan et-

* İTÜ, Maden Fakültesi, Jeoloji Müh. Bölümü, Ayazağa, İstanbul

** TPAO Arama Grubu, Ankara

kilenmemiştir. Başlıca kumtaşı, siltaşı ve marndan oluşan Bayırköy Formasyonu, genellikle arada bir ammonitico rosso seviyesi ile, Geç Jura-Erken Kretase yaşta Bilecik Kireçtaşı'na geçer. Bilecik Kireçtaşı üzerinde ise paralel bir uyumsuzlukla ince tabakalı, marnlı, pelajik kireçtaşlarından oluşan Geç Kretase yaşta Vezirhan Formasyonu yer alır.

Biga Yarımadası'nda Üst Kretase ile Oligosen arasındaki çökeller, Oligosen sonundaki rejyonal yükselme sonucu, büyük ölçüde aşımıştır. Erken/Orta Miyosen'de yaygın bir kalk-alkalen magmatizma bölgede egemen olmuş ve buna bağlı olarak birçok granodiyorit bileşimli pluton bölgeye yerleşmiş ve geniş alanlar andezit, dasit bileşimli volkanik kayalarla kaplanmıştır.

ABSTRACT

Four distinct NE-SW trending zones are recognised in the Biga and Gelibolu peninsulas, which from northwest to southeast are: the Gelibolu, the Ezine, the Ayvacık-Karabiga and the Sakarya zones. The Gelibolu and Ayvacık-Karabiga zones are made up of an Upper Cretaceous/Paleocene ophiolitic melange called the Çetmi Ophiolitic Melange. The Çetmi Ophiolitic Melange consists of spilites, limestones, pelagic shales, turbiditic sandstones, blueschist/eclogite, minor amounts of serpentinite and radiolarian cherts. The large Norian limestone and eclogite blocks are the characteristic features of the Çetmi Ophiolitic Melange.

The Ezine Zone consists of a slightly metamorphosed epicontinental Permo-Carboniferous sedimentary sequence (the Karadağ Unit) which is tectonically overlain by a Permo-Triassic ophiolite (the Denizgören Ophiolite); both were thrust later over the high-grade metasedimentary rocks (the Çamlıca Micaschists).

The Sakarya Zone, that occurs east of the Çetmi Ophiolitic Melange of the Ayvacık-Karabiga Zone, is made up of the Triassic Karakaya Complex overlain unconformably by the Jurassic-Cretaceous sedimentary rocks. In the west, the gneisses, amphibolites and marbles of the Kazdağ Group occur tectonically below the Karakaya Complex while in the east low grade metamorphic rocks intruded by a granite form the stratigraphic basement to one of the Karakaya units (the Hodul Unit). Four tec-

tonostratigraphic units are distinguished in the Karakaya Complex. The Nilüfer Unit largely made up of metatuffs and metavolcanic rocks with intercalations of marble and phyllite constitutes the lowest of the Karakaya units. The Hodul Unit consists of a thick sequence of arkosic sandstones overlain by Norian shales, siltstones and olistostromes with Permian limestone olistoliths. The Orhanlar Greywacke is made up of monotonous greywackes with subordinate shale and small Lower Carboniferous limestone olistoliths. The Çal Unit, forming the uppermost of the Karakaya units, consists of basic volcanic and pyroclastic flows, olistostromes with spilite and Upper Permian limestone fragments and olistoliths, volcanogenic sandstone and minor amounts of red radiolarian chert, calcarenite and pelagic limestone. Large Middle Triassic limestone blocks (the Camialan Limestone) are associated with the Çal Unit.

All the four Karakaya units are strongly deformed during the late Triassic Karakaya orogeny and are later unconformably overlain by the Jurassic sandstone, marl and conglomerate (the Bayırköy Formation) and by a thick sequence of Upper Jurassic-Lower Cretaceous limestones (the Bilecik Limestone). The Bilecik Limestone is unconformably overlain by a thin sequence of Mid-Cretaceous pelagic limestones (the Vezirhan Formation).

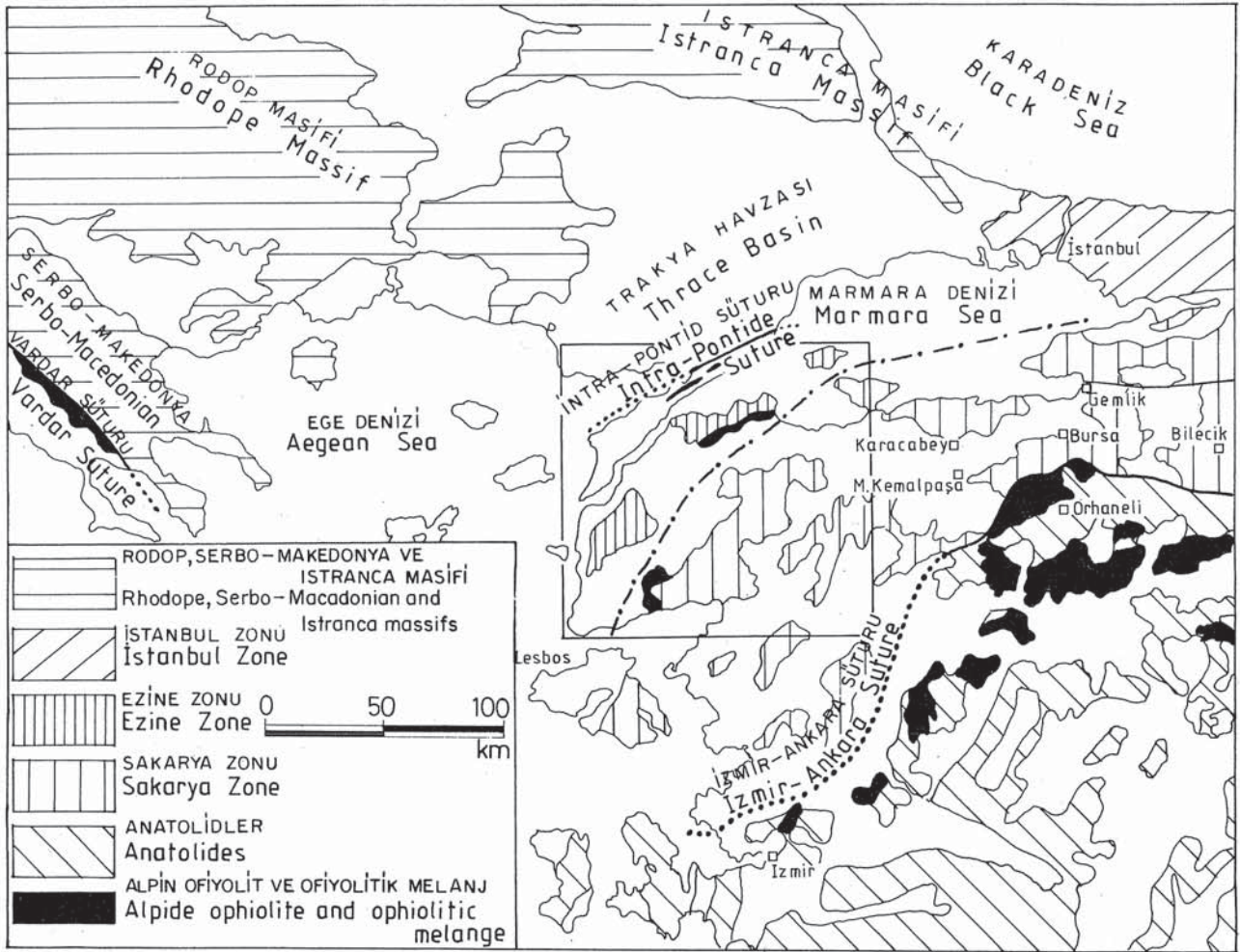
The juxtaposition of the four zones of the Biga and Gelibolu peninsulas occurred during the Late Paleocene/Early Eocene, following the closure of the Intra-Pontide Suture along the Gelibolu Zone. Following the deposition of a thick clastic sequence during the Middle Eocene-Oligocene, there was a major uplift and erosion in the Late Oligocene. This was followed by an extensive calc-alkaline magmatism of Early to Middle Miocene age.

GİRİŞ

Biga Yarımadası Sakarya Zonu'nun en batı ucunda, Yunanistan'daki Rodop ve Serbo-Makedonya masifleri ile Trakya Tersiyer havzasının güneyinde yer alır (Şekil-1).

Biga Yarımadası'ndan Doğu Karadeniz dağlarına doğru uzanan Sakarya Zonu, kuzeyinde yer alan İstanbul Zonu'ndan farklı olarak,

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

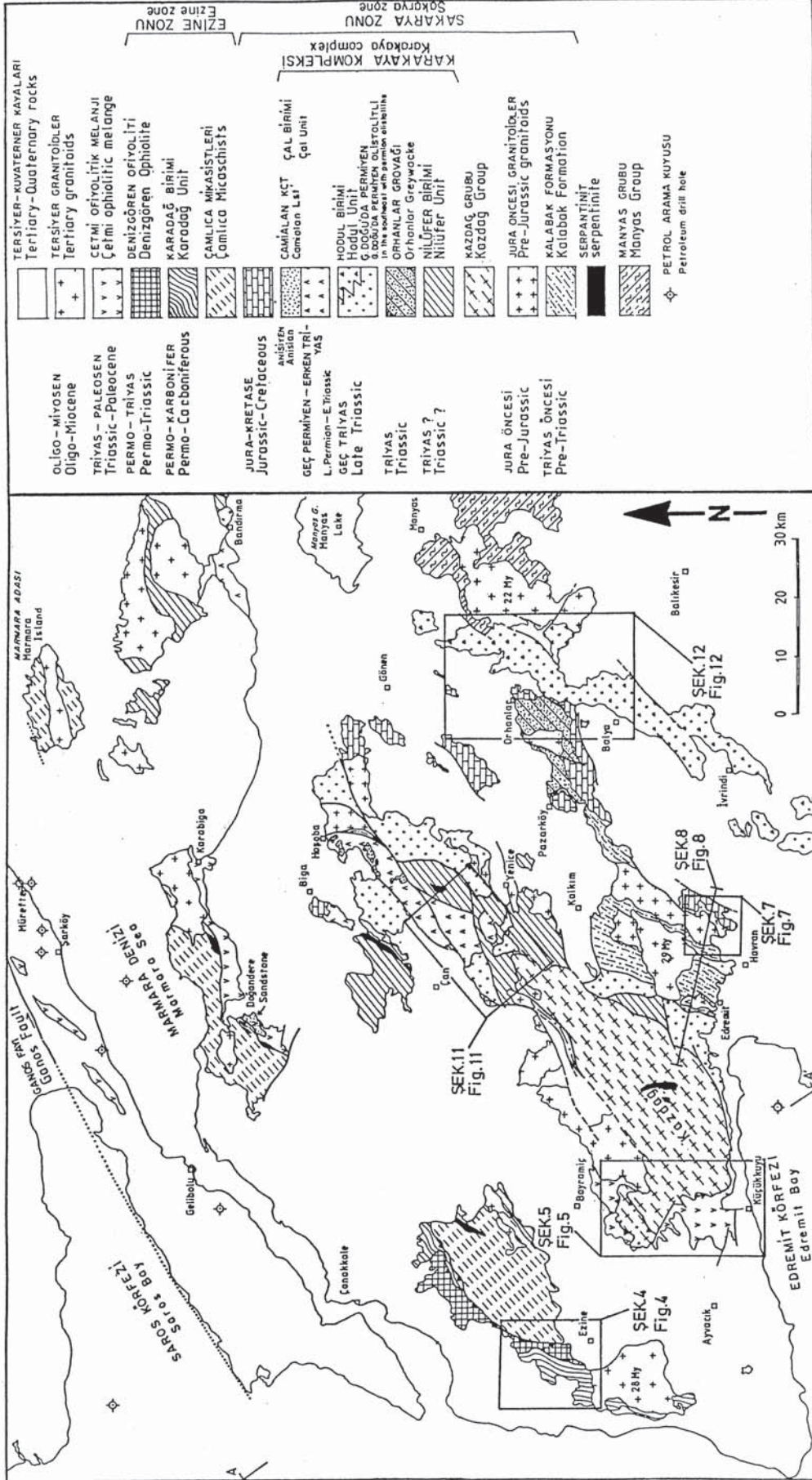


Şekil 1: Çalışma alanını gösteren Marmara bölgesi ve çevresinin jeotektonik haritası. Beyaz bıkırlmış bölgeler tektonizma sonrası Tersiyer çökellerini, çizgi ve nokta ile gösterilen hat ise Paleo-Tetis kenedinin muhtemel konumunu göstermektedir.
Figure 1: Geotectonic map of the region around the Marmara Sea; the studied region is outlined. The blank areas are post-tectonic Tertiary deposits and the dash-dot line shows the possible trace of the Paleo-Tethyan suture.

Alt Paleozoyik ve otokton konumlu üst Paleozoyik sedimanter kayalarını kapsamaz (Okay, 1986, 1989b). Sakarya Zonu'nun Jura ve daha genç sedimanter kayalarının temelini Karakaya Kompleksi olarak adlanan (Şengör ve diğerleri, 1984; Okay, 1985) ve ilk defa Biga Yarımadası'ndan düzenli bir istif olarak ve formasyon aşamasında tanımlanan (Bingöl ve diğerleri, 1975). Triyas yaşta bir orojenik kaya topluluğu teşkil eder. Karakaya Kompleksi'nin, Türkiye jeoloji literatüründe çok ismi geçmesine rağmen, bu birimin litolojisi, stratigrafisi, yapısı ve metamorfizması ile ilgili ayrıntılı veriler çok sınırlıdır. Biga Yarımadası'nda yaptığımız çalışmanın amaçlarından bir tanesi de Karakaya Kompleksi'ni tanımlamak ve anlamak olmuştur. Tüm Biga Yarımadası ve doğusu 1986 ile 1989 yılları arasında bu bölgedeki ana tektonostratigrafik birimleri ortaya çıkarmak amacı ile 1/25 000 ölçekte haritalanmıştır. Jeolojik

haritalama sırasında, beklenmedik bir şekilde, Biga Yarımadası'nın merkezinden geçen önemli bir Üst Kretase ofiyolitli melanj kuşağı ve Yarımada'nın kuzeybatısında bir Permiyen karbonat platformunu üzerlemiş bir Permo-Triyas ofiyoliti keşfedilmiştir.

Biga Yarımadası'nda, Türkiye'nin 1/500 000 ölçekli jeoloji haritası yapılması amacı ile ilk modern rejyonel çalışmalar Aygen (1956), Kaaden (1959) ve Kalafatçioğlu (1963) tarafından yürütülmüştür. Daha sonra Gümüş (1964), Aslaner (1965), Bingöl (1968) ve Blanc (1969) Biga Yarımadası'nın güneydoğu kesimlerinde doktora çalışmasına dönük detaylı araştırmalar yapmıştır. MTA Enstitüsü jeologları tarafından 1960'ların sonlarında ve 1970'lerin başlarında yürütülen rejyonel jeolojik haritalama çalışmalarının sonuçları Bingöl ve diğerleri (1975) tarafından yayınlanmıştır; bu makele ile aynı za-



Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

manda "Karakaya" terimi ortaya atılmış, Gözler ve diğerleri (1984) Biga Yarımadası'nın doğu kısmı için benzer nitelikte fakat yayınlanmamış bir çalışma yapmışlardır.

BİGA VE GELİBOLU YARIMADALARININ TEKTONİK YAPISI

Gelibolu ve Biga yarımadaalarında KD-GB yönünde uzanan dört büyük tektonik kuşak ayırtlanmıştır, bunlar kuzeybatıdan itibaren; Gelibolu, Ezine, Ayvacık-Karabiga ve Sakarya zonlarıdır (Şekil 1,2). Gelibolu ve Ayvacık - Karabiga, zonları Geç Kretase/Paleosen yaşta bir ofiyolitli melanjdan yapılmıştır. Ezine Zonu Permo-Triyas yaşta bir ofiyolit üzerlemesi ile karakterize olur, Sakarya Zonu ise Karakaya Kompleksi birimlerini ve bunları uyumsuzlukla örten Jura-Kretase sedimanter kayalarını kapsar. Bu tektonik kuşakların litolojik ve stratigrafik özellikleri ve iç yapıları aşağıda tasvir edilecektir.

GELİBOLU ZONU

Çetmi Ofiyolit Melanjı olarak isimlendirilen Geç Kretase/Paleosen yaşta bir melanj, Gelibolu Yarımadası'nın ve Ganos Fayı'nın güneyinde kalan Tersiyer yaşta Trakya Havzası'nın temelini oluşturur (Şekil 2, 3). Bu melanj, Şengör ve Yılmaz (1981)'in tanımladığı Rodop-Pontid parçasını Sakarya Zonu'ndan ayıran Pontid-içi kenedini temsil eder. Çetmi Ofiyolit Melanjı, Şarköy kuzeyinde antiklinal çekirdeklerinde mostra verir (Kopp ve diğerleri, 1969; Şentürk ve Okay, 1984) ve Gelibolu Yarımadası'nda, Mürefte ve Marmara Denzinin batı kesiminde açılan petrol kuyularında Orta Eosen kireçtaşlarının altında kesilmiştir (Şekil 2). Çetmi Ofiyolit Melanjı'nın bu zondaki en güney mostrası, Marmara Adası'nın kuzeybatı köşesinde yer alır. Bu bölgede ufak serpantin dilimleri, mikaşistlerle dik bir tektonik dokanak oluşturur (Yüzer, 1971, Şekil 2).

Gelibolu Zonu'nda Çetmi Ofiyolit Melanjı başlıca serpantin, radyolaryalı çört, kırmızı ve gri kireçtaşı, spilit ve doleritten yapılmıştır. Bazik magmatik kayalar yerel olarak mavişist metamorfizması etkisi gösterir (Kopp ve diğerleri, 1969; Şentürk ve Okay, 1984). Bu farklı litolojiler arada belirgin bir hamur olmaksızın tektonik olarak yanyana gelmiş bloklar oluşturur. Şarköy'ün kuzeyinde Çetmi Ofiyolit Melanjı içinde yer alan pelajik kireçtaşları, Geç Kretase (Kopp ve diğerleri, 1969) ve Orta Paleosen foraminiferleri içerir. Öte yandan Orta Eosen neritik kireçtaşları Şarköy'ün kuzeyinde Çetmi Ofiyolit Melanjı'nı belirgin bir açısal uyumsuzlukla örter. Çetmi Ofiyolit Melan-

jı'nın temeli Gelibolu Zonu'nda mostra vermez.

Litolojisi, iç yapısı ve gösterdiği mavişist metamorfizması ile Gelibolu Zonu'ndaki Çetmi Ofiyolit Melanjı, klastik sedimanter kayalarca fakir bir eklenir prizma özelliğini gösterir.

EZİNE ZONU

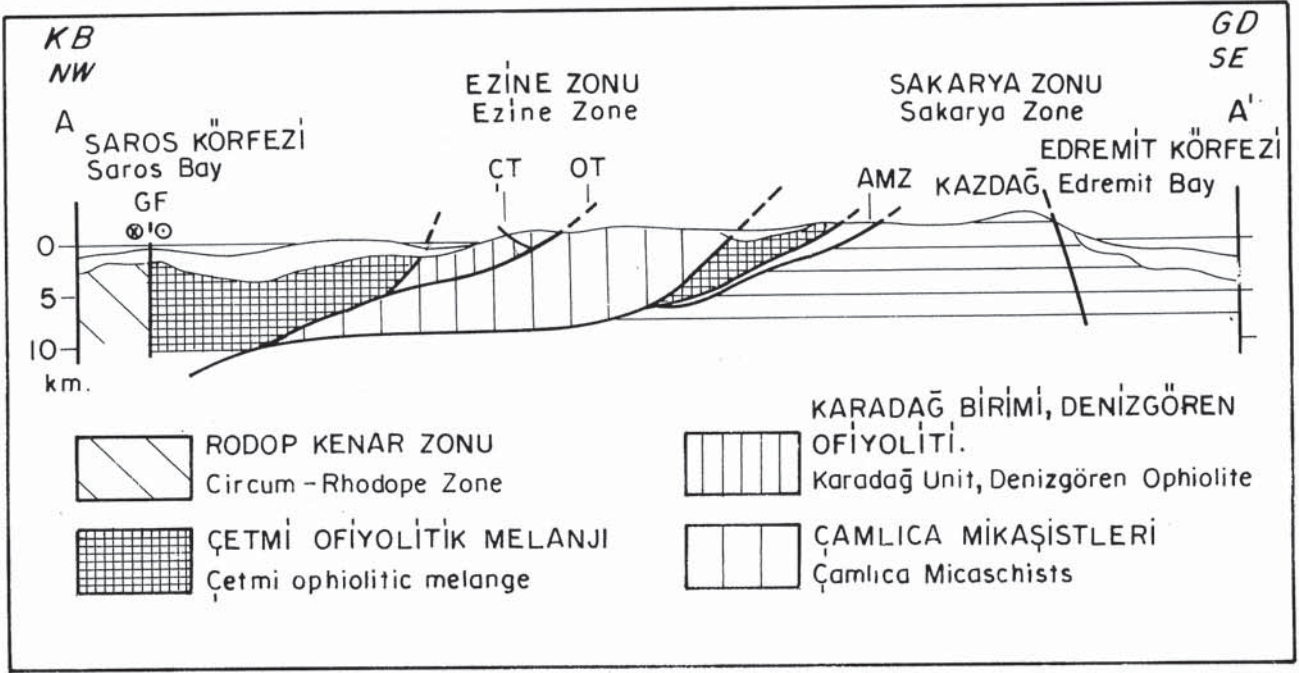
Büyük bir kesimi kıtasal kökenli kayalardan oluşan Ezine Zonu, Gelibolu Zonu'nun güneydoğusunda yer alır (Şekil 2, 3). Bu iki kuşak arasındaki dokanak genellikle Üst Tersiyer kayaları tarafından örtülmüştür. Yalnızca Marmara Adası'nda kuzeye dikçe eğimli bir fay Çetmi Ofiyolit Melanjı'na ait serpantinlerle Marmara Adası'nın mikaşistlerinden ayırır (Yüzer, 1971).

Ezine Zonu KD-GB yönünde uzanan üç birimden oluşmuştur: Karadağ Birimi, Denizgören Ofiyoliti ve Çamlıca mikaşistleri (Şekil 1,2,4).

Karadağ Birimi

Ezine ile Çanakkale arasında mostra veren Geç Paleozoyik-Triyas yaşta hafif metamorfik epikontinental sedimanter istif Karadağ Birimi olarak isimlendirilmiştir. Birimin ismi Ezine'nin kuzeyindeki Karadağ Köyü'nden gelmektedir. Birimin referans kesiti Geyikli ile Karadağ köyleri arasındaki yol boyuncadır (Şekil 4).

Karadağ istifinin en alt kesiminde, Geyikli Köyü çevresinde gümüş grimsi, yeşilimsi kahverengi metaşeyl; beyaz metakuvarsit ve kalkışist yer alır (Şekil 4). Metaklastikler üste doğru rekristalize kireçtaşı-metaşeyl ardalanması ile gri, siyah, kalın tabakalı/masif rekristalize kireçtaşlarına geçer. Metaklastikler ile karbonatlar arasındaki bu uyumlu stratigrafik geçiş, Gökçebayır Köyü kuzeyindeki taş ocaklarında izlenebilir. Yaklaşık 1600 metre kalınlıktaki bu rekristalize kireçtaşı istifi düşey ve yanal yönde geçiş gösteren üç üyeye ayrılır. (Şekil 4). En altta, metaklastikler üzerinde 650 metre kalınlıkta masif/kalın tabakalı, koyu renkli fosilsiz kireçtaşları bulunur. Bu koyu renkli kireçtaşları, üste doğru uyumlu olarak 600 metre kalınlıkta, ince/orta tabakalı, fusulinid kapsayan, koyu gri, siyah, bej kireçtaşlarına geçer. Bu kireçtaşlarından Taştepe Köyü'nün güneyinden alınan bir örnekte Geç Permiyen'i karakterize eden *Neoschwagerina* sp. ve *Stafella* sp. tespit edilmiştir. Benzer bir Üst Permiyen faunası Kalafatçıoğlu (1963) ve Gözler ve diğerleri (1984) tarafından da bu istiftin belirlenmiştir. Fusulin kapsayan bu ki-



Şekil 3: Biga Yarımadası'nın basitleştirilmiş ve yorumsal kesiti. Kesitin konumu için Şekil 2'ye bakınız. Kesitte beyaz bırakılmış yerler Tersiyer ve Kuvaterner çökellerini göstermektedir. GF, Ganos Fayı; CT, Çamlıca Bindirmesi; OT, Ovacık Bindirmesi; AMZ, Alaşehir Milonit Zonu.

Figure 3: Simplified interpretative cross-section across the Biga Peninsula. For the location of the cross-section see Figure - 2. The blank areas in the section represent the Tertiary and Quaternary deposits; GF, Ganos Strike-Slip Fault; CT, Çamlıca Thrust; OT, Ovacık Thrust; AMZ, Alaşehir Mylonite Zone.

reçtaşlarının üzerine, üst kesimlerinde Geç Permiyen'in karakteristik algisi *Mizzia* sp. içeren 350 metre kalınlıkta, kalın tabakalı/masif, beyaz kireçtaşları gelir (Şekil 4).

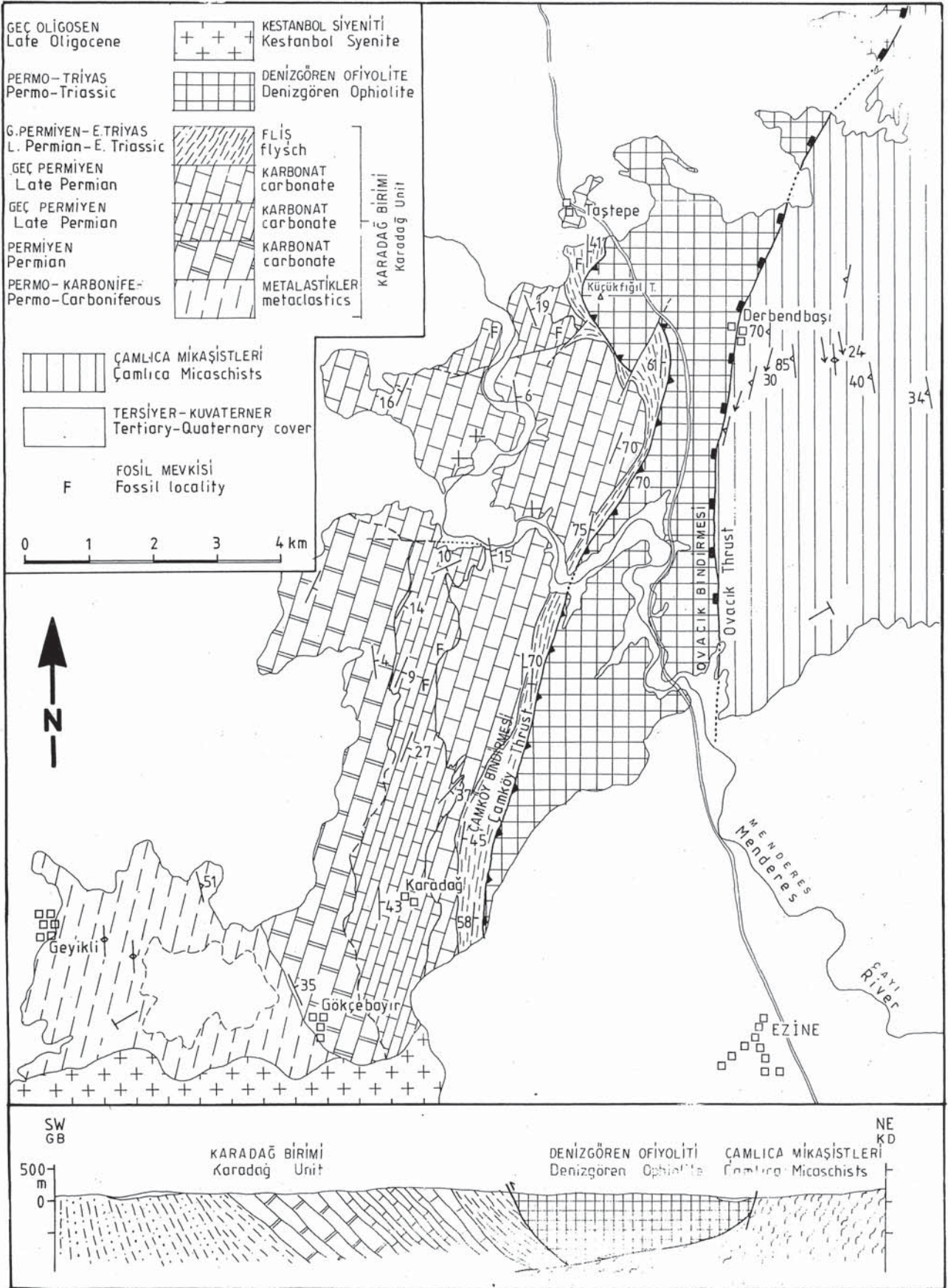
Bu kalın neritik kireçtaşı istifi, üste doğru arada kalsitürbidit seviyeleri ile yaklaşık 350 metre kalınlıkta sinorojenik bir metaklastik istife geçer (Şekil 4). Bu istif Çamköy çevresinde güzel izlenebilir. Metaklastik istif, yeşil şeyl, siltaşı, kalsitürbidit, bazik volkanit, pelajik çörtlü kireçtaşı ve kireçtaşı ile bazik volkanit olistolitlerinden oluşur ve Karadağ istifinin diğer kesimleri ile beraber yeşilist fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir. Bu metamorfizma sonucu, metabazik kayalarda hornblend/aktinolit + epidot + klorit + albit + sifen parajenezi gelişmiştir. Buna rağmen, Taştepe Köyü'nün güneyinden alınan kalsitürbidit örnekleri, hala tanımlanabilen ve muhtemelen altta yer alan karbonat platformundan taşınmış olan, Geç Permiyen foraminiferleri *Kahlerina* sp. ve *Globivalvulina* sp. kapsar. Metaklastik kayalar, tektonik olarak Denizgören Ofiyoliti tarafından üzerlenir. Kuzeydoğuda Armutalan Köyü çevresinde, Karadağ Birimi'nin sinorojenik klastikleri, Denizgören Ofiyoliti'nin doğusunda da mostra vererek, Çamlıca Metamorfizmaları ile doğrudan bir tektonik dokanak yapar (Şekil 2).

İlerleyen bir ofiyolit napı önünde ve Geç Permiyen yaşta bir karbonat platformu üzerinde hızlı bir çökelmeyi simgeleyen metaklastik istifin yaşı bilinmemektedir. Fakat Mendere Masifi'nde (Dür, 1975; Gutnic ve diğerleri, 1979) ve Apalaşlar'daki (Bradley ve Kusky 1986) benzer sinorojenik klastikler dar bir zaman süreci içinde, hızlı bir sedimantasyon sonucu oluşmuştur. Bundan yola çıkarak, Karadağ Birimi'nin en üst kesimini oluşturan sinorojenik klastiklerin yaşı, en Geç Permiyen veya Erken Triyas olmalıdır.

Denizgören Ofiyoliti

Karadağ Birimi'nin en üst kesimini oluşturan metaklastikler Denizgören Ofiyoliti tarafından tektonik olarak üzerlenir (Şekil 2,4). Ofiyolitin ismi Denizgören Köyü'nden gelmektedir. Denizgören Ofiyoliti başlıca kısmen serpantinleşmiş harzburgitten oluşmuştur. Denizgören Ofiyoliti için iyi bir referans kesiti, Çanakkale-İzmir yolunun Truva ile Ezine arasında kalan kesimdir (Şekil 4).

Karadağ Birimi ile Denizgören Ofiyoliti arasındaki tektonik dokanağı oluşturan Çamköy Bindirmesi'nin güneyde, doğuya doğru 70-80 derecelik bir eğimi vardır; bu eğim kuzeye doğru azalarak Küçükfiğil Tepesi'nin batısında 20-30 dereceye iner (Şekil 4). Denizgören Ofiyoliti



Şekil 4: Ezine bölgesinin jeolojik harita ve kesiti.
Figure 4: The geological map and cross-section of the Ezine region.

yoliti, doğuda da Çamlıca Metamorfitleri üzerinde tektonik olarak yer alır ve bu şekilde doğudan ve batıdan tektonik hatlarla sınırlandırılmış 2-3 km eninde bir mostra bandı oluşturarak KKD-GGB yönünde 25-30 km takip edilir (Şekil 2).

Çamlıca Metamorfitleri

Ezine kuzeyinde ve Karabiga batısında geniş alanlarda yüzeyleyen metasedimanter kayalar Çamlıca Metamorfitleri olarak isimlendirilmiştir. Marmara Adası'nın metamorfik kayaları da şüpheli olarak Çamlıca Metamorfitleri'ne dahil edilmiştir (Şekil 2). Birimin ismi Ezine kuzeydoğusundaki Çamlıca Köyü'nden gelmektedir; referans kesiti Derbendbaşı ile Çamlıca köyleri arasındaki yol boyuncadır. Çamlıca Metamorfitleri yaygın bir Miyosen volkanik örtü ile ayrılmış iki büyük bölgede yüzeyler (Şekil 2); bu iki bölge bir takım litolojik farklılıklar gösterdiğinden ayrı ayrı tasvir edilecektir.

Ezine Kuzeyindeki Çamlıca Metamorfitleri:

Ezine'nin kuzey ve kuzeydoğusunda 300 km² yi aşkın bir alanda yüzeyleyen Çamlıca Metamorfitleri'nin çok monoton bir litolojisi vardır. Bu bölgedeki Çamlıca Metamorfitleri'nin % 80'den fazla kesimi gri, kahverengi, yeşilimsi kahverengi, güzel foliasyon gösteren, mikaca zengin kuvars-mikaşistlerden oluşur; kuvars-mikaşistlerdeki yaygın mineral parajenezi kuvars + muskovit + karbonat + albit + klorit + klinozosit + granat'tır. Bu monoton kuvars-mikaşistler içinde bir ile on metre kalınlıkta seviyeler halinde sarımsı kalkışist, beyaz, sarı veya siyah mermer, beyaz metakuvarsit ve albit-klorit şistler yer alır. Yalnızca Çamlıca Köyü'nün batısında rastlanan metabazik kayalar, kompleks polimetamorfik dokular gösterir ve çözülmekte olan granat ile beraber bulunan hornblend/aktinolit, klorit, epidot, kalsit, karbonat ve albitten oluşur. Alınan bir örnekte büyük hornblend kristallerinin çekirdeğinden mavi sodik amfiboller yer almaktadır.

Çamlıca Metamorfitleri kalın, monoton epikontinental bir klastik istifin metamorfizması sonucu oluşmuştur. Çamlıca Metamorfitleri içinde yer alan seyrek metabazik kayaların petrografisi, istifin ilksel olarak muhtemelen bir yüksek basınç- düşük sıcaklık metamorfizması geçirdiğini, fakat bunun daha sonraki yeşilşist fasiyesinde bir metamorfizma ile hemen hemen tamamen yok edildiğini göstermektedir.

Ezine kuzeyindeki Çamlıca Metamorfitleri'nin nispeten basit bir iç yapısı vardır. Meta-

morfik kayalarda foliasyon düzlemleri genellikle K-G doğrultulu, eğimler batıya doğru 20° ile 50° arasındadır (Şekil 4). Mikaşistler içinde eksen düzlemleri, foliasyona paralel olan çok sayıda mesozkopik izoklinal kıvrımlar bulunur. Muhtemelen bu tip kıvrımlanma neticesinde Çamlıca Metamorfitleri'nin bu bölgedeki kalınlığı yedi kilometrenin üzerindedir.

Çamlıca Metamorfitleri, uzunluğu 30 km'den fazla ve eğimi batıya ve kuzeybatıya doğru 30° ile 80° arasında değişen Ovacık Bindirmesi boyunca Karadağ Birimi ve Denizgören Ofiyoliti'nin tektonik olarak altında yer alır (Şekil 2,3,4). Ovacık Bindirmesi'nin eğimi kuzeyden güneye doğru artarak ezine kuzeyinde 70°-80°'ye ulaşır. Bu son bölgede Ovacık Bindirmesi, Bayramiç Neojen havzasının batı sınırını belirleyen bir normal fay tarafından kullanılmış muhtemel kaim bir yapıdır (Şekil 4). Ovacık Bindirmesi'nin hemen altında 5-6 metre kalınlıkta, kuvvetli bir foliasyon gösteren, beyaz bir protomilonit zonu yer alır. Ovacık Bindirmesi'ne yakın kesimlerde Çamlıca Metamorfitleri içinde K-G yönelimli ve güneye dalımlı kuvvetli bir lineasyon gelişmiştir. Lineasyon bindirmeden uzaklaştıkça, iki kilometre genişlikte bir alan içerisinde tedrici olarak kaybolur (Şekil 4).

Çamlıca Metamorfitleri, güneydoğuda muhtemelen Karakaya Kompleksi'nin Nilüfer Birimi'ne ait olan yeşil, kahverengimsi yeşil metaşeyl ve metasilttaşları ile, ufak serpantin dilimleri ile bezenmiş, dik eğimli bir tektonik hat boyunca dokanaktadır (Şekil 2). Bu metaşeyl ve metasilttaşları birçok serpantin dilimi içerir. Benzer serpantin dilimleri Çamlıca Metamorfitleri'nin kuzeydoğu kesiminde de yer alır (Şekil 2). Bu serpantinlerin dokanak ilişkileri, serpantin yerleşmesinin Çamlıca Metamorfitlerini etkileyen metamorfizma ve foliasyon gelişiminden sonra olduğunu gösterir.

Karabiga Batısındaki Çamlıca Metamorfitleri:

Bu bölgede Çamlıca Metamorfitleri, Ayvacık-Karabiga Zonu'ndaki ofiyolitli melanjin batı ve kuzeyinde, yaklaşık 200 km² büyüklükte bir alanda mostra verir (Şekil-2). Bu alanda Çamlıca Metamorfitleri'nin büyük bir kesimi mikaca zengin, iyi foliasyon gösteren, gri, koyu gri, kırmızı, kahverengi kuvars-mikaşist ve fillatlardan ve bunlar içinde bir ile yuz metre kalınlıkta seviyeler halinde yer alan kalkışist, metakuvarsit ve mermerden oluşur. Metamorfitlerin içinde, foliasyona paralel dizilmiş, boyları 20-30 metreden 2-3 kilometreye kadar değişen serpantin dilimleri ve daha

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

seyrek olarak, Çetmi Ofiyolit Melanji'na ait diğer litolojiler yer alır (Şekil 2).

Karabiga batısında Çamlıca Metamorfitleri, Orta Eosen veya daha genç sedimanter ve volkanik kayalar tarafından uyumsuzlukla örtülür ve muhtemelen Geç Tersiyer yaşta iki büyük granodiyorit kütleleri tarafından kesilir (Şekil 2). Güneyde Çamlıca Metamorfitleri, Ayvacık-Karabiga Zonu'nun ofiyolitli melanji ile muhtemelen Tersiyer yaşta dik eğimli faylar boyunca tektonik dokanaktadır (Şekil 2).

AYVACIK-KARABİGA ZONU

Ayvacık-Karabiga Zonu da , Gelibolu Zonu gibi, Çetmi Ofiyolit Melanji'ndan oluşur fakat konum olarak Ezine ile Sakarya Zonu arasında yer alır. Ayvacık-Karabiga Zonu yaygın bir Miyosen volkanik örtüsü ile ayrılmış olan iki büyük alanda mostra verir (Şekil 2).

Küçükküyü ile Bayramiç Arası

Bu bölgede Çetmi Ofiyolit Melanji, arada iki kilometre kalınlıkta bir milonit zonu olmak üzere, Kazdağ metamorfitleri üzerinde yer alır. Çetmi Ofiyolit Melanji içinde bu bölgede Ellia-yak Eklojiti adı verilen eklojit ve granatlı mikaşist tektonik dilimleri yer alır.

Alakeçi Milonit Zonu: Alakeçi Milonit Zonu'nun ismi Alakeçi Köyü'nden gelmektedir; referans kesitleri Çaldağ Köyü'nden güneye ve doğuya giden orman yolları boyuncadır (Şekil 5).

Alakeçi Milonit Zonu başlıca iki litolojiden oluşur: Milonitik gnays ve metaserpantinit. Ezilmiş ve milonitleşmiş gnayslar kirli kahverengi, gri, sarı, dağılgan kayalar oluşturur ve N-S yönelimli ve kuzeye dalmı kuvvetli bir lineasyon gösterir (Şekil 5). Petrografik olarak milonitler ince öğütülmüş, foliasyon gösteren, kısmen tekrar kristalleşmiş kuvars, serisit, opak mineral, biyotit ve lineasyon yönüne doğru dönmüş plajiyoklas porfiroklastlarından oluşur. Milonitik gnayslar içinde siyah amfibolitler ve kuvvetli bir budinaja uğramış mermer mercekleri yer alır.

Boyları 10 cm ile 3-4 km arasında değişen metaserpantinit dilimleri Alakeçi Milonit Zonu'nun milonitik gnaysları içinde yer alır (Şekil 5). Metaserpantinit koyu yeşil, mavimsi yeşil, genellikle ince taneli, masif ve serttir. Petrografik olarak ilksel ultramafik doku tamamen kaybolmuştur ve kaya esas olarak antigorit ve az oranda antofillit, talk ve diyopsitten oluşur. Metaserpantinitler içinde seyrek olarak hornblend ve plajiyoklastan oluşan ince taneli mikrogabro mercekleri yer alır.

Alakeçi Milonit Zonu'nun Kazdağ metamorfitleri ile olan kuzeybatıya 30°-40° eğimli alt dokanağı birkaç yüz metre içinde geçişlidir; buna karşın Çetmi Ofiyolit Melanji ile olan üst dokanağı keskindir. Çetmi Ofiyolitli Melanji'nun split ve rekristalize kireçtaşları Alakeçi Milonit Zonu'nun milonitik gnays ve metaserpantinitleri üzerinde 10° ile 80° arasında değişen eğimlerle yer alır. Alakeçi Milonit Zonu'nun kalınlığı yaklaşık iki kilometredir (Şekil 5).

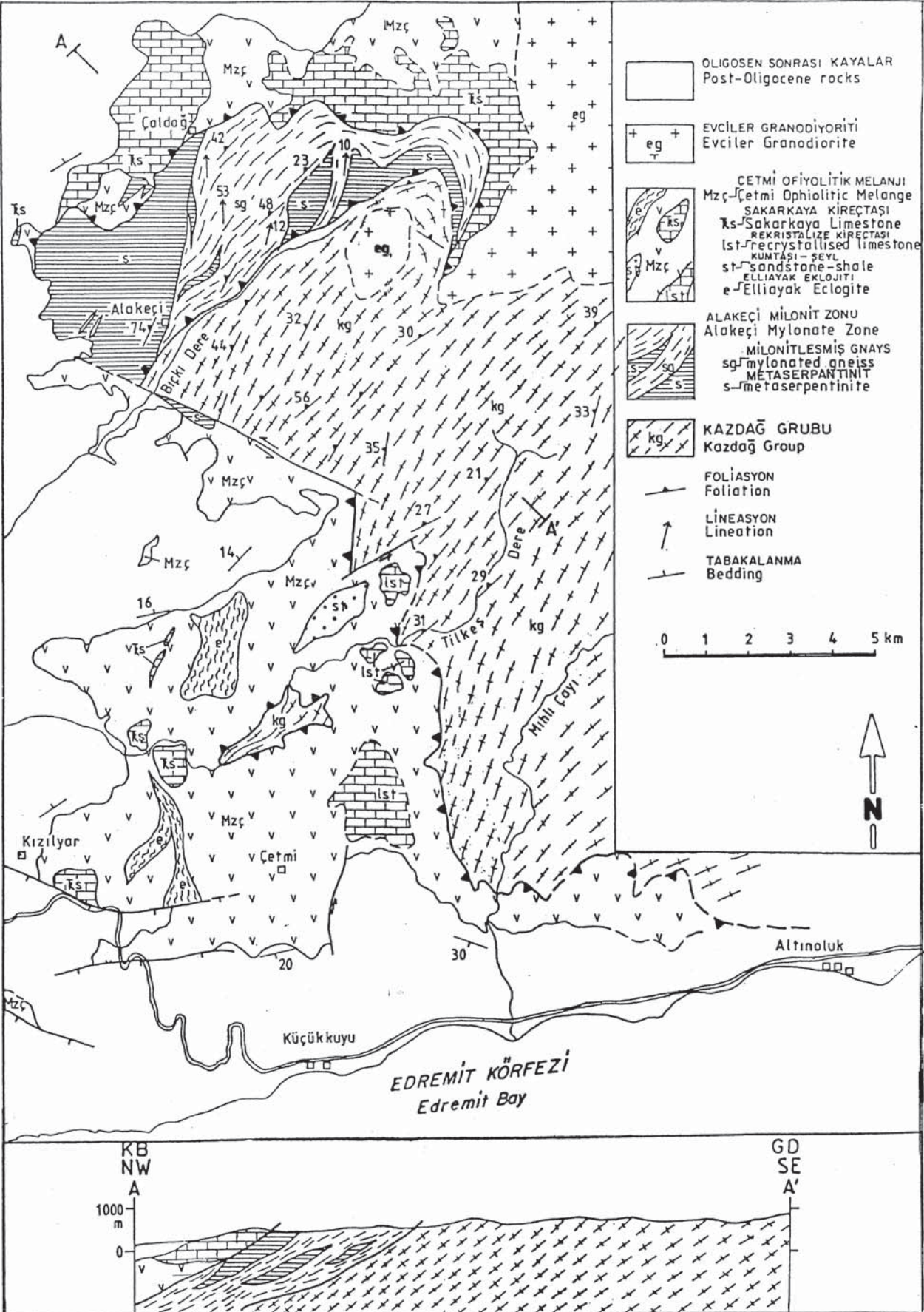
Alakeçi Milonit Zonu, atımı en az dokuz kilometre olan sol yanal atımlı bir fayın güneyinde izlenmez ve bu bölgede Çetmi Ofiyolit Melanji doğrudan Kazdağ Grubu metamorfitleri üzerinde yer alır (Şekil 5). Alakeçi Milonit Zonu, Evciler Granodiyoritinin sokulumundan önce muhtemelen Kazdağ Grubu'nun tüm kuzeybatı dokanağı boyunca uzanmaktaydı. Nitekim metaserpantinit, ezik gnays, metatüf, split, rekristalize kireçtaşı ve radyolaryalı çörtten oluşan Alakeçi Milonit Zonu'nun kalıntıları Çan'ın güneyinde Kazdağ Grubu metamorfitleri ile düşey faylı bir dokanak yapmaktadır.

Çetmi Ofiyolit Melanji: Kazdağ Grubu metamorfitlerinin batısında geniş alanlarda mostra veren Çetmi Ofiyolit Melanji başlıca spilitleşmiş bazik volkanik ve piroklastik kayalar, Üst Triyas, Üst Jura-Alt Kretase ve Üst Kretase kireçtaşı blokları, şeyl ve grovaktan oluşur. Melanjin %90'dan fazlasını oluşturan bu litolojiler dışında az miktarda serpantinit ve radyolaryalı çört, granatlı mikaşist ve eklojit dilimleri melanji içinde yer alır (Şekil 5).

Spilitler koyu yeşil, siyahımsı yeşil, genellikle ince taneli ve seyrek amigdaloyidallidir. Sarkarkaya Tepe'nin batısında olduğu gibi yerel olarak volkanik kayalar içinde yastık lav yapılarına rastlanır. Spilitler genellikle foliasyon göstermez ve albit, pembemsi Ti-ojit ve kloritten oluşur. Yalnızca eklojit tektonik bloklarının çevresinde yer alan spilitler, belirgin bir foliasyon ve aktinolit ile epidot tarafından karakterize edilen bir yeşilist fasiyesi mineral topluluğu gösterir.

Çetmi Ofiyolit Melanji içinde çeşitli tipte ve yaşta kireçtaşı blokları yer alır. En çok bulunan kireçtaşı tipi krem renkte, ince taneli, ince tabakalı/masif, yerel olarak çörtlü Üst Triyas mikrit ve biyomikritleridir. Bunlar genellikle spilitler içinde tektonik dokanaklarla yer alır ve boyları birkaç metreden iki kilometreye kadar değişir.

Üst Triyas kireçtaşı blokları litolojik olarak, ince tabakalı radyolaryalı pelajik mikritler-



Şekil 5: Küçükkuşu ile Bayramiç arasında kalan Kazdağ'ın batı yamacının jeolojik harita ve kesiti.

Figure 5: The geological map and cross-section of the western flank of the Kazdağ between Küçükkuşu and Bayramiç.

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

den, kalın tabakalı/ masif, bol miktarda Üst Triyas lamellibransı *Megalodont* sp. kapsayan biyoreditlere kadar değişim gösterir ve lagün, resif ve resif önü fasiyeslerini temsil ederler. Geç Triyas'ın karakteristik foraminiferleri olan *Involutina* formları pelajik kireçtaşı blokları içinde sıkça bulunur. Bu tip bloklardan alınan numunelerde Noriyen için karakteristik olan *Trochammina* sp. *Agathammina austroalpina*, *Galeanella* cf. *panticae*, *Nodosaria* sp. *N. ordinata*, *Austrocolomia* sp. *Involutina* spp., *I. gaschei*, *I. communis*, *I. gr. sinousus*, *Spiramphorella carpathica* formları tespit edilmiştir. Bu kireçtaşı blokları aynı zamanda Geç Noriyen'in karakteristik lamellibransı olan *Monotis salinaria*'yı kapsar. Gözler (1986) de bu kireçtaşlarına Orta-Geç Triyas yaşı vermektedir. Çetmi Ofiyolit Melanjı'nın Kazdağ Grubu'na yakın kesimlerinde yer alan büyük rekristalize kireçtaşı blokları da muhtemelen Triyas yaşta (Şekil 5). Triyas yaşta volkanik kayalarla beraber bulunan, benzer tipte *Megalodont*'lu Üst Triyas kireçtaşı blokları Umman'daki Haybi Kompleksi'nde (Glennie ve diğerleri, 1974; Lippard ve diğerleri, 1986) ve İran'ın güneyindeki Zagros dağlarında (Stöcklin, 1974; Hallam, 1976) da tasvir edilmiştir. Umman'da bu kireçtaşlarının bazik volkanitlerle olan dokanağı stratigrafik olarak belirlenmiş ve bu kireçtaşları rift volkanitleri üzerinde gelişen karbonatlar olarak yorumlanmıştır (Lippard ve diğerleri, 1986).

Çetmi Ofiyolit Melanjı'nda yaygın olarak bulunan Üst Triyas kireçtaşları dışında ufak, kırmızı, Üst Kretase kireçtaşı blokları Kızılyar Köyü'nün güneydoğusunda yer alır (Şekil 5); bunlar grovak-şeyl hamuru içinde 0.2-1 metre boyunda, Couches Rouges fasiyesinde kırmızı, siltli biyomikrit blokları şeklinde görülür. Bloklardan alınan numuneler Turoniyen-Santoniyen yaşında foraminiferler vermiştir: *Marginotruncata* sp., *M. coronata*, *M. marginata*, *M. cf. pseudolinneiana*. Aynı bölgeden Brinkmann ve diğerleri (1977), benzer pelajik kireçtaşlarından Geç Turoniyen-Koniasiyen yaşta pelajik foraminiferler tasvir etmekte fakat, yanlış bir görüşle bu kireçtaşlarını grovak ve spilitler üzerinde transgressif olarak yorumlamaktadır. Üst Kretase kireçtaşı blokları dışında bu bölgede kırmızı, radyolaryalı çört ve ammonitli, yumru Hallstatt tipi kireçtaşı ile *Pseudocyclammina* sp. *Conicospirillina* sp. *Trocholina* sp. kapsayan Geç Jura-Erken Kretase yaşta ufak neritik kireçtaşı blokları da görülür.

Çetmi Ofiyolit Melanjı içinde siyah, koyu gri

grovak ve silisli şeyl araldanması oldukça yaygındır. Bu klastiklerin spilitlerle olan dokanakları tektoniktir. Açık bej, gri, orta tabakalı feldispatik kumtaşı ve araldanmalı laminalı şeylden oluşan büyük bir tektonik dilim, Çetmi Ofiyolit Melanjı içerisinde Kapıkaya Tepesi batısındaki Gelinmezarı Sırtını oluşturur (Şekil 5). Bu klastikler muhtemelen, eklenir prizma üzerinde gelişmiş ufak bir havzayı temsil etmektedir.

Kırmızı ve seyrek olarak yeşil, ince tabakalı radyolaryalı çörtler, spilitler içinde birkaç on metre büyüklükte tektonik bloklar şeklinde görülür. Serpantinit, melanj içinde seyrek gözlenen bir litolojidir; birkaç ufak (<10 m) tektonik dilim şeklinde bulunur.

Küçükkuşu kuzeyindeki Çetmi Ofiyolit Melanjı'nın karmaşık ve imbrike bir iç yapısı vardır. Melanj içinde spilitler en yaygın litoloji olmalarına karşın, diğer litolojiler için bir hamur teşkil etmezler. Çetmi Ofiyolit Melanjı, daha çok, çok sayıda sık aralıklı, dikçe eğimli ve genellikle K-G doğrultulu faylar ve makaslama zonlarının kesilmiş ve bu faylar boyunca yanyana getirilmiş bir kaya topluluğudur. Bu karmaşık makaslama zonları, Çetmi Ofiyolit Melanjı içerisinde yamulmanın (strain) çok heterojen bir şekilde dağılmasına neden olmuş ve hiçbir deformasyon göstermeyen kayalarla, kaotik bir şekilde deforme olmuş veya foliasyon gösteren kayaların yanyana gelmelerini sağlamıştır. Litolojik ve yapısal özellikleri ile Çetmi Ofiyolit Melanjı, çok az miktarda hendek yelpazesi ve hendek eksenli çökelleri kapsayan eklenir prizma özellikleri gösterir ve Mesozoyik yaşta olan muhtemel bir pasif kıta kenarının parçalarını da bulundurur.

Elliyak Eklojiti: Elliyak Eklojiti, eklojit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş, granatlı mikaşist ve metabazik kayalardan oluşur ve Küçükkuşu kuzeyindeki Çetmi Ofiyolit Melanjı içerisinde büyük tektonik dilimler şeklinde bulunur (Şekil 5). Birimin ismi, Küçükkuşu kuzeyinde bu kayalardan oluşan Elliyak Tepesi'nden gelmektedir.

Elliyak Eklojiti başlıca gümüş grisi, bol mikali, güzel foliasyon gösteren, iri taneli granatlı mikaşistlerden meydana gelir. Granatlı mikaşistlerde yaygın mineral parajenezisi kuvars + beyaz mika + granat + kalsit'tir. Eklojitler, granatlı mikaşistler arasında 0.2-20 metre kalınlıkta seviyeler halinde bulunur ve granat + omfasit + glokofan + epidot + beyaz mika'dan oluşan mavimsi yeşil, masif sert, bantlı, orta/kaba taneli kayalar oluşur.

Karabiga Batısındaki Çetmi Ofiyolit Melanji

Karabiga'da batıya doğru 35-40 km uzunlukta ve 3-4 km eninde bir şerit halinde most-
ra veren ofiyolitli melanj (Şekil 2) litoloji ve yapı özellikleri ile Gelibolu Zonu'ndaki ve Kü-
çükkuyu kuzeyindeki Çetmi Ofiyolit Melan-
ji'na çok benzer ve bu birime dahil edilmiştir.
Bu bölgede Çetmi Ofiyolit Melanji, Çamlıca
Metamorfitleleri ile tektonik olarak dokanak ha-
lindedir, ayrıca büyük bir granodiyorit tara-
fından kesilmiştir (Şekil 2).

Karabiga batısında yüzeyleyen Çetmi Ofiyolit Melanji, yoğunluk sırasına göre, spilit, de-
ğişik tipte kireçtaşı blokları, şeyl, kumtaşı,
serpantinit ve radyolaritten oluşmuştur. De-
nizaltı lav ve tüflerini temsil eden spilitler, ge-
nellikle ilksel özelliklerini korumuştur; ezilme
ve foliasyon gelişimine ender olarak rastlanır.
Spilitler ile ilksel ilişkili radyolarit ve kırmızı
mikritler Kemer Çayı boyunca izlenebilir.

Beyaz, kalın tabakalı/masif, büyük Üst Tri-
yas kireçtaşı blokları Karabiga batısındaki
Çetmi Ofiyolit Melanji'nda da bulunur. Bu tip
kireçtaşı bloklarından alınan örnekler, Kü-
çükkuyu kuzeyindekilere çok benzeyen bir
Geç Triyas faunası vermiştir: *Involutina* cf.
gaschei, *Trocholina* sp. Bu tip bir kireçtaşı ile
ilgili önemli bir kesit Karapürçek Köyü'nün
1.5 km kuzeyinde bulunmuştur. Bu Karapür-
çek kesitinin tabanında 50 metreyi aşkın kalınlıkta, kalın tabakalı, gri, beyaz, kısmen rek-
ristalize kireçtaşı bulunur (Şekil 6). Bu kireç-
taşından alınan örnekler Noriyen-Resiyen ya-
şını gösteren bir fauna vermiştir: *Trochammi-
na* sp., *Fronchularia* sp., *Involutina* sp., *I. cf. gaschei*, *Trocholina* sp., *Nodorsariidae*, *Milio-
pora* sp., *Solenopora* sp., *Cayeuxia* sp. Bu ne-
ritik kireçtaşları üzerine paralel bir uyumsuz-
lukla 25 metre kalınlıkta kalsitürbidit arakat-
kılı, ince tabakalı, laminalı, kırmızı, pelajik ki-
reçtaşları ve ince tabakalı siltli mikritler gelir.
Siltli, sarımsı kahverengi mikritlerden Kretase
(Senomaniyen-Turoniyen) yaşta bir fauna tes-
pit edilmiştir: *Hedbergella* sp., *H. cf. delrioensis*, *Praeglobotruncana* sp., *Heterohelix* sp.
Kretase yaşta bu siltli mikritlerin üzerine ise
volkanojenik kumtaşı ve spilitik bazik volka-
nik kayalar gelmektedir (Şekil 6). Bu ufak ke-
sit böylece, geç Triyas ile Geç Kretase arasın-
da, muhtemelen tüm Jura'yı kapsayan bir u-
yumsuzluğu da içeren, bir stratigrafiyi muha-
faza etmektedir.

Üst Triyas kireçtaşı blokları dışında Karabi-
ga batısındaki Çetmi Ofiyolit Melanji içinde

orta/kalın tabakalı kalsitürbidit, kırmızı rad-
yolaryalı çört ile ardalanmalı ince tabakalı
kırmızı pelajik kireçtaşı ve ince tabakalı, bol
pelajik lamellibrans kavkılı gri kireçtaşı blok-
ları bulunur. Bu bloklar yaş vermemiştir fak-
kat muhtemelen Geç Mesozoyik yaşındadır.
Spilitler içinde yer alan bir ufak, beyaz mikri-
tik kireçtaşı bloku *Tintinidae*? kapsar ve
muhtemelen Geç Jura yaşındadır. Çok seyrek
izlenen bir kireçtaşı tipi ise sfer kapsayan,
muhtemelen Permiyen yaşında, koyu gri nerit-
tik kireçtaşıdır.

Doğandere Köyü çevresinde Çetmi Ofiyolit
Melanji içinde kumtaşı ve şeylden oluşan bü-
yük, homojen litolojide bir tektonik dilim yer
alır (Şekil 2). Bu dilimin birkaç yüz metre kalınlığı vardır ve Çetmi Ofiyolit Melanji'nın di-
ğer litolojileri ile büyük eğimli tektonik doka-
naklar yapar. Doğandere Kumtaşı olarak ad-
lanan bu birim, yeşilimsi gri, açık gri, orta/
kalın tabakalı kumtaşları ile ardalanmalı ko-
yu renkli şeylden oluşur; birimin litolojik özel-
likleri Doğandere Köyü'nden batıya ve kuzey-
batıya giden yollar boyunca izlenebilir. Do-
ğandere Kumtaşı az miktarda (%5) ufak kireç-
taşı, radyolaryalı çört ve spilit olistolitleri de
kapsar. Bir metre boyunda böyle bir kireçtaşı
olistoliti, *Hedbergella* gr. *planispira*, *H. gr. trochospira*? içermekte ve Apsiyen-Albiyen ya-
şını vermektedir. Çamlıca Metamorfitleleri ile o-
lan dokanağı boyunca Doğandere Kumtaşı i-
çinde uzun, ezik serpantinit tektonik dilimleri
bulunur (Şekil 2).

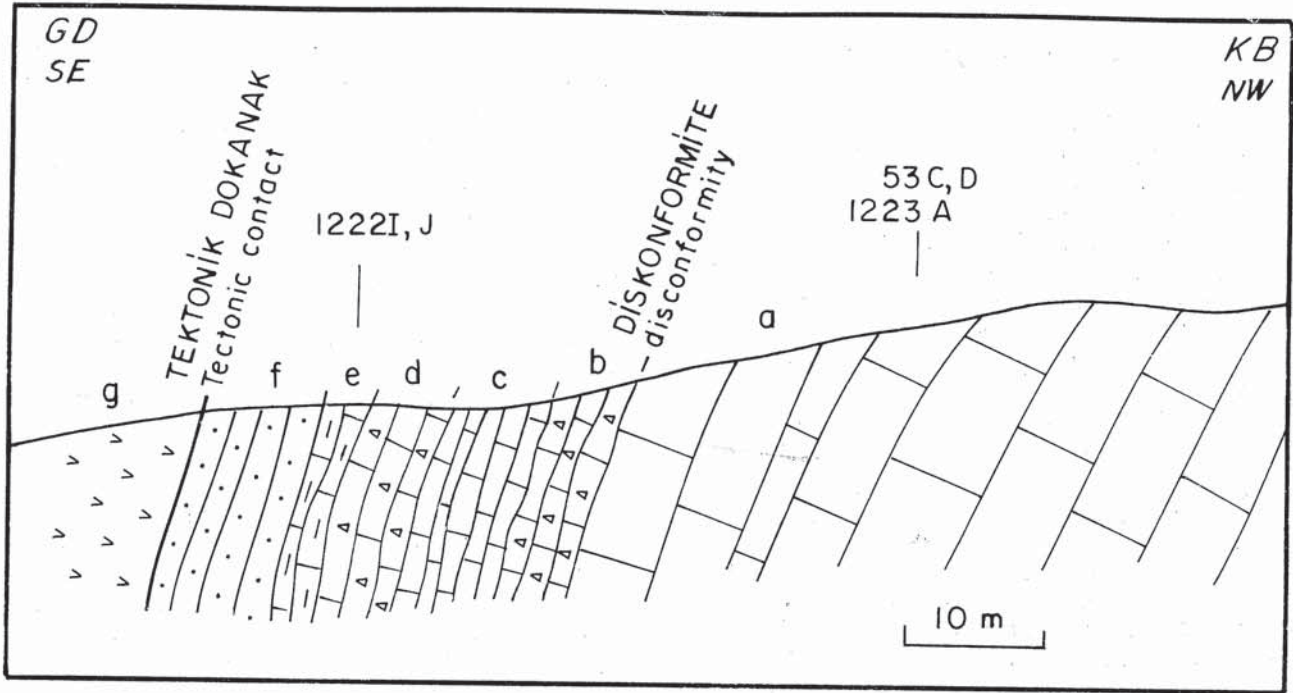
Doğandere Kumtaşı büyümekte olan bir ek-
lenir prizma üzerine çökelmiş yerel bir türbi-
dit yelpazesini simgelemektedir ve hendek du-
varında oluşan ufak askılı havzalara (Moore
ve Karig, 1976) güzel bir örnek oluşturur. Do-
ğandere Kumtaşı'nın yaşı Albiyen sonrası ve
muhtemelen Geç Kretase/Paleosen'dir.

Serpantinit dilimleri ile bezenmiş, D-B ve
KD-GB doğrultulu dik eğimli iki fay Çetmi O-
fiyolit Melanji'nı kuzeyde yer alan Çamlıca
Metamorfitleleri'nden ayırır (Şekil 2); bu faylar
çok muhtemelen Geç Tersiyer yapılarıdır. Bu
iki fay arasında kalan ufak bir bölgede, Çam-
lıca Metamorfitleleri'nin Çetmi Ofiyolit Melanji
üzerinde tektonik olarak yer aldığı gözlenmiş-
tir (Şekil 3).

SAKARYA ZONU

İstanbul çevresinde yer alan kalın ve iyi ge-
leşmiş Paleozoyik istifeye büyük bir tezat olarak,
kuzeybatı Anadolu'da Paleozoyik kayalarının

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi



Şekil 6: Noriyen kireçtaşları üzerinde uyumsuzlukla yer alan Kretase kayalarını gösteren, Karabiga batısındaki Çetmi Ofiyolit Melanjı içindeki Karapürçek kesiti. a. Kalın tabakalı/masif, kısmen rektitalize, neritik, gri, Noriyen kireçtaşı, örnek 53C, 53D ve 1223A, *Trochammina* sp., *Fronidularia* sp., *Aulotortus* cf. *gaschei*, *Trocholina* sp., *Nodosariidae*, *Miliolidae*. b. breşleşmiş, ince tabakalı, kırmızı kireçtaşı, c. ince laminalı, kırmızı mikrit, d. ince tabakalı, bol intraklast ve volkanit tane kapsayan kırmızı intramikrit, e. sarımsı kahverenkli, ince tabakalı, siltli Kretase yaşında mikrit, örnek 1222I, J, *Hedbergella* sp., *H. cf. delrioensis*, f. koyu gri, volkanojenik grovak, g. yeşillimsi kahverenkli, spilitleşmiş bazik volkanit.

Figure 6: The Karapürçek section in the Çetmi Ophiolitic Melange west of Karabiga showing the Cretaceous disconformity above the Norian limestones. a. thickly bedded to massive, partly recrystallised, neritic, grey Norian limestone, Sample 53C, 53D and 1223A, *Trochammina* sp., *Fronidularia* sp., *Aulotortus* cf. *gaschei*, *Trocholina* sp., *Nodosariidae*, *Miliolidae*. b. brecciated, thinly bedded, red limestone, c. finely laminated thin bedded, red micrite, d. thinly bedded, red intramicrite with abundant intraclasts and volcanic fragments, e. yellowish brown, thinly bedded, silty, fossiliferous Cretaceous micrite. Sample 1222I, J, *Hedbergella* sp., *Hedbergella* cf. *delrioensis*. f. dark grey, volcanogenic greywacke, g. brownish green spililitised basic volcanic rock.

genellikle bulunmaması muhtelen ilk defa Brinkmann (1966, 1971a) tarafından fark edilmiştir. Brinkmann (1966, 1971a) Paleozoyik kayalarının bulunmadığı bu bölgeyi "Mysisch-Galatische Scholle" veya Kuzey Anadolu Ülkesi olarak adlandırmış ve bu bölgede Paleozoyik kayalarının bulunmamasını Paleozoyik sonunda meydana gelmiş önemli bir erozyona bağlamıştır. Şengör ve Yılmaz (1971), bu bölgeye Sakarya Kıtası adını vermiş ve sınırlarını kuzeyde Pontid-İçi Kenedi, güneyde ise İzmir-Ankara Kenedi olarak tespit etmiştir. Hem Brinkmann (1966, 1971a) hem de Şengör ve Yılmaz (1981) bu tektonik birimi Ankara'nın hemen doğusunda sona erdirmiştir. Okay (1984b, 1989b), Sakarya Zonu'nun doğu sınırını, kuzeybatı Anadolu'ya çok benzeyen bir stratigrafi ve tektonik gelişme gösteren Doğu Pontidleri de içine alacak şekilde doğruya doğru genişletmiştir.

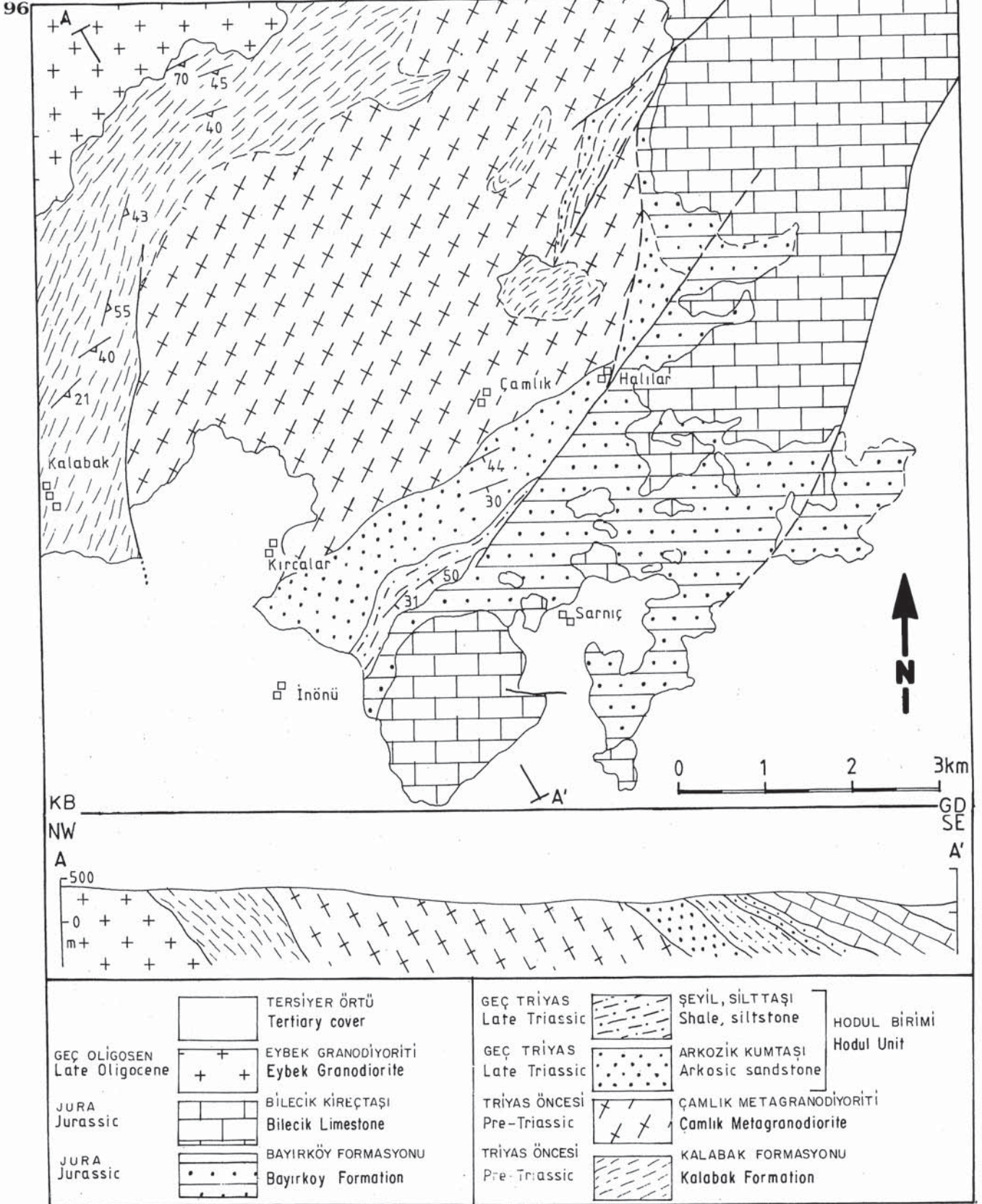
Tüm Sakarya Zonu boyunca, karmaşık bir şekilde deforme olmuş ve genellikle metamorfizma geçirmiş Jura öncesi bir temel ile çok daha az bir deformasyon kapsayan ve hiç metamorfizma göstermeyen bir Jura-Tersiyer örtü ayrımı yapmak mümkündür. Biga Yarımadası'nın

doğu kesiminde Sakarya Zonu'nun Jura öncesi temeli üç birime ayrılmıştır: Karakaya öncesi birimler, Kazdağ Grubu ve Karakaya Kompleksi birimleri.

Karakaya Öncesi Birimler

Biga Yarımadası'nda Karakaya öncesi olduğu söylenebilecek birimler, Edremit ve Havran'ın kuzeyinde yüzeyleyen metasedimenter kayalar (Kalabak Formasyonu) ve intruzif bir granodiyorittir (Çamlık Metagranodiyoriti) (Şekil 2, 7).

Kalabak Formasyonu: Edremit ve Havran'dan kuzeye Pazarköy'e doğru uzanan bir zon boyunca mostra veren (Şekil 2) Triyas öncesi düşük dereceli bir metamorfizma geçirmiş metasedimenter kayalar, Krushensky ve diğerleri (1980)'nin adlamasına uyularak Kalabak Formasyonu olarak isimlendirilmiştir. Kalabak Formasyonu için referans kesiti, Havran'ın kuzeyindeki Kalabak Köyü'nden, kuzeye doğru uzanan sırt boyuncadır (Şekil 7). Bu kesitte Kalabak Formasyonu, ince taneli, sarımsı gri, gümüş grisi, koyu gri fillat; orta taneli, sarımsı gri, karakteristik bir bileşimsel bantlaşma gösteren kuvarso-



Şekil 7: Havran'ın kuzeydoğusunun jeolojik harita ve kesiti. Gümüş (1964), Aslaner (1965) ve Krushensky ve diğerleri (1980)'den değiştirilerek alınmıştır.
Figure 7: The geological map and cross-section of the region northeast of Havran. Modified from Gümüş (1964), Aslaner (1965) and Krushensky et al (1980).

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

feldispatik şist ve birkaç metre kalınlıkta seyrek araseviyeler halinde görülen mermer ve yeşil metabazitten oluşur. Edremit'in kuzeyinde ise Kalabak Formasyonu koyu gri, mavimsi gri, kahverengi, mikaca zengin fillatlardan yapılmıştır. Petrografik olarak fillatlar kuvars, albit, muskovit ve biyotitten oluşur. Seyrek izlenen metabazitler de aktinolit + epidot + klorit + albit'ten oluşan tipik bir yeşilşist fasiyesi mineral topluluğu sunar.

Kalabak Formasyonu doğuda Geç Triyas öncesi Çamlık Granodiyoriti, batıda ise Oligo-Miyosen yaşta Eybek Granodiyoriti tarafından kesilmiştir (Şekil 2, 7). Edremit kuzeyinde ise Kalabak Formasyonu Karakaya Kompleksi'nin Hodul Birimi'nin distal türbiditleri üzerinde ve spilit, şeyl ve Permiyen kireçtaşı olisitolitlerinden oluşan yine Karkaya Kompleksi'ne ait Çal Birimi'nin altında tektonik olarak yer alır (Şekil 8). Pazarköy'ün güneyinde ise Kalabak Formasyonu, Karakaya Kompleksi'nin Orhanlar Grovaki üzerinde, imbrike bir tektonik zon boyunca yer alır (Şekil 2, 9). Bu son bölgede Kalabak Formasyonu Jura yaşta Bayırköy Formasyonu'nun klastikleri tarafından uyumsuzlukla örtülür (Şekil 9).

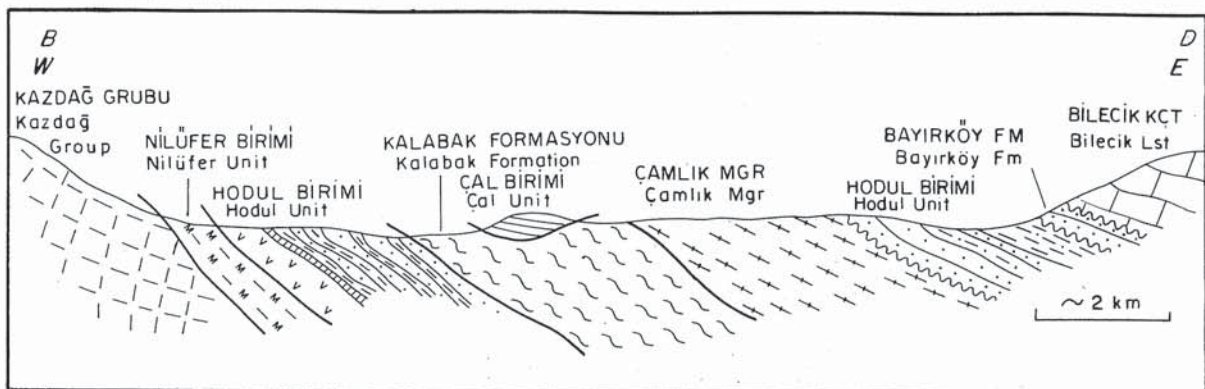
Çamlık Metagranodiyoriti : Havran'dan kuzeydoğuya doğru 4-5 km eninde bir zon oluşturarak uzanan Geç Triyas öncesi metagranodiyorit, Çamlık Metagranodiyoriti olarak isimlendirilmiştir (Şekil 2). Birimin ismi bu bölgedeki Çamlık Köyü'nden gelir (Şekil 7).

Çamlık Metagranodiyoriti esas olarak kuvars, plajiyoklas ve kloritten oluşur; lökokratiktir, sıkça aplit ve kuvars damarları tarafından kesilmiştir; orta taneli, afirik ve tektonik kökenli foliasyon gösteren bir dokusu vardır.

Foliasyon bilhassa Kalabak Formasyonu'na yakın olan kesimlerde, fillatlardaki foliasyona paralel olacak bir şekilde, kuvvetlice gelişmiştir. Metagranodiyoritin iç kesimlerine doğru gidildikçe foliasyon tedrici olarak kaybolur. Arazi ilişkileri, ve bilhassa Kalabak Formasyonu'nun Çamlık Metagranodiyoriti'ne yakın olan kesimlerinde izlenen kontakt metamorfik kayalar, Çamlık Metagranodiyoriti'nin Kalabak Formasyonu'nu, her iki birimi de beraber etkilemiş olan yeşilşist fasiyesindeki rejyonel metamorfizma öncesi kestiğini gösterir. Çamlık Metagranodiyoriti'ne ait ikinci bir büyük mostra Eybek Dağı'nın kuzeyinde yer alır (Şekil 2).

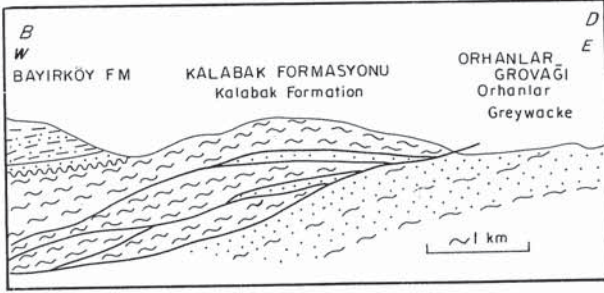
Çamlık Köyü çevresinde Çamlık Metagranodiyoriti, bariz bir diskordansla, 3-4 cm büyüklükte granodiyorit ve fillat çakılları kapsayan, Hodul Birimi'nin Üst Triyas kaba taneli arkozik kumtaşları ile örtülür (Şekil 7). Krushensky ve diğerleri (1980) anlaşılması güç nedenlerle, Çamlık Metagranodiyoriti'nin varlığını tümenden reddetmekte ve graniti, yayınladıkları jeoloji haritasında, kumtaşı olarak göstermektedir. Gümüş (1964) ve Aslaner (1965) ise Çamlık Metagranodiyoriti ile Oligo-Miyosen yaşta Eybek Granodiyoriti'ni tek bir plutonik kompleks olarak görmüş ve her ikisine de Geç Triyas yaşta öngörmüştür.

Eldeki az sayıda veriler, Sakarya Zonu'nun Permiyen öncesi temelini genellikle granitik ve metasedimanter kayalardan oluştuğunu göstermektedir. Sakarya Zonu'nun doğu kesiminde yer alan Gümüşhane Graniti (Yılmaz, 1981), Karacabey kuzeyindeki Karacabey Granodiyoriti ve bu kayaların çevresindeki metasedimanter kayalar Sakarya Zonu'nun



Şekil 8: Kazdağ Grubu, Karakaya birimleri, Kalabaklar Formasyonu ve Çamlık Metagranodiyoriti arasındaki ilişkileri gösteren Edremit'in kuzeyinden geçen, D-B yönlü basitleştirilmiş jeolojik kesit. Batıda Nilüfer Birimi üzerinde tektonik olarak yer alan Hodul Birimi, doğuda granit üzerinde transgresif olarak oturan Hodul Birimi'ne nazaran çok daha derin bir havzada çökelmiş ve çok daha kuvvetli tektonize olmuştur.

Figure 8: Simplified E-W trending cross-section, in the north of Edremit, showing the tectonic relations between the Kazdağ Group, the Karakaya units, the Kalabak Formation and the Çamlık Metagranodiyorite. The Hodul Unit tectonically overlying the Nilüfer Unit in the west is strongly tectonised in contrast with the little deformed Hodul Unit in the east which overlies granite transgressively.



Şekil 9: Kalabak Formasyonu ile Orhanlar Grovaki arasındaki imbrike bindirme zonunu ve bu birimleri uyumsuzlukla örten Jura Bayırköy Formasyonu'nu gösteren Pazarköy'ün güneyinden geçen şematik jeolojik kesit.

Figure 9: Schematic cross-section from south of Pazarköy showing the imbricate thrust zone between the Kalabak Formation and the Orhanlar Greywacke and the unconformably overlying Jurassic Bayırköy Formation.

Permiyen öncesi temelini oluşturur. Saner (1978) Geyve'nin güneyinde granitik ve metamorfik bir temeli örten Üst Permiyen klastik ve karbonatları tanımlamaktadır. Bu eski granitler arasında yalnızca Söğüt Graniti'nin izotopik yaşı bilinmektedir; granitte yapılmış tek bir biyotit K/Ar yaş tayini 272 ± 3 My (Erken Permiyen) vermiştir (Çoğulu ve Krummenacher, 1967); bu veri kristalen temelin oluşumu için Geç Paleozoyik (muhtemelen Variskan) yaşını göstermektedir.

Istanbul Zonu'nda ve Toridler'de kristalen temelin yaşının Prekambriyen olduğu bilinmektedir. Geç Paleozoyik yaşta kristalen bir temel Yunanistan'daki Pelagoniyen Zonu'ndan tasvir edilmiştir (Yarwood ve Aftalion, 1976; Mountrakis, 1984). Metasedimanter kayalardan ve Üst Karbonifer granitlerinden oluşan bu temel üzerine klastik ağırlıklı kalın bir Permo-Karbonifer istif gelir (Jacobshagen, 1986). İlginç olarak bu istifin Üst Permiyen kayaları içinde, Salamis Adası'nda, olistolitler ve türbiditler de yer alır (Papanikolaou ve Sideris, 1983). Bu sebeplerden dolayı Triyas öncesi tarihi açısından Sakarya Zonu, Yunanistan'daki Pelagoniyen Zonu'nun devamı olmalıdır.

Kazdağ Grubu : Kazdağ'ın çekirdeğini oluşturan gnays, amfibolit ve mermer Bingöl ve diğerleri (1975) tarafından Kazdağ Grubu olarak adlandırılmıştır. Kazdağ Grubu 50 km uzunlukta güneybatı-kuzeydoğu yönelimli, çok sayıda muhtemelen Geç Tersiyer yaşta granodiyoritlerle kesilmiş, kompleks bir antiklinorium oluşturur (Şekil 2). Kazdağ Grubu doğuda Karakaya Kompleksi'nin metatüfleri (Nilüfer Birimi) ve arkozik kumtaşları (Hodul Birimi) tarafından, batıda ve kuzeyde ise Geç Kre-tase yaşta Çetmi Ofiyolit Melanjı tarafından tektonik olarak örtülür (Şekil 2, 5). Kazdağ

Grubu'nun temeli gözlenmez.

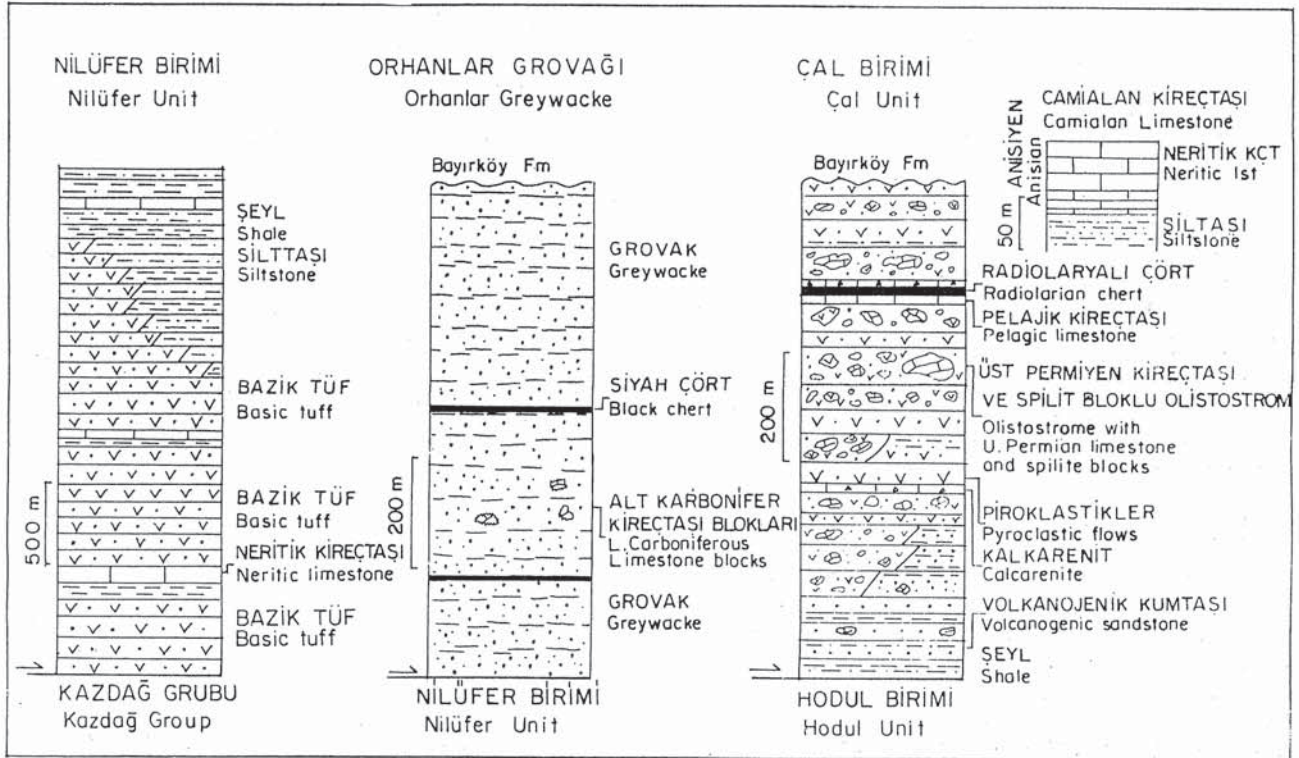
Orta/kaba taneli, bantlı, gri, açık gri gnayslar Kazdağ Grubu'nun en yaygın litolojisidir. Schuiling (1959) bu gnayslarda K-G yönlü belirgin bir lineasyonun varlığını belirtir. Petrografik olarak gnayslar kuvars + plajiyoklas + biyotit + hornblend \pm diyopsid \pm skapolit \pm granat \pm opak \pm sifenden oluşur. Bingöl (1968) ve Gözler (1986) gnayslarda stavrolit, disten ve sillimanitin de varlığını belirtirler. Mermerler, gnays ve amfibolitler içinde, 1-20 m arası kalınlıkta, beyaz, masif, iri kristalli, yerel olarak laminalı seviyeler oluşturur. Orta/iri taneli, koyu yeşil amfibolitler plajiyoklas + hornblend \pm diyopsid \pm opakta oluşur. Bu yaygın litolojiler dışında metadunit, meta-harzburgit ve metagabrodan oluşan bir metaofiyolit, Kazdağ'ın zirve kesimlerinde enfes mostralar verir (Şekil 2, Bingöl, 1968). Bu metaofiyolit, kalın bir mermer seviyesi üzerinde yer almakta olup Kazdağ Grubu'nun diğer litolojileri ile beraber aynı metamorfizma ve deformasyonu geçirmiştir. Kazdağ Grubu'nun toplam yapısal kalınlığı 10 km'nin üzerindedir. Kazdağ Grubu'na ait referans kesitleri Tilkeş ve Bıçkı dere vadileri boyuncadır (Şekil 5).

Kazdağ Grubu, Nilüfer Birimi ile olan doğu dokanağma (Şekil 11) yakın kesimlerde amfibolit ve mermer araldanmasından oluşur. Bu kesimlerde Nilüfer Birimi'nin tipik litolojisi de metabazit ve mermerdir. Fakat metamorfizma derecesi, Nilüfer Birimi'nin metabazitlerinde, Kazdağ Grubu'nun amfibolitlerine göre, her zaman daha düşüktür. Kazdağ Grubu amfibolitlerinde yaygın olarak bulunan diyopsid, Nilüfer Birimi'nde gözlenmemiştir.

Kazdağ Grubu kayalarında Bingöl (1971) tarafından yapılan yaş tayinleri çelişkili sonuçlar vermiştir. Gnayslardaki K/Ar mineral yaşları 23 ile 27 My, Rb/Sr mineral yaşları ise 29 ile 253 My arasında değişir; izokron yaşı ise 233 ± 24 My'dır. Elde edilen Tersiyer yaşlar muhtemelen Oligo - Miyosen magmatizması ile meydana gelen gençleşme yaşlarıdır. Jeolojik olarak en anlamlı yaş Triyas izokron yaşıdır.

Jeomorfolojik veriler (Bilgin 1969) ve Miyosen şeyl ve silttaşlarının sarp bir şekilde 1700 metreye yükselen Kazdağ'ın hemen güneyinde yer alması, Kazdağ'ın yükselmesinin Miyosen sonrası, muhtemelen Pliyosen'de olduğunu gösterir. Nitekim Kazdağ Grubu kayalarından elde edilen Oligo-Miyosen mineral yaşları bu kayaların Oligo-Miyosen'de derin bir şekilde gömülü olduklarını gösterir. Kazdağ'ın Pliyosen'de yükselmesi, güneyde Edremit Körfezi'nin kuzey sahilini oluşturan

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi



Şekil 10: Hodul Birimi dışındaki Karakaya Kompleksi birimlerinin genelleştirilmiş stratigrafik kesitleri. Camialan Kireçtaşı dışında ki diğer birimlerin kalınlıkları çok tahminidir.

Figure 10: Stratigraphic columnar sections of the Karakaya Complex units with the exception of the Hodul Unit which is shown in Figure 14. The thicknesses, apart from the Camialan Limestone, are only approximate.

normal faylar, doğuda ve batıda ise Kazdağ Grubu'nu üzerinde yer alan diğer kayalardan ayıran dik eğimli tektonik dokanaklar vasıtası ile olmuştur. Bu durum, Kazdağ Grubu'nun ilksel olarak, bugün doğusunda onu tektonik olarak üzerleyen ve metatüf ve mermerden oluşan Nilüfer Birimi'nin alt kesimlerini oluşturduğunu ve bugünkü konumu ile: Pliyosen yaşta bir çekirdek kompleksi (Armstrong, 1982; Davis, 1983) olduğuna işaret eder. Bazı bölgelerde, örneğin Susuzdağ'ın batısında, Kazdağ Grubu ile Nilüfer Birimi arasında bir dokanak çiziminin güçlüğü, bu bölgelerde bu iki birimi ayıran düşük atım miktarlı bir normal fay vasıtası ile izah edilebilir (Şekil 8,11). Yani, Kazdağ Grubu'nun üst kesimleri Karakaya Kompleksi'ne ait Nilüfer Birimi'nin alt bölümlerine, alt kesimleri ise Karakaya Kompleksi'nin stratigrafik ve/veya tektonik temeline karşılık gelmektedir. Bu hipotez Kazdağ Grubu kayalarından elde edilen Triyas izokran yaşları (Bingöl, 1971) tarafından da desteklenir. Papanikolaou ve Demirtaşlı (1987) Kazdağ Grubu'nu Yunanistan'daki Rodop Masifi ile, Nilüfer Birimi'ni ise Rodop Kenar Kuşağı ile denestirmektedir.

Karakaya Kompleksi

Sakarya Zonu'nda geniş yayılımı olan Jura öncesi bu orojenik kompleks, ilk defa Biga Yarımadası'nda Bingöl ve diğerleri (1975) tarafından tasvir edilmiştir. Bingöl ve diğerleri (1975) Karakaya Formasyonu'nu ekzotik Permo-Karbonifer kireçtaşı blokları kapsayan spilitik bazalt, çamurtaşı, radyolarit, feldispatik kumtaşı, kuvarsit, konglomera ve silttaşı yapıldığını, çok az metamorfik olduğunu ve uyumsuzlukla Kazdağ Grubu gnayları üzerinde yer aldığını belirtmiştir. Kapsadığı Üst Permiyen kireçtaşı blokları ve üzerine uyumsuzlukla geldiği öne sürülen Orta Triyas kireçtaşları yüzünden Karakaya Formasyonu'na Erken Triyas yaşı öngörülmüştür. Bingöl ve diğerleri (1975) Karakaya Formasyonu'nun Pontidler'deki geniş yayılımına dikkat çekmiş ve formasyonunun Biga Yarımadası'ndan Ankara'ya kadar uzandığını belirtmiştir. Biga Yarımadası dışında Karakaya Kompleksi değişik isimler altında Bergama-Kozak (Akyürek ve diğerleri, 1983), Bursa-Bilecik (Erk, 1942; Yılmaz, 1977; Genç, 1987; Kaya ve diğerleri, 1986, 1989), Ankara (Erol, 1956; Bilgütay, 1960; Batman, 1978; Okan, 1982; Akyürek



Şekil 11: Çan ile Yenice arasındaki bölgenin jeoloji haritası. Açıklama için Şekil 12'ye, kesit için Şekil 13'e bakınız.

Figure 11: The geological map of the region between Çan and Yenice. For explanation see Figure - 12 and for cross-section see figure - 13.

ve diğerleri, 1984; Gautier, 1984; Koçyiğit, 1989) bölgelerinde ve Sakarya Zonu'nun daha doğu kesimlerinde (Blumenthal, 1950; Alp, 1972; Özcan ve diğerleri, 1980; Okay, 1984a) tasvir edilmiştir.

Pontidlerin Jura öncesi birimleri ile ilgili rejyonal bir sentez çalışmasında Tekeli (1981) ve onu takiben Şengör ve Yılmaz (1981) ve Şengör ve diğerleri (1984) kuzeybatı Anadolu'daki yaygın Kretase yaşta ofiyolitik melanj ve mavişistleri Liyas öncesi bir birim olan Karakaya Kompleksi içinde yorumlamıştır. Bu yanlış yorum, Karakaya Kompleksi'nin sedimanter kaya ağırlıklı ilksel tanımını (Bingöl ve diğerleri, 1975) değiştirmiş, ve birimin "ağırlıklı olarak mavişist, yeşilşist ve amfibolit fasiyesindeki kayalardan ve deforme olmuş ofiyolitik bir melanjdan" oluştuğu belirtilmiştir (Şengör ve diğerleri, 1984). Halbuki, Bingöl ve diğerleri (1975) ve diğer detaylı rejyonal çalışmaların (örneğin, Akyürek ve diğerleri, 1984; Koçyiğit,

1989) gösterdiği gibi, Karakaya Kompleksi klastik sedimanter kaya ağırlıklı bir birimdir. Nilüfer Birimi içindeki birkaç sodik amfibol tanesi dışında mavişistler Karakaya Kompleksi içinde bulunmaz, ofiyolitik melanjlar çok seyrek. Kaya ve diğerleri (1986, 1989) Bursa çevresinde yaptıkları çalışmada ise tam zıt bir görüşü ileri sürmekte, ve Karakaya Kompleksi'nin klastik sedimanter kayalarında gözlenen tüm deformasyonun çökme sırasında meydana geldiğini ileri sürmektedir. Halbuki çok basit arazi gözlemleri bile tüm Karakaya Kompleksi birimlerinin Liyas öncesi kuvvetli bir tektonizmadan etkilendiğini göstermektedir. Hem Bingöl ve diğerleri (1975), hem de Kaya ve diğerleri (1986, 1989) Karakaya Kompleksi'nin kayalarını tek bir stratigrafik istif olarak yorumlamaktadır.

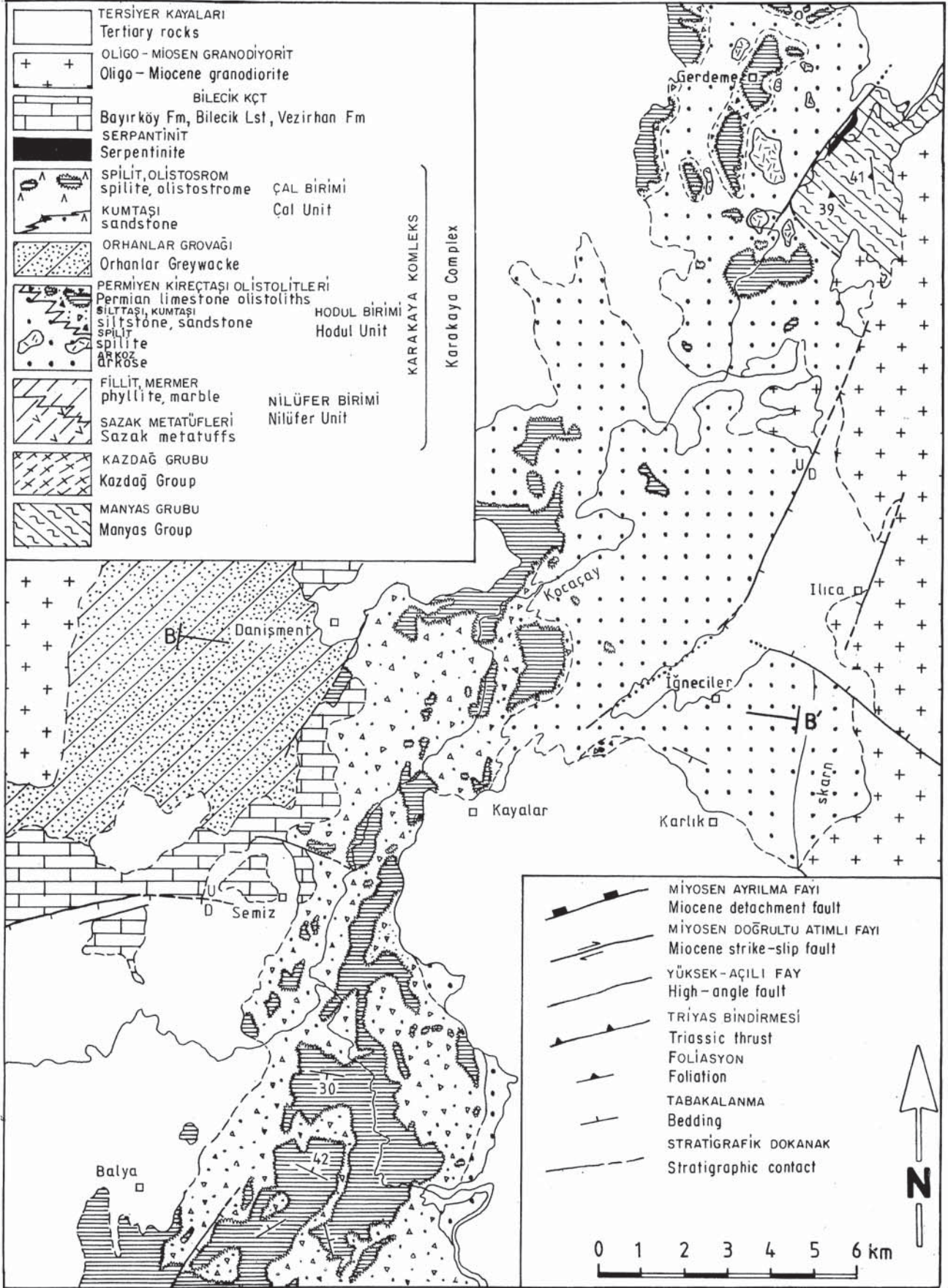
Bizim kuzeybatı Anadolu'daki çalışmalarımız Karakaya Kompleksi'nin muhtemelen benzer yaşta, birçok Jura öncesi tektonostratigrafik birimden meydana geldiğini göstermiştir. Biga Yarımadası'nda bu tür dört birim ayrılanmıştır: Nilüfer Birimi, Hodul Birimi, Orhanlar Grovaki ve Çal Birimi (Şekil 10). Bu birimler aşağıda tasvir edilecektir.

Nilüfer Birimi: Karakaya Kompleksi'nin en alt tektonik birimini oluşturan seyrek mermer ve fillat aralanmalı, kalın metabazik kaya istifine Nilüfer Birimi adı verilmiştir (Şekil 10). Nilüfer Birimi için iyi bir referans kesiti Çan'ın güneyinde Derenti ile Yukarı Çavuş köyleri arasındaki orman yoludur (Şekil 11). Biga Yarımadası dışında kolayca ziyaret edilebilen diğer bir referans kesit yeri ise, birimin isminin kaynaklandığı, Nilüfer Çayı vadisini izleyen Bursa-Keles yoludur.

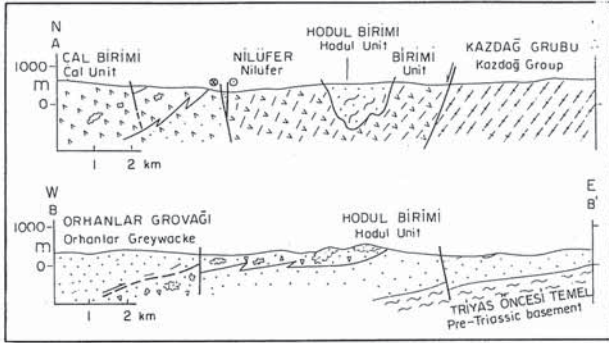
Biga Yarımadası'nda Nilüfer Birim'nin büyük bir kesimi yeşil, koyu yeşil, ince taneli, genellikle foliasyon gösteren, monoton, yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş metabazik kayalardan oluşmuştur. Bu metabazik kayalara Yenice'nin güneyindeki Sazak Köyü'ne atfen Sazak Metatüfleri adı verilmiştir (Şekil 11). Metabaziklerde yer yer tabakalanma izlenmesi ve metabaziklerin arasında yer yer yeşil, gri volkanojenik şeyllerin bulunması istifin genellikle iraksak denizaltı tüflerinden oluştuğunu gösterir. Metatüfler içinde seyrek olarak gözlenen pembe Ti-ojit kalıntıları, istifin hiç olmazsa bir kesimin alkali özellikte olduğunu göstermektedir. Çan'ın güneyinde metatüfler üç kilometreyi aşkın kalınlıkta kuzeye düzenli eğimli bir istif oluşturur (Şekil 11). Metatüfler içinde, diğer Karakaya birimle-

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

101



Şekil 12: Ivrindi ile Manyas arasındaki bölgenin jeoloji haritası.
Figure 12: The geological map of the region between Ivrindi and Manyas.



Şekil 13: Şekil 11 (üstte) ve Şekil 12 (altta)deki jeolojik haritalarla ilgili jeolojik kesitler.

Figure 13: Cross-sections for the geological maps in Figure - 11 (above) and Figure - 12 (below).

rinde olduğu gibi, karbonat olistolitleri yer almaz; ancak grafitik fillat, kalkışist ve mermerden oluşan birkaç ince (<50 m) metasedimenter seviye bulunur. Muhtemelen bu seviyeler boyunca yer alan bindirmelerle metatüfler üç kilometreden fazla bir kalınlığa ulaşmıştır (Şekil 11, 13). Bu kalın metatüf istifi, Çal Köyü güneyinde yanıl ve üste doğru, gri, gümüş grisi, grafitik fillat ve mikaşistlerden oluşan, seyrek mermer arakatıkları ve serpantin dilimleri de kapsayan klastik bir istife geçer (Şekil 11, 13). Biga'nın güneybatısında (Şekil 12) 10 km uzunlukta serpantin, metagabro ve metadiyabazlardan oluşan bir tektonik dilim Nilüfer Birimi içinde parçalanmış bir ofiyoliti temsil edebilecek yegane önemli kütledir.

Susuz Dağı batısında olduğu gibi bazı bölgelerde, Kazdağ Grubu üzerinde tektonik olarak yer alan metatüf istifinin alt kesimleri gitikçe artan oranda beyaz mermer araldanması kapsar ve yukarıda da belirtildiği gibi, Kazdağ Grubu'nun üst kesimlerine litolojik olarak benzerlik gösterir.

Biga Yarımadası'nda Nilüfer Birimi yeşilşist fasiyesinde bir rejonel metamorfizma geçirmiştir. Metabazik kayalar genellikle belirgin foliasyon gösterir ve tamamen rekristalize olmuştur; bu kayalarda, aktinolit/hornblend + albit + epidot + klorit + lökoksın + opak mineral topluluğu gelişmiştir. Mikaşist ve fillatlar da mineral topluluğu kuvars + muskovit + biyotit + plajiyoklas + opaktır. Dik ve genellikle kuzeye eğimli eksen düzlemlerine sahip izoklinal veya kapalı kıvrımlar vasıtası ile Nilüfer Birimi kuvvetli bir kısalmaya maruz kalmıştır; bu tip kıvrımlar bilhassa Bursa ile Keles arasındaki Nilüfer vadisi boyunca izlenebilir. Metamorfizma derecesinin düşük olduğu bu bölgede, yarı kırılğan deformasyon Nilüfer Birimi'ne parçalanmış formasyon (broken formation) karakteri kazandırmıştır.

Bursa-Keles yolu boyunca Nilüfer Birimi, yer yer magmatik dokusunu korumuş pembe Ti-ojit ve yerel kaersutit bulunduran kalın alkali bazalt volkanik akıntıları kapsar. Bu bölgeden alınan bazı örneklerde kaersutit kristalleri çevresinde büyüyen ufak sodik amfibol kristalleri gözlenmiştir. Bunun dışında Nilüfer Birimi Karacabey'in kuzeyinde geniş alanlarda mostra verir. Bu bölgede Bandırma'nın doğusunda metabazitler içinde sodik amfibol kapsayan ufak bir eklojit tektonik bloku (~50 m) rapor edilmiştir (A. Özgül kişisel görüşme, 1990). Biga Yarımadası'nda ise Nilüfer Birimi'nin metabazik kayalarında sodik amfibole rastlanmamıştır.

Biga Yarımadası'nda Nilüfer Birimi, muhtemelen Geç Tersiyer yaşta normal bir fay olan, dik eğimli bir tektonik dokanakla Kazdağ Grubu üzerinde yer alır (Şekil 11). Nilüfer Birimi'nin Karakaya Kompleksi'nin diğer birimleri ile olan Tersiyer öncesi dokanaklarının niteliğini anlamak, Geç Tersiyer yaşta doğrultu atımlı faylanma nedeniyle, güçtür. Fakat, Çal Köyü'nün güneyinde, Nilüfer Birimi kilometrelerce büyüklükte Hodul ve Çal birimlerine ait blokları kapsar (Şekil 11).

Nilüfer Birimi içinde fosil bulunamamıştır. Birim için öngörülen Triyas yaşı, rejonel tektonik yorumlar sonucudur. Nilüfer Birimi'nin Sakarya Zonu içinde geniş bir dağılımı vardır. Bursa'nın güneyinde (Özkoçak, 1969; Lisenbee, 1971), Söğüt'ün kuzeyinde (Yılmaz, 1977; Ayaroglu, 1979; Servais, 1982), Ankara bölgesinde (Akyürek ve diğerleri, 1984; Koçyiğit, 1989), Tokat (Blumenthal, 1950; Özcan ve diğerleri, 1980) ve Ağvanis (Okay, 1984a) masiflerinde değişik isimler altında tasvir edilmiştir.

Nilüfer Birimi içinde radyolaryalı çört veya pelajik kireçtaşı gibi derin denizel sedimenter kayalar veya intruzif magmatik kayalar ve dayklar yer almaz. Nilüfer Birimi, esas olarak yoğun bazaltik piroklastik ve volkanik kayalardan ve araldanmalı neritik kireçtaşlarından oluşur. Kitasal bir kaynaktan gelmiş malzeme azdır. Stratigrafisi ve litolojisi açısından Nilüfer Birimi okyanus kabuğu veya geçişli kabuk üzerinde gelişmiş yay-ıç ve/veya yay-önü havza (Ingersoll, 1988) çökellerine benzer. Nilüfer Birimi'ne benzeyen ve daha iyi bilinen bir yay-ıç havza Doğu dış Pontidlerin Kretase-Eosen istifidir. Bu istif, Nilüfer Birimi gibi, volkanit ve kireçtaşı araldanmasından oluşur (Zankl, 1961; Schultze-Westrum, 1962).

Hodul Birimi: Biga yarımadası'nda mostra veren Karakaya Kompleksi içinde en yaygın

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

birim olan Hodul Birimi (Şekil 2) başlıca beyaz, açık gri Üst Triyas arkoz ve ardalanmalı koyu gri, siyah şeyl ve silttaşlarından oluşur (Şekil 14). Bu klastikler içinde spilit ve çok daha seyrek olarak rekrystalize kireçtaşı tektonik blokları bulunur. İvrindi ile Manyas arasındaki bölgede, kalın arkozik klastikler üste doğru Permo-Karbonifer kireçtaşı olistolitleri kapsayan olistostromlara geçer (Şekil 2, 12, 14). Hodul Birimi, çalışma alanının dışında, Bursa'nın kuzeyinde yaygın olarak bulunur (Genç, 1987).

Biga Yarımadası'nda geniş alanlarda most-ra veren Hodul Birimi birtakım litolojik ve stratigrafik farklılıklar gösterdiği dört alanda ayrı ayrı tasvir edilecektir (Şekil 14).

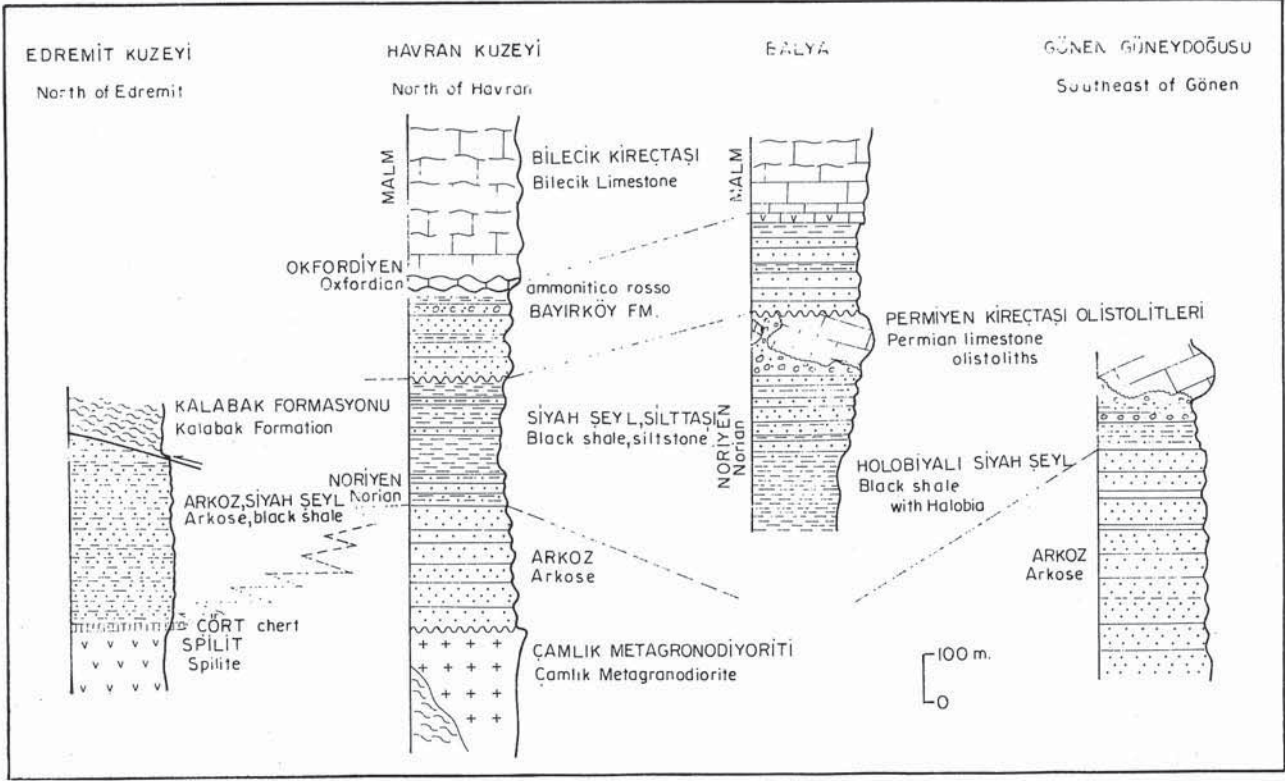
Havran'ın Kuzeydoğusu : Havran bölgesi Biga Yarımadası'nda Hodul Birimi'nin ve böylece Karakaya Kompleksi'nin stratigrafik temelini gözlemlendiği tek bölgedir. Havran'ın kuzeydoğusunda yukarıda tasvir edilen Çamlık Metagranodiyoriti üzerine uyumsuzlukla 350 metre kalınlıkta beyaz arkozik kumtaşlarından oluşan bir istif gelir (Şekil 7, 14; Gümüş, 1964; Aslaner, 1965). Uyumsuzluk düzeyi Çamlık Köyü güneyinde açıkça izlenebilir. Orta/kalın tabakalı bu arkozik kumtaşları seyrek olarak kömürleşmiş odun parçaları yeşil silttaşı ve konglomera mercekleri kapsar. Konglomera, boyları 20 cm'ye ulaşan iyi yuvarlanmış ve çok muhtemelen alttaki Çamlık Metagranodiyoriti ve Kalabak Formasyonu'ndan taşınmış mikro-granit, aplit, siyah fillat ve kuvars çakılları içerir. Arkozik kumtaşı istifi üste doğru 150-200 m kalınlıkta, seyrek arkozik kumtaşı araseviyeleri kapsayan siyah şeyl-silttaşı istifine geçer (Şekil 7, 14). Geçiş zonunda Noriyen yaşta lamellibrans, brakiyopod, gastropod fosilleri içeren gri silttaşı seviyeleri vardır (Şekil 14; Gümüş, 1964; Aslaner, 1965; Krushensky ve diğerleri, 1980; L. Krystyn 1988; kişisel görüşme). Üstte yer alan 150-200 m kalınlıktaki siyah şeyl istifi pek fosilli değildir; yalnızca Kaaden (1956) şeyllerde Geç Triyas'ın tipik lamellibransları olan *Halobia*, *Daonela* ve *Posidonomya*'nın bulunduğunu belirtmektedir. Şeyllerin üzerine keskin bir dokanak ve paralel bir uyumsuzlukla çok muhtemelen Jura yaşta Bayırköy Formasyonu'nun sarımsı kahve, orta/kalın tabakalı karbontalı kumtaşları gelir (Şekil 14).

Gümüş (1964), Aslaner (1965), Krushensky ve diğerleri (1980), ve Altner ve diğerleri (1989) koyu renkli Noriyen şeylleri ile üzerlerinde yer alan karbonatlı kumtaşlarının ilişkisini uyumlu olarak yorumlamakta, ve Altner

ve diğerleri (1989) Havran bölgesinde Noriyen'den Geç Jura'ya kadar sürekli bir sedimentasyonun devam ettiğini ileri sürmektedir. Fakat bu bölgede şeyllerin üzerinde yer alan 200 m kalınlıkta karbonatlı kumtaşlarının yaşı bilinmemekte, ve Noriyen ile Oksfordiyen arasında sürekliliği gösteren kesin bir paleontolojik bulgu bulunmamaktadır. Bizce bu iki klastik istif arasında, hiç olmazsa Resiyen ve Erken Liyas'ı kapsayan önemli bir paralel uyumsuzluk vardır. Bu görüşümüzün verileri, koyu şeyller üzerinde keskin bir dokanakla sığ denizel karbonatlı kumtaşlarının gelmesi ve ikinci olarak da, 40 km kuzeydoğuda Balya bölgesinde, Noriyen yaşta olistostromal birim ile bunların üzerine gelen ve Havran bölgesindekilere litolojik olarak çok benzeyen Bayırköy Formasyonu'nun karbontalı kumtaşları arasında bariz bir diskordansın bulunmasıdır (Şekil 12).

İvrindi ile Manyas Arasındaki Bölge: Bu bölgede Hodul Birimi, KKD-GGB yönelimli 70 km'yi aşkın uzunlukta 5-6 km eninde bir kuşakta görülür. Bu kuşağın batısında Orhanlar Grovakı, doğusunda ise Manyas Grubu'na ait metamorfik kayalar yer alır (Şekil 2, 12). Bu kuşağın kuzey kesiminde, bilhassa Karlık Köyü'nün kuzeyinde, Hodul Birimi'nin alt kesimleri yüzlerce metre kalınlıkta, orta/kalın tabakalı arkozik kumtaşlarından oluşur. Arkozik kumtaşları içinde kuvarsit, dasit ve liddit çakılları içeren yerel konglomera tabakaları ve gri, siyah silttaşı/şeyl arakatlıları bulunur. Bu kalın klastik istif muhtemelen Havran'ın kuzeyinde olduğu gibi, kristalen bir temel üzerinde uyumsuzlukla yer almaktadır (Şekil 13). Kuzeye doğru, bu klastik istif, daha iraksak bir karakter gösterir ve siyah şeyllerle ardalanmalı, ince/orta tabakalı arkozik kumtaşlarından oluşur.

İvrindi-Manyas Kuşağı'nın kuzey kesiminde, kalın arkozik kumtaşı istifi üste doğru, genellikle birkaç on metre kalınlıkta kahverengi, yeşilimsi-kahverengi, mikali grovak, silttaşı, şeyl, siyah çört ve Üst Permiyen kireçtaşı taneli kalsitürbiditlerden sonra olistostromlara geçer. Olistostromlar, boyları birkaç metreden birkaç kilometreye kadar değişen, kirli silttaşı/kumtaşı hamuru içinde yer alan Permo-Karbonifer kireçtaşı ve seyrek spilit olistolitlerinden oluşur (Şekil 12, 13, 14). Arkozik kumtaşlarından olistostromlara olan geçiş, Gönen'in güneydoğusundaki Gerdeme Köyü çevresinde çok güzel izlenebilir (Şekil 12, 15). Kireçtaşı olistolitleri genellikle beyaz, kalın tabakalı veya masiftir; Orta Karbonifer ile Geç

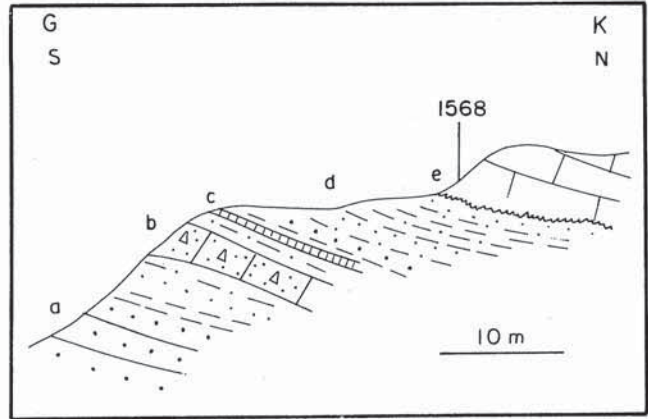


Şekil 14: Biga Yarımadası'nda dört farklı bölge için Hodul Birimi'nin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.
Figure 14: Stratigraphic columnar sections of the Hodul Unit for four different regions in the Biga Peninsula.

Permiyen arasında yaş veren fusulinid, alg, lamellibrans, gastropod ve mercan fosilleri kapsarlar. Hodul Birimi'ndeki olistolitlerin %95'den fazlasını oluşturan bu neritik Permo-Karbonifer kireçtaşı olistolitleri dışında, az miktarda spilit olistolitleri ve İğnecik Köyü'nün iki kilometre güneybatısında yüzeyleyen iki metre büyüklükte kırmızı pelajik kireçtaşı ve radyolarit araldanmasından oluşan bir olistolit de Hodul Birimi içinde yer alır (Şekil 12). Bu bloktaki kırmızı pelajik kireçtaştan elde edilen konodontlar Erken Karbonifer yaşını vermektedir (L. Krystyn; kişisel görüşme 1990).

Gerdeme Köyü'nde görülen, arkozik kumtaşları üzerindeki genellikle birkaç on metre kalınlıktaki kirli kumtaşı/şeyl istif, İvrindi-Manyas Kuşağı'nın güney kesiminde, Balya'nın hemen doğusunda, çok daha kalın ve üste doğru tane boyu kabalaşan regressif bir klastik istif ile denestirilebilir (Şekil 12, 14). Balya'daki bu istif, fosilli olması bakımından değişik jeologlar tarafından incelenmiştir (Nemayer, 1887; Bittner, 1891; Bukowsky, 1892; Aygen, 1956). Balya'nın hemen doğusunda, Bahçecik bölgesinde mostra veren bu istifin tabanında bolca *Halobia neumayeri* kapsayan Noriyen yaşta siyah şeyl ve silttaşları bulunur. *Halobia*'lı şeyller üste doğru orta

tabakalı, sarımsı kahverengi, fosilleşmiş bitki kırıntılı, brakiyopod, lamellibrans ve ammonit



Şekil 15: Manyas'ın güneyinde Gerdeme Köyü çevresinde Hodul Birimi'nde arkozik kumtaşlarından olistolitlere geçiş. a, beyaz, arkozik kumtaşı, b, 10 cm büyüklükte Permiyen kireçtaşı çakılları kapsayan, 2 m kalınlıkta olistostrom, c, siyah çört, d, kahverengi, yeşilimsi kahverengi, mikalı silttaşı, şeyl ve kumtaşı, e, Orta-Üst Karbonifer kireçtaşı olistoliti, örnek 1568 *Monotaxionoides* sp., *Paleotextularia* sp., *Tuberitina* sp., *Pachysphaerina* sp., *Fusulinidae*.

Figure 15: The upper part of the Hodul Unit around the village of Gerdeme south of Manyas showing transition from the arkosic sandstones to the olistoliths. a, white arkosic sandstone, b, two meters thick olistostrome with around 10 cm large Permian limestone fragments, c, black chert, d, brown, greenish brown, micaceous siltstone, shale and sandstone, e, Middle-Upper Carboniferous limestone olistolith. Sample 1568 contains *Monotaxionoides* sp., *Paleotextularia* sp., *Tuberitina* sp., *Pachysphaerina* sp., *Fusulinidae*.

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

kapsayan kumtaşı ve silttaşlarına geçer. Bittner (1891) ve Aygen (1956) bu kumtaşlarının Geç Triyas yaşta bir fauna tasvir eder. Yaklaşık 100 m kalınlıkta olan bu kumtaşı-silttaşı istifinin üzerine, birkaç metre kalınlıkta, iyi yuvarlanmış, kötü boylanmış, 1 ile 10 cm arası büyüklükte Üst Permiyen kireçtaşı ve kuvars çakılları kapsayan bir konglomera seviyesi gelir (Şekil 12, 14). Bu konglomera'nın üzerinde ise birkaç on ile birkaç yüz metre arası büyüklükte ve İvrindi-Manyas Kuşağı'nın kuzeyindeki olistostrom birimine çok benzeyen kumtaşı matriksli Permiyen kireçtaşı olistolitleri yer alır. Balya'dan güneye doğru devam eden Hodul Birimi'nin büyük bir kesimi, sarımsı kahverengi, açık gri, ince/orta tabakalı kumtaşı ve silttaşı hamuru içinde yer alan yüzlerce Permo-Karbonifer kireçtaşı blokundan oluşan bu olistostromal birimden yapılmıştır. Olistolitler genellikle kalın tabakalı/masif, beyaz kireçtaşından oluşur, fakat şeyl arakatlı veya ince/orta tabakalı, koyu gri kireçtaşlarından oluşan olistolitler de seyrek olarak gözlenmiştir. Olistolitlerin boyları birkaç kilometrenin, kalınlıkları ise 100 metrenin üzerinde olabilir (Şekil 12). Bu olistolitler arasında, Balya'nın doğusunda birkaç metre büyüklükteki bir olistolitte, kumlu ve siltli bir matrikste yer alan breşleşmiş kireçtaşından oluşan olistolit tabanı, üste doğru masif kireçtaşına geçmekte ve sığ klastik bir havzaya kireçtaşı bloklarının mekanik olarak kaymasını göstermektedir.

İvrindi-Manyas Kuşağı'ndaki kireçtaşı olistolitlerinin büyük yoğunluğu ve iriliği (Şekil 12) kaynak alanının çok uzak olmadığını gösterir. Olistolitlerle beraber bulunan orta/kalın tabakalı kumtaşları ve iyi yuvarlanmış kuvars ve kireçtaşı çakılları kapsayan konglomeralar, Hodul Birimi'deki kireçtaşı olistolitlerinin oldukça sığ denizel koşullarda taşındıklarını ve bunların yüzey bindirmelerine (relief-überschiebung, Tollmann, 1973) bir örnek teşkil ettiğine işaret eder. Bu bakımdan Hodul Birimi'nin olistostromları, Çal Birimi'nin kötü boylanmış daha tipik olistostromları ile bir tezat teşkil eder. Hodul Birimi'nin olistostromları sıkışmalı bir rejim içinde kaya kayması (rock sliding) şeklinde, Çal Birimi'nin olistostromları ise, çok daha derin havza koşullarında ve tansiyonal bir rejim içinde kütle akması (mass or debris flow) sonucu oluşmuştur.

İvrindi-Manyas Kuşağı'ndaki kireçtaşı olistolitlerinden alınan çok sayıda numune Erken Karbonifer, Orta/Geç Karbonifer, Geç Karbo-

nifer-Erken Permiyen ve Geç Permiyen yaşları vermiştir. Bunlar arasında Üst Permiyen kireçtaşı olistolitleri en yaygındır ve tüm olistolitlerin %90'dan fazlasını oluşturur. Üst Permiyen kireçtaşı olistolitlerinden alınan dokuz örnek, Endothyraea ve Fusulinacea'ca zengin bir fauna vermiştir: *Glomospira* sp., *Pseudoglomospira* sp., *Tuberitina* sp., *Tuberitina reitlingerae*, *Lunucammia* sp., *Pachyphloia* sp., *Paleotextularia* sp., *Climacammia* sp., *Cribrogenerina* sp., *Cribrogenerina sumatrana*, *Tetrataxis* sp., *Globivalvulina* sp., *Globivalvulina cf. biserialis*, *Lasiodiscus cf. tenuis*; *Reichelina* sp., *Stafella* sp., *Codonofusiella* sp., *Dunbarula* sp., *Pseudofusulina* sp., *Verbeekina* sp., *Neoschwagerina* sp.; *Agathammina* sp., *Hemigordius* sp.; *Pseudovermiporella* sp., *Gymnocodium* sp., *Mizzia* sp., *Girvanella cf. media*, *Epi-mastapora* sp. Yalnızca Balya'nın doğusundaki ufak, orta tabakalı siyah bir kireçtaşı olistolitinden alınan bir numune Erken Karbonifer faunası kapsar: *Globivalvulina* sp., *Endothyra* sp., *Archaediscus* sp., *Monotaxinoides transitorius*, *Girvanella* sp. Manyas batısında ki bir kireçtaşı olistoliti ise Orta-Geç Karbonifer yaşını veren bir fauna içerir: *Monotaxinoides* sp., *Eostafella* sp., *Paleotextularia* sp., *Tuberitina* sp., *Pachysphaerina* sp., Fusulinidae, Endothyridae Bu bölgedeki başka bir olistolitten alınan diğer bir numune ise Geç Karbonifer-Erken Permiyen faunası kapsar: *Eotuberitina* sp., *Globivalvulina cf. buloides*, *Bradyina* sp., *Schubertella* sp., *Hemigordius* sp., *Permo-calculus* sp. Balya çevresindeki kireçtaşı olistolitlerinin detaylı paleontolojik etüdünü yapan Aygen (1965) bu kireçtaşlarında Geç Permiyen'in orta kesimi için karakteristik olan *Neoschwagerina craticulifera*, *Verbeekina verbeeki*, *Sumatrana* sp. ve *Sumatrana annae* gibi fusulinidlerin yaygınlığına işaret eder, buna karşın kireçtaşı olistolitlerinde en Geç Permiyen foraminiferleri bulunmamaktadır. Gemlik bölgesinde Karakaya Kompleksi'deki Üst Permiyen kireçtaşı olistolitlerinin mikropaleontolojisini inceleyen Erk (1942) İvrindi-Manyas Kuşağı'ndakine çok benzeyen bir fusulinid faunası tanımlamaktadır; Gemlik bölgesinde de en Geç Permiyen fusulinidleri bulunmaz.

Balya'nın kuzeyinde Hodul Birimi'nin olistostromal kesiminin üzerine uyumsuzlukla Jura yaşta Bayırköy Formasyonu'nun kahverengi karbonatlı kumtaşları gelir (Şekil 12); bu ilişki Semiz Köyü'nün iki kilometre kuzeydoğusunda izlenebilir.

İvrindi-Manyas Kuşağı'nda Hodul Birimi'nin stratigrafisi, Üst Permiyen kireçtaşlarından o-

luşan bir napın Noriyan'de bir ön ülke havzası durumunda olan Hodulu Birimi'ne yaklaşması ve böylece meydana gelen elastik tepkime sonucu havzanın ilk önce derinleşmesi daha sonra napın iyice yaklaşması ile sığlaşmasını yansıtmaktadır.

Edremit Kuzeyi: Dereceli tabakalanma, alev yapısı gibi türbidit istifi özellikleri gösteren ince tabakalı arkozik kumtaşı ve siyah şeylden oluşan ve kuvvetlice tektonize olmuş bir istif, Edremit'in kuzeyinde yer alır (Şekil 2). Hodul Birimi'ne dahil edilen bu türbidit istifi her 5-10 metrede bir tekrarlanan makaslama zonları tarafından kesilmiştir. Bu kuvvetli tektonizmaya rağmen, Karadağ Mahallesi'nin kuzeyinde olduğu gibi, bazı bölgelerde kumtaşı ve şeyllerin, arada birkaç metre kalınlıkta olan ince/orta tabakalı, gri çörtten sonra, gaz boşluksuz spilitik bazik volkanik lavların üzerinde stratigrafik olarak yer aldığı görülebilir (Şekil 14). Spilitik bazik volkanitlerin alt dokanıkları her yerde tektoniktir; bu da spilitleri türbidit istifi içinde araseviye olarak yorumlanabilecek bazaltik lavlar olmaktan ziyade, türbidit istifinin temelini oluşturduklarını göstermektedir. Karakaya Kompleksi'nin ismini aldığı (Bingöl, 1968) Edremit'in kuzeyindeki Karakaya Tepe'si, üzerine türbiditlerin geldiği bu tip ince taneli spilitlerden oluşmuştur. Edremit'in kuzeyinde kumtaşı-şeyl istifinin üzerine tektonik olarak Kalabak Formasyonu gelir (Şekil 8).

Yenice ile Biga Arası: Bu büyük bölgede Hodul Birimi, arkozik kumtaşı ve ardalanmalı laminalı siyah şeyllerden oluşur, dereceli tabakalanma, slamp, kayma yapıları gibi türbidit istifi özellikleri gösterir ve bazı kesimlerde Edremit'in kuzeyindeki Hodul Birimi'ne litolojik olarak yakın benzerlikleri vardır. Bu kalın türbiditik kumtaşı istifi içinde iki metreye kadar kalınlıkta arkozik kumtaşı tabakalarından oluşan yakınsak ve birkaç santimetre kalınlıkta kumtaşı-şeyl tabakalarının ardalanmasından oluşan iraksak türbidit kesimleri mevcuttur. Bu bölgede Hodul Birimi en iyi olarak, ismini aldığı Hodul Dağı'nın doğusunda, Derenti Köyü'nün güneyinde ve Karadoru Köyü batısında izlenir (Şekil 11).

Edremit'in kuzeyinde olduğu gibi, Yenice ile Biga arasındaki bölgede de Hodul Birimi kuvvetlice tektonize olmuştur ve çok sayıda çatalaşan makaslama zonları içerir. Bu bölgede Hodul Birimi içinde genellikle birkaç yüz metreden daha büyük boyda, ince taneli, yeşil spilitik bazik volkanit tektonik blokları yer alır. Spilitleşmiş bazik volkanitler, ince taneli

pembe Ti-ojit, ayrıışmış ve albitleşmiş plajiyoklas, klorit ve lökoksenden oluşur. Bu spilit blokları muhtemelen Hodul Birimi'nin bu bölgedeki temelinin parçalarını temsil etmektedir. Hodul Birimi'nin arkozik kumtaşları arasında çok seyrek ardalanmalar halinde koyu renkli, kalın tabakalı rekristalize kireçtaşları ve ince tabakalı siyah çörtler bulunur. İvrindi-Manyas Kuşağında çok iyi gelişmiş olan Hodul Birimi'nin üst olistostromal kesimi Yenice ile Biga arasında gözlenmez. Yalnızca arkozik kumtaşları arasında çok seyrek olarak, boyları 1 ile 40 cm arasında değişen kireçtaşı, şeyl, kumtaşı ve kuvars çakılları kapsayan tane akıntıları yer alır. Böyle bir tane akıntısından alınan kireçtaşı çakıl numuneleri muhtemel Geç Permiyen foraminiferi *Lunucammia* sp. kapsamaktadır.

Yenice ile Biga arasında deformasyon çok heterojen dağılmıştır ve genellikle dik eğimli, çatalaşan, kompleks makaslama zonlarına bağlıdır. Bu makaslama zonları deforme olmamış istiflerle, kaotik bir şekilde deforme olmuş türbidit istiflerini yanyana getirmiş ve birime yerel olarak bir melanj karakteri kazandırmıştır. Kuvvetli deforme olmuş bölgelerdeki klastik kayalarda yerel olarak düşük dereceli bir metamorfizma da izlenir.

Başka bölgelerde olduğu gibi Yenice ile Biga arasında da Hodul Birimi'nin üzerine uyumsuzlukla Jura yaşta Bayırköy Formasyonu'nun kumtaşları gelir. Bu ilişki, Yaygın Köyü çevresinde gözlenebilir (Şekil 11).

Dört bölgede tasvir edilen Hodul Birimi'nin arkozik kumtaşları, benzer petrografik özellikler gösterir. Kuvvetli diyajenez geçirmiş kumtaşları esas olarak kuvars ve ayrıışmış feldspattan oluşur. Petrografik boyama teknikleri ile kumtaşı içindeki feldspatın büyük bir kesiminin K-Feldspar olduğu belirlenmiştir. Bu önemli veri, Hodul Birimi'nin kıtasal granitik bir kaynaktan beslenen kalın bir Triyas klastik kamasını temsil ettiğini gösterir.

İvrindi-Manyas Kuşağı'nın batısında kalan alanda Hodul Birimi yer yer çok düşük dereceli bir metamorfizma gösterir. Bu metamorfizma, bilhassa ince taneli arkozik kumtaşlarında ve şeyllerde belirgindir. Spilitler ve kaba taneli kalın tabakalı arkozik kumtaşlarında rekristalizasyon gözlenmemiştir.

Orhanlar Grovaki: Orhanlar Köyü'nün güneyinde genellikle grovاكلardan yapılmış, kalın, monoton bir klastik istif geniş bölgelerde mostra verir (Şekil 2, 12). Araziye Hodul Birimi'den kolayca ayırtlanabilen bu klastik istif,

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

Balya kuzeyindeki Orhanlar Köyü'ne atfen isimlendirilmiştir. Brinkmann (1971b) tarafından kullanılan Orhanlar Tabakaları ve yine Kaya ve diğerleri (1986, 1989) tarafından isimlendirilen Dışkaya Formasyonu, hem Orhanlar Grovaki'nı hem de Hodul Birimi'ni içermektedir. Orhanlar Grovaki için referans kesiti, İğnecik vadisini takip eden Orhanlar ile Danişment köyleri arasındaki orman yoludur (Şekil 12).

Orhanlar Grovaki'nın büyük bir kesimi (>%80) sarımsı yeşil, sarımsı kahverengi, kahverengi, çok parçalanmış, çok seyrek tabakalanma gösteren, ayrılmış grovaplardan oluşur (Şekil 10). Petrografik olarak grovak, killi bir hamur içinde yer alan çok kötü boylanmış, köşeli kuvars, plajiyoklas, opak, lidid, volkanik ve metamorfik kaya parçalarından oluşur. Grovaplarda mavimsi gri şeyl, siltaşı ve çok seyrek olarak konglomera seviyeleri vardır. Orhanlar Grovaki'nın karakteristik bir özelliği, ince tabakalı, siyah çört ve beyaz silisli şeyl ardalanmasından oluşan birkaç metre kalınlıkta seyrek seviyelerin grovaplarda yer almasıdır. Bu tip çört seviyeleri Darıalan Köyü kuzeyinde ve Karamustafa Köyü güneyinde gözlenmiştir. Orhanlar Grovaki içinde ayrıca, genellikle boyları 0.3 m ile 2 m arasında değişen siyah, Alt Karbonifer kireçtaşı olistolitleri yer alır. Bu tip olistolitler bilhassa Orhanlar ile Danişment köyleri arasındaki orman yolu boyunca gözlenebilir (Şekil 12). Bu bölgedeki aşkın kireçtaşı olistolitinden alınan numunelerde Endothyraeacea'ca zengin bir Erken Karbonifer faunası tayin edilmiştir: *Glomispira* sp., *Archaesphaera* sp., *Bisphaera* sp., *Earlandia* sp., *Pseudoglomispira* sp., *Turrispiroides* sp.; *Tuberitina* sp., *Tuberitina* cf. *conili*, *Tuberitina reitlingerae*, *Stacheoides* sp., *Climacammina* sp., *Cribrogenerina* sp., *Tetrataxis* sp., *Globivalvulina* sp., *Forschia* sp., *Endothyra* sp., *Endothyra bowmani*, *Paraendothyra* sp., *Bradyina* sp., *Archaediscus* sp., *Brunsia* sp., *Howchinia* sp., *Monotaxinoides* sp.; *Paramillerella* (syn. *Mediocris*) sp., ? *Stafella* sp.; *Girvanella* sp. Biga Yarımadası dışında, Bursa'nın güneybatısında, Orhanlar Grovaki içinde Üst Permiyen kireçtaşı olistolitleri ve çok seyrek ufak (>10 m) serpantin mercekleri de yer alır.

Tabakalanmanın genellikle izlenememesi yüzünden Orhanlar Grovaki'nın kalınlığının tespit edilmesi güçtür; fakat topoğrafyaya bakarak Orhanlar Grovaki'nın en az birkaç yüz metre olmak üzere muhtemelen 1000 metrenin üzerinde bir kalınlığı olduğu söylenebilir. Orhanlar Grovaki üzerinde uyumsuzlukla Jura yaşta Bayırköy Formasyonu'nun kumtaşı

ve şeylleri yer alır (Şekil 10, 12). Birimin temeli çalışılan alan içerisinde yüzeylememektedir. Orhanlar Grovaki Balya'nın kuzeyinde Hodul Birimi ile tektonik dokanaktadır. Bu iki Karakaya Kompleksi birimi arasındaki tektonik dokanak Geç Tersiyer yaşta bir fay tarafından maskelenmekte ve kısmen de Jura ve daha genç çökeller tarafından örtülmektedir (Şekil 12). Bu faylanmadan önce, Orhanlar Grovaki'nın İvrindi-Manyas Kuşağı'ndaki Hodul Birimi üzerine bindirmiş olması muhtemeldir (Şekil 13). Orhanlar Grovaki, batı kesiminde, Pazarköy güneyinde, imbrike bir tektonik zon boyunca Kalabak Formasyonu tarafından üzerlenir (Şekil 2, 9). Çok muhtemelen Geç Tersiyer yaşta olan bir granodiyorit, Orhanlar Grovaki'nı kesmiş ve grovaplarda geniş bir kontakt metamorfizma zonu yaratmıştır (Şekil 12). Çalışma alanı dışında, Bursa'nın güneyinde Orhanlar Grovaki dik eğimli bir tektonik dokanakla Nilüfer Birimi üzerinde yer alır.

Verdiği kötü mostralara ve içinde kılavuz seviyeler bulunmaması nedeni ile Orhanlar Grovaki'nın iç yapısını tanımlamak güçtür, fakat makaslanma zonlarının yaygın olmasına karşın kıvrımlanma ve foliasyon gelişiminin gözlenmediği söylenebilir. Orhanlar Grovaki rejyonel metamorfizmadan etkilenmemiştir.

Belirgin bir stratigrafik temelinin bulunmaması, yaygın makaslama zonları ve monoton grovaplara ile Orhanlar Grovaki muhtemelen, hendek yelpaze ve hendek eksenli çökellerinin yoğun olduğu bir eklenir prizmayı temsil etmektedir (Thornburg ve Kulm, 1987).

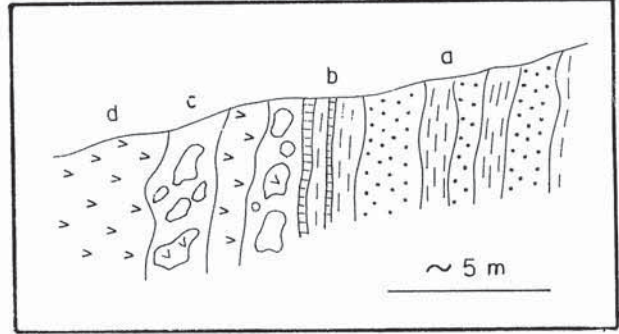
Orhanlar Grovaki'nın rejyonel metamorfizma göstermemesine rağmen, Radelli (1970) yayınladığı jeoloji haritasında Orhanlar Grovaki'nın büyük bir kesimini metamorfik temel olarak göstermektedir. Radelli, Balya ile ilgili makalesinde bütün jeolojik birimleri birbirine karıştırmıştır; Hodul Birimi'nin üst kesimini ve Bayırköy Formasyonu'nu Geç Triyas yaşta tek bir birim olarak göstermiş ve bu birimin, gerçekte Orhanlar Grovaki olan bir "metamorfik temel" üzerinde yer aldığını belirtmiştir. Radelli (1970) metamorfik temel olarak göstermediği Orhanlar Grovaki'nın ufak bir kesimine Permo-Karbonifer yaşı, Hodul Birimi'nin alt kesimine ise Permiyen yaşı öngörmüştür.

Çal Birimi : Çal Birimi, spilitik bazik volkanik ve piroklastik kayalardan, spilit ve Üst Permiyen kireçtaşı bloklu olistostromlardan, grovak, şeyl ve seyrek kalsitürbidit, radyolaryalı çört ve pelajik şeylden oluşur (Şekil 10). Camialan Kireçtaşı adı verilen Orta Triyas yaşta bir kireçtaşı, Çal Birimi ile yakın ilişkilidir (Şekil 10). Çal

Birimi'nin tipik ve ayırtman özelliği, boyları birkaç santimetreden bir kilometreye kadar değişen ve bazik volkanik veya daha seyrek olarak klastik bir hamur içinde yer alan Üst Permiyen kireçtaşı çakıl ve olistolitleri kapsamasıdır. Çal Birimi içinde yer alan Üst Permiyen kireçtaşı olistolitlerinin büyük bir kesiminin boyu 100 metrenin, kalınlıkları ise birkaç on metrenin altındadır. Bu kireçtaşı olistolitleri Hodul Birimi'ndeki eşdeğerlerinden daha ufak ve daha incedir. Ayrıca Çal Birimi'nin olistostromları Hodul Birimi'nin olistostromlarından, kapsadıkları bol spilitik bazaltik volkanik kayalarla kolayca ayırtlanabilir. Çal Birimi ilk defa Çal Köyü Serisi olarak Blanc (1965, 1969) tarafından tasvir edilmiştir. Birimin ismi Çan-Yenice yolundaki Çal Köyü'nden gelmektedir (Şekil 11). Çal Birimi'nin kolayca ulaşılabilen iki referans kesiti Derenti Köyü ile Yenice Kasabası arasındaki anayol, Aşağı Karaaşık ile Yukarı Karaaşık köyleri arasındaki yoldur (Şekil 11).

Çal Birimi'nin alt kesimleri yerel olarak ufak Üst Permiyen kireçtaşı olistolitleri kapsayan, orta/kalın tabakalı, mikalı, yeşilimsi kahverengi grovak ve ardalınlı şeyllerden oluşur (Şekil 11). Çal Köyü çevresinde mostra veren bu klastik istif üste doğru ve yanal olarak Çal Birimi'nin %70 kadarını oluşturan olistostromlara, spilitik bazik volkanik ve piroklastik kayalara geçer (Şekil 10). Olistostromlar ve bazik volkanitler içinde de yanal devamlılığı olmayan grovak-şeyl seviyeleri yer alır. Olistostromlar, bir ile birkaç metre arası kalınlıkta, volkanit veya daha seyrek olarak kumtaşı hamuru içinde bolca Üst Permiyen kireçtaşı ve spilit kaya parçaları kapsayan düzensiz seviyeler oluşturur. Olistostromlar arasında koyu yeşil spilitik tuf, piroklastik ve bazik lav akıntıları yer alır. Bazik volkanitlerin genellikle glomeraporfiritik bir dokuları vardır; camsı veya çok ince taneli bir hamur içinde biraraya toplanmış ojit fenokristallerinden oluşur. Olistolitler hemen hemen tek bir cins kayadan; beyaz, kalın tabakalı/masif, foraminifer, mercan, brakiyopod, gastropod, ostrakod ve ekinid kapsayan Üst Permiyen kireçtaşlarından oluşur. Çok sayıda olistolitten alınan numuneler Geç Permiyen faunası vermiştir: *Ammodiscus* sp., *Glomospira* sp., *Archaeosphaera* sp., *Bisphaera*? sp., *Tuberitina* sp., *Pachyphloia* sp., *Paleotexularia* sp., *Cribrogenina* sp., *Globivalvulina* sp., *Reichelina*? sp., *Codonofusella*? sp., *Yangchienia*? sp., *Schwagerina* sp., *Neschawagerina* sp., *Pseudovermiporella* sp.

Çal Birim içinde seyrek görülen, fakat önemli başka kayalar da, kırmızı, siyah, ince tabakalı pelajik kireçtaşı ve şeyl; ince/orta tabakalı, kırmızı, yeşil radyolaryalı çört ve kalsitürbidit ardalınlıdır. Bu kayalar, olistostromlar ve spi-



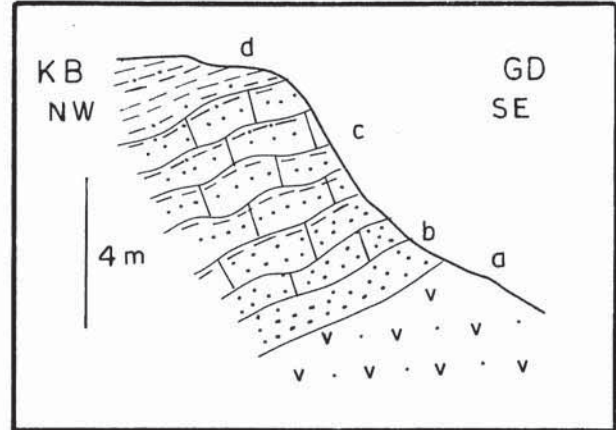
Şekil 16: Çal Birimi'nin radyolaryalı çört kapsayan bir kesimden arazi kesiti. a, yeşilimsi kahverengli, mikalı, kumtaşı ve şeyl, b, kırmızı radyolaryalı çört ve şeyl ardalınlması, c, Üst Permiyen kireçtaşı ve spilit çakılları kapsayan olistostrom, d. spilitleşmiş bazik volkanit akıntı.

Figure 16: A field cross-section of the Çal Unit with radiolarian chert, a, greenish brown, micaceous sandstone and shale, b, intercalations of red radiolarian chert and shale, c, olistostrome with Late Permian limestone and spilitic fragments, d, spilitised volcanic flow.

litler arasında birkaç on metre kalınlıkta seviyeler oluşturur (Şekil 16). Kalsitürbiditlerin tamamı taşınmış Üst Permiyen kireçtaşı ve fosil parçalarından oluşur.

Çal Köyü içinde çok açık bir şekilde görüldüğü gibi, Çal Birimi'nin üzerine uyumsuzlukla Jura yaşta Bayırköy Formasyonu'nun taban konglomeraları gelir (Şekil 17).

Bütün Karakaya Kompleksi birimleri içinde Çal Birimi Triyas deformasyon ve metamorfizmasından en az etkilenmiş olamdır. Çal Birimi



Şekil 17: Çal Köyü'nde Çal Birimi ile Jura yaşta Bayırköy Formasyonu arasındaki uyumsuzluk (bak şekil 8). a, Ufak (<10 cm) Üst Permiyen kireçtaşı çakılları kapsayan Çal Birimi'nin spilitleşmiş ince taneli, piroklastik kayaları, b, iyi yuvarlanmış, 0.2 - 5 cm büyüklükte spilit çakılları içeren Bayırköy Formasyonu'nun taban konglomerası, c, ince silttaşı araseviyeli, krinoid, lamellibrans, gastropod, hidrozoa ve belemnit kapsayan, spilit çakılı, kumlu kireçtaşı; kireçtaşında klastik oranı üste doğru azalmaktadır. d, Düzenli tabakalı, *Bositra bronni* kapsayan, yeşilimsi kahverengli, kırmızı silttaşı ve şeyl.

Figure 17: The unconformity between the Çal Unit and the Jurassic Bayırköy Formation in the village of Çal (see figure - 8). a, spilitised fine-grained pyroclastic rocks of the Çal Unit with small (<10 cm) Upper Permian limestone fragments, b, basal conglomerate of the Bayırköy Formation with well rounded 0.2 - 5 cm large spilitic fragments, c, lenticular sandy limestone with thin siltstone horizons and with crinoid, lamellibranch, gastropod, hydrozoa and belemnite, and spilitic grains. The clastic content decreases upwards in the section, d, well-bedded, greenish brown, reddish siltstone and shale with *Bositra bronni*.

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

mi kayalarında rejyonel metamorfizma ve foliasyon yoktur; makaslama zonları, Hodul Birimi veya Orhanlar Grovaki'nda olduğu kadar yaygın değildir.

Döşemedere Formasyonu (Bilgütay, 1960; Koçyiğit, 1989), Dilarkaç Üyesi (Erk, 1977) veya Ortaköy Formasyonu (Akyürek ve diğerleri, 1984) olarak değişik isimler altında incelenen ve litolojik olarak Çal Birimi'ne benzeyen bir birim Ankara çevresinden tasvir edilmiştir. Bu birim spilitik bazik volkanik kayalardan, volkanojenik silttaşı, şeyl, olistostrom ve radyolaryalı çörtten oluşur. Ankara bölgesindeki olistostromlar, Çal Birimi'ndekilere nazaran, daha seyrek ve daha polijeniktir ve Permiyen kireçtaşı blokları dışında, rekristalize kireçtaşı, Triyas kireçtaşı, fillat blokları da kapsar (Bilgütay, 1960; Erk, 1977; Akyürek ve diğerleri, 1984; Koçyiğit, 1989).

Yaygın olistostromlar, piroklastikler ve lav akıntıları Çal Birimi'nin bir (yay-ardı ?) riftte oluştuğunu, Çal Birimi'nin muhtemelen üst kesimlerinde yer alan pelajik sedimenter kayalar ise bu riftin zaman içinde derinleşip olgunlaştığını gösterir. Çal Birimi'nin muhtemelen en üst kesimini oluşturan Camialan Kireçtaşı ise riftin aktivitesini yitirdiği evreyi simgelemektedir (bak. Carey ve Sigurdsson, 1984).

Camialan Kireçtaşı: Biga'nın güneydoğusunda Çal Birimi içinde birkaç kilometreye kadar büyüklükte tektonik bloklar oluşturan Orta Triyas kireçtaşlarına Camialan Kireçtaşı ismi verilmiştir (Şekil 2); kireçtaşının ismi bu bölgedeki Camialan Köyü'nden gelmektedir. Camialan Kireçtaşı için referans kesiti Hoşoba ile Camialan köyleri arasındaki yol boyunca. Yaklaşık 100 m kalınlıkta olan bu kesitin tabanında muhtemelen Sitiyen yaşta, sarımsı pembe marn ve silttaşları yüzeyler (Şekil 18). Bu klastikler üste doğru pembe, gri, yer yer çört mercekli, ince tabakalı mikritik kireçtaşlarına geçer (Şekil 18). İnce tabakalı kireçtaşlarının üzerine ise en az 50 m kalınlıkta, kalın tabakalı/masif, gri, kısmen rekristalize, mollusk, alg ve ekinoderm fosilli Aniziyen kireçtaşları gelir. Bu kireçtaşlarından alınan numuneler Aniziyen yaşını gösteren *Meandrosira dinarica*, *Glomospirella grandis*, *Glomospira densa*, *Ammobaculites*, *Duastornidae*, *Endothyra* veya *Endothyranella* sp. kapsar.

İstifin Aniziyen kireçtaşlarının altındaki kesiminde yaş verebilecek fosil bulunamamıştır. Bu bölgenin güneybatısındaki başka bir Camialan kireçtaşı blokundan Gözler ve diğerleri (1984) Orta/Geç Triyas fosilleri tanım-

lar ve bu kireçtaşı blokunun Çal Birimi (Gözler ve diğerleri (1984)'ün Karakaya Kompleksi) üzerinde uyumsuz olduğunu ileri sürerek Karakaya Kompleksi'ne Erken Triyas yaşı öngörürler.

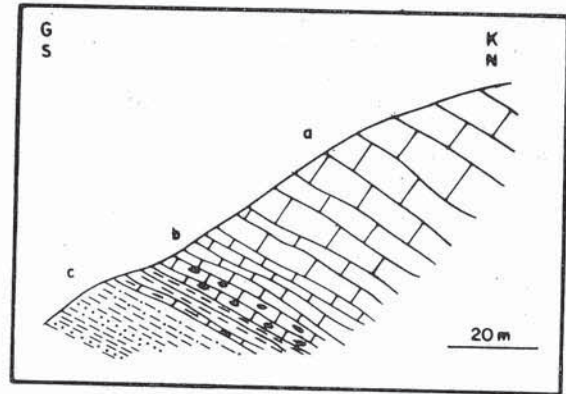
Camialan Kireçtaşı bloklarının Çal Birimi ile olan dokanakları açık değildir. Bazı bölgelerde Camialan Kireçtaşı, Çal Birimi'nin spilit ve olistostromları üzerinde tektonik olarak yer almakta, referans kesiti gibi bazı bölgelerde ise Camialan Kireçtaşı blokları, Çal Birimi litolojileri içine gömülmüş durumdadır. Biz Camialan Kireçtaşı'nın stratigrafik olarak muhtemelen Çal Birimi'nin üst kesimini oluşturduğunu düşünmekteyiz.

Fauna ve litolji olarak Camialan Kireçtaşı'na çok benzeyen ve Çal Birimi tipi litolojilerle beraber bulunan bir Aniziyen kireçtaşı bloku Altiner ve Koçyiğit (1987) ve Koçyiğit (1989) tarafından Yazılıkaya Formasyonu adı altında Ankara bölgesinde tanımlanmıştır. Ankara bölgesinde bazik volkanik yastık lavların bu kireçtaşının stratigrafik olarak altında ve üstünde bulunduğu belirtilir (Koçyiğit, 1989).

Jura Öncesi Granitoidler

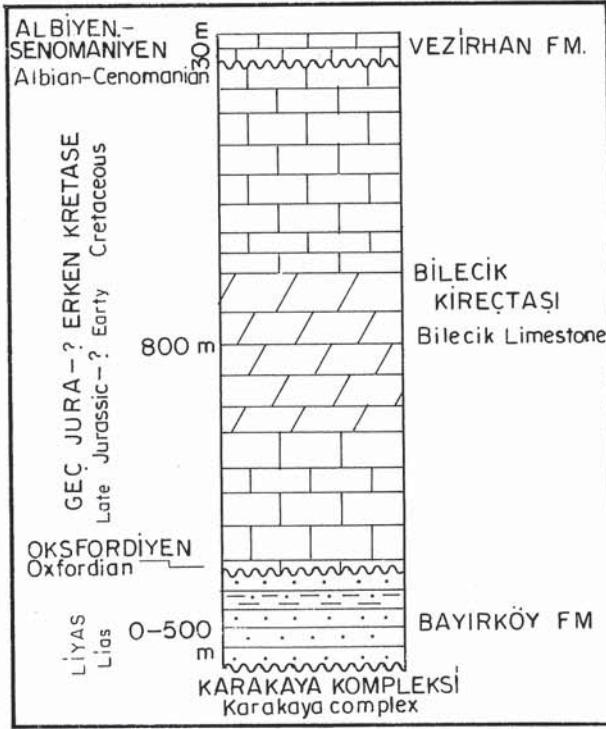
Çamlık Metagranodiyoriti dışında Biga Yarımadası'nda, Biga'nın güneydoğusunda iki tane büyük Jura öncesi granitoid bulunmaktadır. Bunlar Yolindi Metagranodiyoriti ve Sarıoluk Granodiyoriti'dir. Bu granitlerin, Çamlık Metagranodiyoriti'nden farklı olarak, Karakaya Kompleksi birimleri ile olan ilişkileri tektonik veya intruziftir.

Yolindi Metagranodiyoriti: Yolindi Metagra-



Şekil 18: Biga'nın güneydoğusundaki Orta Triyas yaşta Camialan Kireçtaşı'ndan bir arazi kesiti. a. gri, kalın tabakalı/masif, kısmen rekristalize Aniziyen kireçtaşı, b. gri, pembe, ince tabakalı, yerel çört yumrulu kireçtaşı, c. sarımsı pembe marn, silttaşı ve kumtaşı.

Figure 18: Field cross-section of the Middle Triassic Camialan Limestone sequence in southeast of Biga, a. grey colored, thick bedded massive, partially recrystallised Anisian limestone with Middle Triassic fossils, b. grey, pink colored, thin bedded limestone with chert nodules, c. yellowish red marn, siltstone and sandstone interbeds.



Şekil 19: Biga Yarımadası'ndaki Sakarya Zonu'nun Jura-Kretase stratigrafisi.
Figure 19: The Jurassic-Cretaceous stratigraphy of the Sakarya zone in the Biga Peninsula.

nodioriti Biga'nın güneydoğusunda 30 Km² kadar bir alan kaplar (Şekil 2). Gnaysik bir doku gösteren, deforme olmuş, orta taneli, yerel olarak apilit damarları ile kesilmiş homojen bir granodiyorittir. İsmi metagranodiyorit üzerinde yer alan Yolindi Köyü'nden gelir. Yolindi Metagranodiyoriti'nin tektonik kökenli foliasyon gösteren bir dokusu vardır; eşboyutlu plajiyoklas, kuvars, biyotit ve hornblendden oluşur. Foliasyon, biyotit ve hornblend kristallerinin birbirlerine paralel olarak yönelmesi ve dönmüş plajiyoklas kristalleri tarafından belirlenir. Açıkça granit kökenli olmasına karşın, Yolindi Metagranodiyoriti Bingöl ve diğerleri (1975)'nin jeoloji haritasında Kazdağ Grubu'nun bir parçası olarak gösterilmiştir.

Yolindi Metagranodiyoriti'nin güneybatı kısmında Kazıklı Köyü çevresinde koyu renkli fillat, mikaşist ve mermerden oluşan, 750 m kalınlıkta ve 5 km uzunlukta muhtemelen Kalabak Formasyonu'na ait bir dilim yer almakta ve bu dilim Yolindi Metagranodiyoriti ile dik eğimli bir tektonik dokanak yapmaktadır (Şekil 2). Yolindi Metagranodiyoriti ve Kalabak Formasyonu, batıda Karakaya Kompleksi'nin Çal Birimi'nden, doğuda ise yine aynı Kompleks'in Hodul Birimi'nden dik eğimli

Tersiyer yaşta doğrultu atımlı faylar ile ayrılır (Şekil 2). Bu faylar sıkışmalı bir rejim oluşturarak muhtemelen Karakaya Kompleksi öncesi bu temel parçasının yükselmesine yol açmıştır.

Sarıoluk Granodiyoriti: Sarıoluk Granodiyoriti, Yolindi Metagranodiyoritin'in hemen güneydoğusunda yer alır (Şekil 2), fakat ondan farklı olarak herhangi bir foliasyon göstermez; ismi granodiyorit üzerinde yer alan Sarıoluk Köyü'nden gelmektedir. Sarıoluk Granodiyoriti'nin eş tane boyulu, homojen bir magmatik dokusu vardır; doğuda üzerine bariz bir uyumsuzlukla Jura yaşta Bayırköy Formasyonu gelir. Kuzeyde ise Tersiyer veya daha genç yaşta bir doğrultu atımlı fay, Sarıoluk Granodiyoriti'ni Hodul Birimi'nden ayırır, batıda da bu iki birim arasında intrusif bir ilişki gözlenmiştir.

Karakaya Sonrası Birimler

Sakarya Zonu'nun her kesiminde olduğu gibi, Biga Yarımadası'nda da Karakaya Kompleksi birimlerinin üzerinde uyumsuzlukla regional metamorfizma ve önemli bir deformasyon göstermeyen Jura ve daha genç sedimanter istifler yer alır (Şekil 9). Bu sedimanter istif en iyi olarak, çok sayıda jeologun çalışmış olduğu Bursa-Bilecik yöresinden bilinmektedir (Granit ve Tintant, 1960; Eroskay, 1965; Altınlı ve diğerleri, 1970; Altınlı ve Saner, 1971; Altınlı ve Yetiş, 1972; Altınlı, 1975, 1976, 1977; Gürpınar, 1976; Saner, 1978; Genç, 1986). Sakarya Zonu'nun batı kısmının Jura-Erken Kretase evrimi üzerine Altınler ve diğerleri (1989) tarafından da yakın geçmişte detaylı bir paleontolojik ve stratigrafik çalışma yapılmıştır.

Biga Yarımadası'nda Karakaya Kompleksi üzerine gelen Mesozoyik yaştaki sedimanter istif, Bursa-Bilecik bölgesindeki eşdeğerlerine göre adlanmıştır: Bayırköy Formasyonu, Bilecik Kireçtaşı ve Vezirhan Formasyonu (Şekil 19).

Bayırköy Formasyonu: Biga Yarımadası'nda, Bayırköy Formasyonu başlıca sarımsı kahverengi kumtaşı, silttaşı, marn ve konglomera-dan oluşur ve uyumsuzlukla Sarıoluk Granodiyoriti ve Karakaya Kompleksi'nin Hodul, Orhanlar ve Çal birimleri üzerinde yer alır (Şekil 17). Bayırköy Formasyonu'nun kalınlığı çok değişken olup kısa mesafelerde birkaç metreden 500 metreye kadar değişebilir; Bayırköy Formasyonu üzerine muhtemel bir paralel uyumsuzlukla Bilecik Kireçtaşı gelir.

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

Biga Yarımadası'nda Bayırköy Formasyonunun Çal köyü içindeki mostrasında bulunan (Şekil 17.b) *Bositra bronni*'ye göre formasyona Üst Liyas yaşı verilmiştir. Bursa-Bilecik yöresinde, Bayırköy Formasyonu klastikleri içinde araseviye halinde yer alan kırmızı, yumrulu, ammonitico rosso kireçtaşlarındaki fosillere dayanılarak, bu bölgede birime, Hettanjyien-Erken Pliyensbahiyen (Liyas) yaşı verilmiştir (Granit ve Tintant, 1960; Altınar ve diğerleri, 1989). Biga Yarımadası'nda Bayırköy Formasyonu içinde ammonitico rosso seviyeleri gözlenmemiştir. Bu tip seviyeler ancak Bilecik Kireçtaşı'nın tabanında yer alır.

Bilecik Kireçtaşı: Bilecik Kireçtaşı açık-koyu renkli, orta/kalın tabakalı kireçtaşlarından oluşur ve genellikle Bayırköy Formasyonu üzerinde paralel bir uyumsuzlukla yer alır. Çan çevresindeki Yaygın Köyü doğusunda olduğu gibi bazı bölgelerde Bilecik Kireçtaşı, arada Bayırköy Formasyonu olmaksızın, doğrudan Karakaya Kompleksi'nin üzerine gelir. Granit ve Tintant (1960), ve Altınar ve diğerleri (1989)'nin Bursa-Bilecik yöresinde yaptıkları detaylı paleontolojik çalışmalar, Bayırköy Formasyonu ile Bilecik Kireçtaşı arasında, Geç Pliyensbahiyen-Bathoniyen (Geç Liyas-Erken Dogger) zaman aralığını kapsayan bir paralel uyumsuzluğun varlığını göstermiştir. Biga Yarımadası'nda da, Altınar ve diğerleri (1989)'nin tersini ileri sürmelerine rağmen, Bayırköy Formasyonu ile Bilecik Kireçtaşı arasında benzer bir uyumsuzluk muhtemelen mevcuttur, fakat yukarıda da belirtildiği gibi bu bölgede Bayırköy Formasyonu'nun yaşı bağımsız olarak tespit edilememiştir.

Yenice-Havran bölgesinde Bilecik Kireçtaşı'nın tabanında birkaç metre kalınlıkta, yumrulu, açık pembe, krem renkte ammonitico rosso fasiyesinde bir kireçtaşı seviyesi bulunur. Balya kuzeyinde ise birkaç metre kalınlıkta, sarımsı gri, pembe, bol pelajik lamellibrans kavkılı, marnlı kireçtaşları Bilecik Kireçtaşı'nın tabanını oluşturur (Şekil 19). Bilecik Kireçtaşı'nın tabanının yaşı bu ammonitico rosso kireçtaşı seviyesi sayesinde iyi bilinmektedir. Blanc (1969) Yenice kuzeyindeki Yaygın Köyü çevresinde bu seviyeden topladığı ammonitlere Bathoniyen-Oksfordiyen (Geç Dogger-Erken Malm) yaşı verir. Kalkım batısındaki Aşağı Çavuş Köyü çevresinde, Bilecik Kireçtaşı'nın tabanından topladığımız ammonitler ise Kalloviyen-Oksfordiyen yaş aralığı vermektedir: *Sowerbyceras tortisulcatum*, *Calophylloceras* sp., *Partschiceras flabellatum*, *Perisphinctes* sp., *Perisphinctes gregoryceras* ?

Aslaner (1965) ve Krushensky ve diğerleri (1980) de Bilecik Kireçtaşı'nın tabanında Dogger-Malm sınırı (Kalloviyen-Oksfordiyen) için karakteristik ammonit faunaları tasvir eder. Bilecik Kireçtaşı'dan alınan nokta numuneleri Geç Jura yaşı vermektedir: *Glomispira* sp., *Reophax* sp., *Mesoendothyra* sp., *Pseudocyclamina* sp., *Labyrinthina* sp., *Textularia* sp., *Trochommina* sp., *Valvulina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Nautilocolina* ? sp., *Ophthalmidium* sp., *Spirillina* sp., *Conincosphirillina basiliensis*, *Protopeneroplis striata*, *Trocholina* sp., *Bachinella irregularis*, *Cladocoropsis mirabilis*, *Lithocodium aggregatum*, *Cayeuxia* sp. Tintiniidae, Dasycladacea. Biga Yarımadası'nda Bilecik Kireçtaşı'nın üst yaş sınırı iyi bilinmemektedir. Havran bölgesinde, üstten aşınmış olan Bilecik Kireçtaşı istifinin üst kesimleri Kimmerisiyen-Titoniyen (en Geç Jura) yaşı vermektedir (Altınar ve diğerleri, 1989). Kalkım-Balya bölgesinde daha tam bir kesit sunan Bilecik Kireçtaşı'nın üst kesimlerinden belirleyici yaşlar elde edilememiştir. Buna karşın Bursa-Bilecik yöresinde Bilecik Kireçtaşı'nın yaşı Erken Kretase'ye kadar uzanır.

Biga Yarımadası'nda Bilecik Kireçtaşı genellikle Tersiyer'de üstten aşındırılmıştır. Yalnızca Kalkım ile Balya arasındaki bölgede Bilecik Kireçtaşı'nın hem taban hem de tavan dokanakları mostra vermektedir. Bu kesitte Bilecik Kireçtaşı'nın yaklaşık 800 m bir kalınlığı vardır (N. Görür, 1989; kişisel görüşme) ve üzerine paralel bir uyumsuzlukla pelajik killi kireçtaşlarından oluşan Vezirhan Formasyonu gelir.

Vezirhan Formasyonu: Vezirhan Formasyonu, Bilecik Kireçtaşı üzerinde uyumsuzlukla yer alan ince/orta tabakalı, beyaz, pembe, killi pelajik kireçtaşlarından oluşur (Şekil 19). Vezirhan Formasyonu'nun maksimum kalınlığı genellikle 30 metredir ve Biga Yarımadası'nın değişik kesimlerinde, örneğin, Gönen'in batısında, Biga'nın güneyinde, Hamdibey-Kalkım Neojen havzası çevresinde, Kalkım-Balya yolunda ve Balya'nın kuzeyinde ufak mostralara verir. Bu bölgelerden alınan örneklerde radyolarye ve Apsiyen-Maastrichtiyen zaman aralığı için karakteristik olan *Hedbergella* sp. saptanmıştır. Yalnızca Balya çevresindeki Semiz Köyü'nden alınan bir numune Albiiyen-Senomaniyen için karakteristik olan *Banetocardiella conoidea* kapsar.

MANYAS GRUBU

Çalışma alanının en doğu kesiminde, Manyas'ın güneyinde ufak bir alanda kalın beyaz

mermerler ve üzerinde yer alan kalkışist, amfibolit, kuvars-mikaşistten oluşan bir istif yer alır (Şekil 2). Manyas Grubu adı verilen bu metamorfik kayalar Hodul Birimi'nin arkozik kumtaşları ile, serpantinit dilimleri ile bezenmiş, dik eğimli bir tektonik dokanak oluşturur (Şekil 2), ve üzerlerine tektonik olarak Tavşanlı Zonu'nun mavişistleri (Okay, 1984b) gelir. Manyas Grubu'nun metamorfik kayaları Oligo-Miyosen yaşta Ilıca-Şamlı Granodiyoriti tarafından kesilmiştir. Mavişistler ve muhtemelen Manyas Grubu Anatolidler'e aittir.

BİGA YARIMADASI'NIN TERSİYER ÇÖKELERİ

Biga Yarımadası'nın Sakarya Zonu kesiminde Geç Kretase ile Erken Eosen arası yaşta kayalar bilinmemektedir. Sakarya Zonu'nun daha doğu kesimlerinde, Orta Sakarya bölgesinde, Orta Kretase yaşta Vezirhan Formasyonu üzerine 1000 metreyi aşkın kalınlıkta pelajik killi kireçtaşı arakatlıları ve serpantinit ile Bilecik Kireçtaşı olistolitleri kapsayan Geç Kretase yaşta volkanitli bir fliš istifi bulunur (Altınlı, 1975; Saner, 1978). Gölpazarı Grubu ismi verilen bu türbiditik fliš istifi regresif bir gelişme gösterir ve üste doğru Paleosen yaşta genellikle kalın tabakalı kumtaşlarından oluşmuş nehir çökellerine geçer. Biga Yarımadası'nda Gölpazarı Grubu muhtemelen Paleosen sonunda tamamen aşınmıştır.

Biga ve Gelibolu yarımadalarının Tersiyer çökelleri Siyako ve diğerleri (1989) tarafından ayrıntılı tasvir edilmiştir. Biga Yarımadası'nın Tersiyer tarihçesi esas olarak Orta Eosen neritik kireçtaşları ve bu kireçtaşlarını uyumlu olarak örten andezit ve andezitik tüf arakatlı Üst Eosen türbiditleri ile başlar. Oligosen sonunda Biga Yarımadası'nda önemli bir yükselme ve karasallaşma yaşanmış ve Eosen-Oligosen istifi büyük ölçüde aşınmıştır. Bu evreyi takiben çok yaygın ve yoğun bir Oligo-Miyosen kalkalkalen magmatizması Biga Yarımadası'nı etkilemiştir. Biga Yarımadası'nda yaş izotopik olarak tayin edilen granitlerin hepsi Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşları verir: Eybek Granodiyoriti, 23-31 my (Krushensky, 1976; Ayan, 1979), Kestanbol Siyeni-ti, 28 My (Fytikas ve diğerleri, 1976), Ilıca-Şamlı Granodiyoriti, 20-23 My (Ataman, 1975; Bingöl ve diğerleri, 1982), Nevruz-Çakıroba Granodiyoriti, 24 My (Zimmermann ve diğerleri, 1989). Bu intruzifler dışında erken ve Orta Miyosen'de büyük miktarlarda andezit, dasit, riyolit ve asitik tüfler Biga Yarımadası'nda geniş alanlar kaplamıştır (Er-

can, 1979). Bu volkanik kayalar arasında yerel olarak linyit içeren gölssel çökeller bulunur. Geç Miyosen'de volkanizma durulmuş, sığ denizel ve fluviyal klastikler Gelibolu Yarımadası'nda ve Biga Yarımadası kuzeyinde çökelmiştir. Pliyosen ve Kuvaterner'de yerel nehir ve göl sedimantasyonu ve az miktarda alkali bazaltik volkanizma meydana gelmiştir.

BİGA YARIMADASI'NIN YAPISI

Biga Yarımadası'nda yapılar birbirini izleyen üç tektonik dönemde oluşmuştur: a) Triyas Karakaya Orojenezi, b) Tersiyer Alpid Orojenezi, c) Geç Tersiyer yaşta doğrultu-atımlı faylanma.

Karakaya Orojeni ile İlişkili Yapılar

Ezine ve Sakarya Zonu'nda Triyas yaşta yapılar farklı stiller gösterir. Ezine Zonu'nda Triyas yapıları düşük veya orta derece eğimli, uzun mesafeler takip edilebilen ve içsel bütünlüğü olan napları birbirinden ayıran bindirmeler ile tanımlanır. Bu tür yapılara iyi bir örnek, Denizgören Ofiyoliti ile altında yer alan Karadağ Birimi'ni ayıran Çamköy Bindirmesi'dir. Benzer bir şekilde 35 kilometreyi aşkın bir uzunluğu olan Ovacık Bindirmesi de, Tersiyer'de tekrar canlanmış muhtemel bir Triyas yapısıdır (Şekil 3).

Karakaya Kompleksi içinde düşük eğimli bindirmelerle sınırlandırılmış, içsel bütünlüğü olan naplar seyrekler. Değişik Karakaya Kompleksi birimleri, genellikle dik eğimli faylarla sınırlanmış kilometrelerce büyüklükte megabloklar oluşturur. Karakaya Kompleksi birimleri içinde istiflerin devamlılığını kuvvetli bir şekilde harap eden makaslama zonları yaygındır. Bu tip yapılara güzel örnekler Çan'ın güneydoğusunda yer alır (Şekil 11, 13). Bu bölgede Hodul ve Çal birimlerinden oluşmuş, yedi kilometre uzunlukta iki megablok Nilüfer Birimi'nin metatüf ve fillatları içinde yer alır. Bu bloklar saran ve yerel olarak serpantinit dilimleri ile bezenmiş dik eğimli faylar, Nilüfer Birimi'ndeki doğu-batı yönlü düzenli foliosyonu keser (Şekil 11, 13). Bu megabloklar çok sayıda makaslama zonu kapsar ve iç yapıları da oldukça karmaşıktır. Hodul Birimi'nden oluşan blok içinde büyük spilit tektonik blokları da yer alır (Şekil 11). Çok büyük bir ölçekte bakıldığı zaman Biga Yarımadası'nın merkezi kısmında Karakaya Kompleksi'nin melanj türü bir yapısı vardır. Bu da Karakaya Kompleksi birimlerinin birbirlerine göre ilksel konumlarını anlamayı güçleştirir. Buna rağmen Kazdağ Grubu ve Nilüfer Birimi'nin yapısal istifin en altında ol-

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

duğu rahatlıkla söylenebilir. Yapısal istifin üstüne doğru, birbirleri ile ilişkileri açık olmayan Hodul Birimi ve Orhanlar Grovaki gelir. Bu iki birim çalışma alanında yalnız Bal-ya'nın kuzeyinde dokanak halinde bulunur. Bu bölgede Tersiyer'de canlanmış bir fay iki birimi birbirinden ayırır. Faylanma öncesi Orhanlar Grovaki muhtemelen Hodul Birimi üzerinde tektonik olarak yer almaktaydı (Şekil 13). Karakaya Kompleksi birimleri içinde en az deformasyon gösteren Çal Birimi yapısal istifin en üstünde bulunur. Derenti Köyü doğusunda, Çal Birimi düşük eğimli, muhtelen Triyas yaşta bir bindirme ile Hodul Birimi'nin üzerinde yer alır (Şekil 11).

Karakaya Kompleksi'ndeki yapılar iki ana deformasyon evresini gösterir. Birinci evrede değişik Karakaya Kompleksi birimleri üst üste gelmiş ve Nilüfer Birimi gibi derine gömülen Karakaya Kompleksi birimleri metamorfizmaya uğramış ve kıvrımlanmıştır. İkinci evrede yapısal istif, muhtemelen doğrultu atımlı faylanmaya bağlı olarak, dik eğimli, çatallanan makaslama zonları ile kesilmiş ve parçalanmıştır.

Erken Tersiyer Alpin Yapılar

Ezine Zonu'nda Mesozoyik kayaların bulunmaması nedeni ile bu kuşağın Alpin tarihi ile ilgili hemen hiç bir şey bilinmemektedir. Sakarya Zonu'da Üst Jura-Alt Kretase kireçtaşları genellikle tath bir şekilde kıvrımlanmıştır. Yalnızca Biga'nın güneyinde Geç Jura-Erken Kretase istifi, Çetmi Ofiyolit Melanjı'nın yerleşmesine bağlı olarak, devrik bir konum kazanmıştır.

Biga Yarımadası'nda en önemli Erken Tersiyer Alpin olayı ofiyolitli melanj birimlerinin kıtasal kökenli kayalar üzerine yerleşmesidir. Bu iki birim arasındaki tektonik dokanakların çoğu ya Neojen kayaları ile örtülmüş ya da Geç Tersiyer yaşta dik eğimli faylar halinde canlanmıştır. Bu önemli Erken Tersiyer bindirmelerinin korunmuş örneğini, Alakeçi Milonit Zonu teşkil eder.

Geç Tersiyer Doğrultu Atımlı Faylanma

Biga Yarımadası'nda doğrultu atımlı faylanma Erken Miyosen'de başlamıştır. Yaygın kalk-alkalen volkanitlerinin üzerinde yer alan Çan veya Kalkım havzaları gibi ufak görsel Erken Miyosen havzalar doğrultu atımlı faylarla kontrol edilmiştir. Doğrultu atımlı faylanma bilhassa Küçükkuuyu ile Bandırma arasında yer alan kuzeydoğu-güneybatı gidişli bir zonda yoğunlaşmıştır (Şekil 2). Bu zon minimum

yanal atımı sekiz kilometreyi bulan birçok doğrultu atımlı fay kapsar (Siyako ve diğerleri, 1989) ve Erken Miyosen'den beri aktif olan bir doğrultu atımlı fay zonu olarak görülebilir. Güneybatıda Kazdağ Grubu, kuzeydoğuda Yolindi Metagranodiyoriti'nin bulunduğu bölgeler bu doğrultu atımlı fay zonundaki sıkışmalı bölümleri oluşturur. Kuzey ve güneyden önemli doğrultu atımlı faylarla sınırlanmış Kazdağ silsilesi günümüzde de bir basınç sırtı halinde yükselmesine devam etmektedir.

TEKTONİK EVRİM

Kimmerid Evrimi

Karakaya Kompleksi birimlerinin birçoğu için yeterli yaş verilerinin bulunmaması, All-pin sıkışmalı ve doğrultu atımlı fay hareketlerinin eski olayları maskelemeleri yüzünden Biga Yarımadası'nın Permo-Triyas tektonik evrimi ile ilgili herhangi bir şema büyük ölçüde spekülatif olacaktır. Özellikle Ezine ile Sakarya zonları arasında önemli yanal hareketler meydana gelmiş olabilir, fakat bunu gösterecek veri yoktur. Bu sebeplerden burada önerilen tektonik evrim şeması, Biga Yarımadası'ndan ve Sakarya Zonu'nun diğer kesimlerinden gelebilecek yeni verilerle önemli ölçüde değişebilecektir.

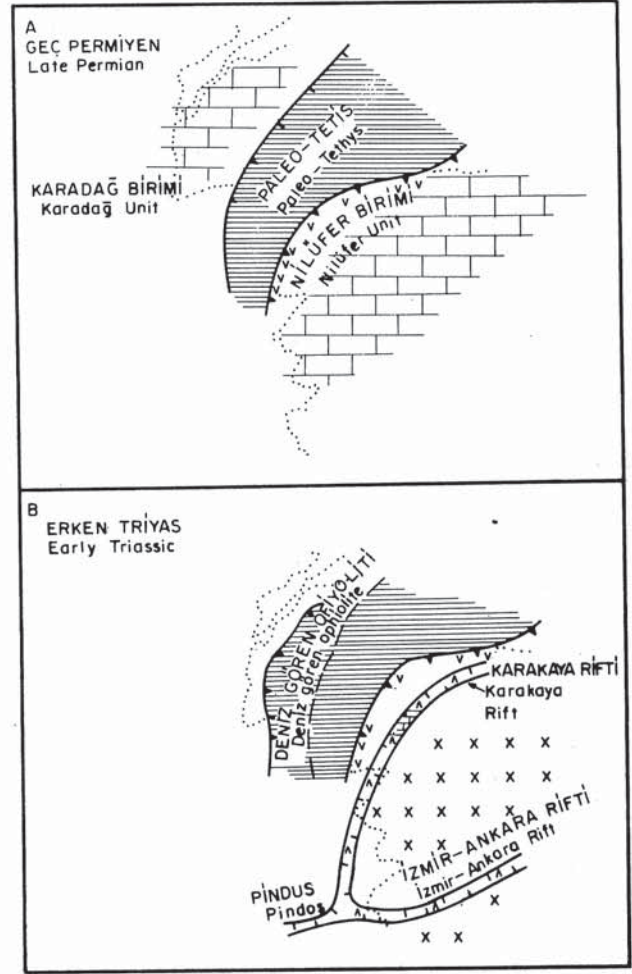
Ezine Zonu'nda bulunan Permo-Triyas ofiyoliti ve Karakaya Kompleksi içindeki Üst Paleozoyik pelajik kaya blokları, çalışma alanı çevresinde Geç Paleozoyik'te, Şengör ve diğerleri (1984)'nin Paleo-Tetis'ine karşılık gelebilecek bir okyanusal havzanın var olduğunu gösterir. Biga Yarımadası ile İzmir-Ankara Kenedi arasındaki alanda pelajik Üst Paleozoyik kayalarının veya Jura öncesi ofiyolitlerinin bulunmaması, Paleo-Tetis okyanusunun Sakarya Zonu'nun kuzey veya kuzeybatısında yer alması gerektiğini gösterir. Bu durumda iki olasılık vardır: Paleo-Tetis Kenedi Ezine ile Sakarya Zonu arasında, bugün Üst Kretase Çetmi Ofiyolit Melanjı'nın bulunduğu kuşakta (Şekil 20A) veya Ezine Zonu'nun kuzeybatısında konumlanmış olabilir. Karakaya Kompleksi birimlerinin Ezine Zonu'nda ve daha kuzeybatıdaki Rodop ve Serbo-Makedonya masiflerinde bulunmamaları, bize birinci hipotezin daha doğru olabileceğini gösterir.

Geç Permiyen'de (Murgabiye) durum Şekil 20A'da gösterilmiştir. Kuzeybatıdaki pasif kıta kenarında Permo-Karbonifer'de 1000 metreden fazla kalınlıkta sığ denizel karbonatların çökelediği bir karbonat platformu yer almaktadır (Ezine Zonu'nun Karadağ Birimi). Güneydoğudaki aktif kıta kenarında ise yarı okya-

nusal yarı kıtasal kabuk üzerinde gelişmiş bir magmatik yay bulunmaktadır. Nilüfer Birimi ve Kazdağ Grubu'nun üst kesimleri yay-ıçi ve muhtemelen yay-önü çökellerini, Orhanlar Grovaki ise, Kaliforniya'daki Franciscan Kompleksine benzer tipte, klastik sedimanlarla yoğun olarak beslenen hendek prizması çökellerini temsil eder (Thurnburg ve Kulm, 1987). Magmatik yayın güneydoğusunda Toridlere kadar uzanan yaygın bir sığ denizel karbonat platformu yer alır (Şekil 20A). Ezine Zonu'nun aksine Sakarya Zonu'nda Permiyen karbonatları daha ince olup Variskan (?) bir kristalen temel üzerine çökelmiştir.

Permiyen sonunda karbonat platformunun yay-ardı konumunda olan bir kesimi riftleşmeye başlamıştır (Şekil 20B). Riftleşme başlamadan önce Sakarya Zonu'nda ve muhtemelen Anatolid-Torid platformunun kuzey kesiminde yaygın bir yükselme meydana gelmiştir. Riftleşmenin yaşı ile ilgili ana veri, rift çökellerini temsil eden Çal Birimi içinde en Geç Permiyen (Doraşamiyen) ve Triyas yaşta olistolitlerin yer almaması buna karşın Üst Permiyen kireçtaşı olistolitlerinin yaygın olarak bulunmasıdır. Riftleşmeye yaygın bir bazik volkanizma ve rift omuzlarını oluşturan Üst Permiyen karbonatlarından malzemesini alan olistostromlar eşlik etmiştir. Bugünkü coğrafyaya göre eksenini Kazdağ ile Bandırma arasından geçmekteydi (Şekil 20B). Çal Birimi'ne benzeyen kayaların Midilli Adasında yer almaları (Hecht, 1972) ve Sakız Adası ve Karaburun Yarımadası'ndan tanımlanan pelajik Alt Triyas kayaları (Jacobshagen, 1972), rift ekseninin Kazdağ'ından güneye doğru devam edip muhtemelen Sakız-Karaburun bölgesinde bir üçlü rift eklemi ile birleştiğini gösterir (Şekil 20B). Bu üçlü eklemnin doğu kolu İzmir-Ankara Okyanusu, batı kolu Pindos Okyanusu olacak, kuzey kolu olan Karakaya Rifti ise Triyas sonunda kapanacaktır.

En Geç Permiyen/Erken Triyas'ta Paleo-Tetis'in güneydoğuya bakan pasif kıta kenarı üzerine bir ofiyolit üzerlemesi (obduksiyonu) meydana gelmiştir (Şekil 20B). Bu üzerleme, Geç Kretase'de Umman'da olduğu gibi, pasif kıta kenarının güneydoğuya dalan bir dalmabatma zonu içine Geç Permiyen'de girmesi sonucu meydana gelmiş, olabilir. Geç Permiyen karbonat platformu (Karadağ Birimi) ile Denizgören Ofiyoliti arasında kıta yamacı çökellerinin bulunmaması, bu çökellerin daha sonraki bir normal fay ile kesilmesi veya Denizgören Ofiyoliti'nin, Toroslar'daki Geç Kretase yaşta Aladağ Ofiyoliti gibi (Blumenthal, 1952;



Şekil 20: Biga Yarımadası ve çevresinin Permo-Triyas'taki tektonik evrimini gösteren paleotektonik haritalar. Haritalar, okyanusları (yatay ve dikey çizgiler) ve kıtalardaki ana litofasiyesleri (geniş aralıklı karbonat simgesi = pelajik kireçtaşı, noktalar = klastikler, çarpı = kara veya aşınma alanı, v = yay volkanitleri, Δ = rift volkanitleri, m = regional Barroviyen metamorfizması) göstermektedir. Ufak çetikli ince çizgiler pasif kıta kenarlarını, siyah, içi dolu üçgenli, daha kalın çizgiler dalmabatma zonlarını, içi boş üçgenli çizgiler ise kıta içi bindirme faylarını göstermektedir.

Figure 20: Paleotectonic maps showing the Permo-Triassic tectonic evolution of the Biga Peninsula and the surrounding regions. Maps show oceans (vertical and horizontal lines, widths are not to scale) and the predominant lithofacies on the continents (widely spaced carbonate pattern = neritic carbonates, closely spaced carbonate pattern = pelagic carbonates, dots = clastics, crosses = land or erosional area, v = arc volcanics, Δ = rift volcanics, m = regional Barrovian metamorphism). Thin lines with hachures are passive continental margins, heavier lines with black triangles are active subduction zones, lines with open triangles show major intra-continental thrust faults.

Tekeli ve diğerleri, 1984), uzun mesafeler kat etmiş ve doğrudan karbonat platformunu üzerlemiş bir nap olması ile açıklamak mümkündür.

Çal Birimi'nin muhtemelen üst kesimlerinde yer alan radyolaryalı çörtler, pelajik kireç-

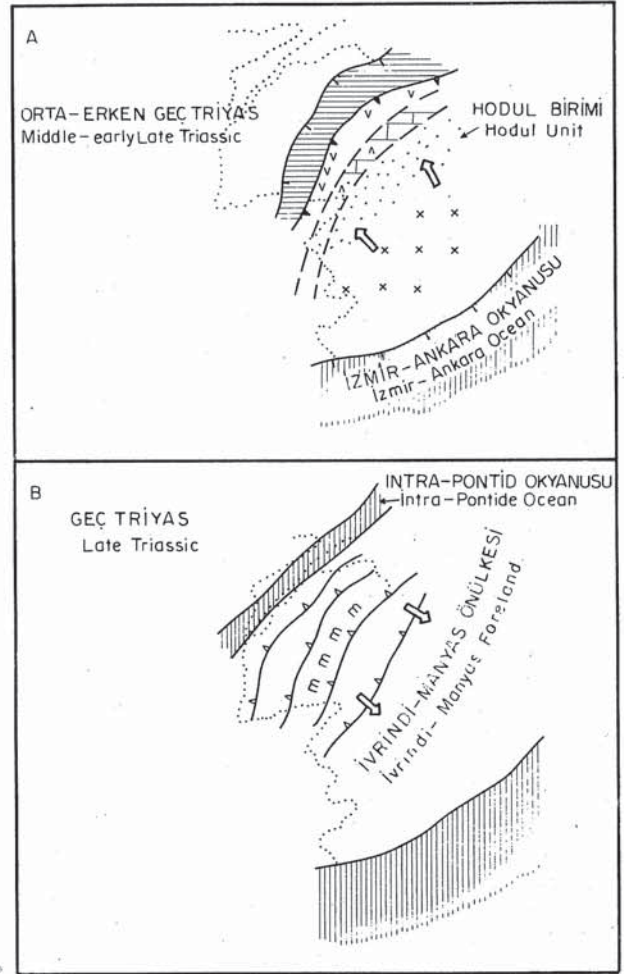
Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

taşları ve kalsitürbiditler, Karakaya Rifti'nin muhtemelen Sitiyen sonlarına doğru olgun bir evreye ulaştığını gösterir. Çal Birimi'nde ofiyolitlerin yer almaması ise riftin okyanusal kabuk gelişimi evresine hiç bir zaman ulaşmadığına işaret eder. Orta Triyas'ta rift volkanizması sona ermiş ve kireçtaşları çökelmiştir (Camialan Kireçtaşı) (Şekil 21A). Ankara bölgesinde ise rift volkanizmasının Geç Aniziyen'e kadar sürdüğünü gösteren veriler vardır (Koçyiğit, 1989).

Erken ve muhtemelen Orta Triyas boyunca Karakaya Rifti'nin güneydoğusunda kalan bölge bir erozyonal alan olmuş ve bazı kesimler kristalen temele kadar aşınmıştır. Granitik (Çamlık Metagranodiyoriti) ve metamorfik kayalardan (Kalabak Formasyonu) oluşan bu yükselim alanı Geç Triyas'ta batıya malzeme sağlamıştır (Şekil 21A). Oluşan bu kalın klastik kamanın (Hodul Birimi) distal kesimleri Edremit kuzeyinde rift volkanitleri üzerine yaslanmaktadır (Şekil 21A).

Karakaya Rifti'nin kapanmasına yol açan kompresyon Geç Triyas'ta Paleo-Tetis'in kapanması ve bunun sonucu olarak Ezine ve Sakarya Zonlarının çarpışması ile başlamıştır (Şekil 21B). Biga Yarımadası'nda deformasyon ve metamorfizmanın güneydoğuya doğru azalması, orojenez verjansının bu yöne doğru olduğunu gösterir. Bursa ile Orhaneli arasındaki bölgede yüzeyleyen Nilüfer Birimi'ndeki mezozkopik kıvrımlarda da güneye doğru bir verjans gözlenir. Bu verilere göre Biga Yarımadası'nda Triyas'ta bindirmeler, dalma-batma zonu'nun eğimine ters yönde gelişmiştir.

Noriyen'de Karakaya Orojeni'nin periferel ön ülke havzası konumunda olan Hodul Birimi'nin 70 km uzunlukta İvrindi-Manyas kuşağına, muhtemelen kuzeybatıdan çok sayıda Permiyen kireçtaşı olistolitleri gelmeye başlamıştır (Şekil 21B). Bu olay, Karakaya Kompleksi'nde kompressif hareketlerin başlama yaşı ile ilgili en sağlam veriyi verir. Bu Noriyen çökelleri içinde Erken veya Orta Triyas olistolitlerinin bulunmaması, yukarıda da değinildiği gibi, Karakaya Rifti'nin çevresindeki alanın Geç Permiyen ile Geç Triyas arasında bir kara alanı olması ile açıklanabilir. Karakaya Orojeni'nin kuzeybatıdaki daha iç kesimlerinde deformasyon daha erken başlamış olmalıdır. Bu iç kesimde iki deformasyon evresi tanımlanabilir. İlk evrede değişik fasiyes kuşakları tektonik olarak üst üste getirilmiş ve Nilüfer Birimi veya Kazdağ Grubu gibi derin gömülmüş kesimler, rejyonal metamorfizma ge-



Şekil 21: Biga Yarımadası ve çevresinin Orta-Geç Triyas'taki tektonik evrimini gösteren paleotektonik haritalar. Açıklama için Şekil 20'ye bakınız.

Figure 21: Paleotectonic maps depicting the Middle-Late Triassic tectonic evolution of the Biga Peninsula and the surrounding regions. For explanations see Figure 20.

çirmiştir (Şekil 21B). Edremit'in kuzeyinden geçen kesit (Şekil 8) Karakaya Kompleksi birimlerinin ve kristalen temelin dilimlenmesini yansıtmaktadır. Bu evreyi, ilksel yapısal istifi bozan ve önceki bölümde tasvir edilen yapısal stili yaratan Triyas doğrultu-atımlı faylanması takip etmiştir.

Noriyen'deki kıtasal çarpışmayı takip eden doğrultu atımlı faylanmaya muhtemelen bağlı olarak Ezine Zonu kuzeyinde Pontid-içi Okyanusu açılmıştır. Karabiga bölgesindeki Çetmi Ofiyolit Melanjı'nda Noriyen kireçtaşları üzerinde gözlenen önemli uyumsuzluk (Şekil 6) bu riftleşme olayının muhtemel bir sonucudur. Çetmi Ofiyolit Melanjı içinde pelajik Üst Jura, Orta ve Üst Kretase ve Orta Paleosen ki-

reçtaşı bloklarının bulunması Pontid-içi Okyanusu'nun tüm Geç Mesozoyik ve Erken Tersiyer'de var olduğunu gösterir.

Karakaya Orojenezi sonrasında en Geç Triyas ve Erken Liyas'da Biga Yarımadası yükselmiş ve aşınmış ve Liyas'da molas tipi klasikler ile tanımlanan bir transgresyona uğramıştır. Geç Jura ile Orta Kretase arasında Biga Yarımadası, kuzeyde Pontid-içi Okyanusu'na, güneyde ise İzmir-Ankara Okyanusu'na bakan bir kıtasal şelf oluşturur.

Kuzeybatı Anadolu'nun Kimmerid evrimi ile ilgili burada sunulan şema Şengör ve Yılmaz (1981), Şengör ve diğerleri (1984) ve Şengör (1984)'ün önerdiği güneye doğru dalan bir Permiyen Paleo-Tetis'i ve bu dalma-batma zonu'nun güneyinde bir yay-ardı havzası olarak açılan Karakaya Rifti görüşü ile genel olarak uyumlu olmakla beraber bir takım önemli farklılıklar içerir. Biga Yarımadası'ndaki veriler, Paleo-Tetis'in, Istranca Masifi'nin (Şengör ve diğerleri (1984)'nin Kırklareli Napı) kuzeyinden ziyade, Sakarya ile İstanbul zonları arasında konumlanmış olduğunu gösterir. Diğer, daha az bir olasılık ise Paleo-Tetis Kenedi'nin kuzeydoğuda Istranca Masifi ile İstanbul Zonu arasından geçip İstanbul Zonu'nun kuzey hududunu izlemesidir. Şengör ve diğerleri (1984)'ün görüşlerinden bir diğer farklı nokta ise, hiç olmazsa Biga Yarımadası'nda, Karakaya Rifti'nin hiç bir zaman okyanusal kabuk geliştirmemiş olmasıdır.

Alpin Evrim

Çalışılan alanda Ayvacık-Karabiga ve Gelibolu zonları ile tanımlanan ve farklı Mesozoyik okyanus kenetlerini temsil edebilecek olan iki ofiyolitik melanj kuşağı vardır. Fakat bu melanj kuşaklarının iç yapıları, bu melanjları oluşturan kaya tipleri ve yaşları birbirine çok benzer. Bu benzerliğin yanı sıra ufak bir alan içinde iki ve hatta İzmir-Ankara Okyanusu dahil edilirse üç büyük Mesozoyik Okyanusu'nun var olmasını düşünmek güçtür. Bu sebeplerden dolayı her iki melanj kuşağının da malzemesini Pontid-İçi Okyanusu'ndan (Şengör ve Yılmaz, 1981) aldığını düşünmekteyiz. Sakarya-Ezine Zonu'nu Rodop-Istranca Masifi'nden ayıran Pontid-İçi Okyanusu'nun kenedi, Gelibolu Zonu ile temsil edilmektedir; Ayvacık-Karabiga Zonu'nun ofiyolitik melanjları ise Pontid-İçi kenedinden güneye doğru bindirmelerle gelmiş ve daha sonra imbrike bir yapı kazanmıştır.

Pontid-İçi Okyanusu orta Paleosen ile Orta Eosen arasında kuzeybatıya dalma sonucu

kapanmıştır. Buna ait veriler, Çetmi Ofiyolit Melanjı içinde pelajik Orta Paleosen kireçtaşı bloklarının bulunması ve melanjın Orta Eosen neritik karbonatları ile transgresif olarak örtülmesidir. Rodop-Istranca Masifi ile Ezine-Sakarya Zonu arasında Geç Paleosen'de meydana gelen çarpışmada Çetmi Ofiyolit Melanjı tarafından temsil edilen eklenir prizma güneydoğuya doğru itilmiş ve Ezine Zonu ile Sakarya Zonu'nun bir kesimini tektonik olarak örtmüştür. Devam eden sıkışma sonucu, bir zayıflık zonu oluşturan Geç Triyas yaşta Paleo-Tetis Kenedi, bir bindirme olarak tekrar canlanmış ve bu bindirme hattı boyunca Ezine Zonu, Çetmi Ofiyolit Melanjı üzerine itilmiştir. Erken Tersiyer'de Biga Yarımadası'nda meydana gelen kıtasal ölçekli dilimlenmeler ve bunun sonucu kıta kabuğunun kalınlaşması ile bölge, Oligosen'de yükselmiş ve yaygın bir Oligo-Miyosen kalkalkalen magmatizması bölgeyi etkilemiştir. Erken Miyosen'den itibaren Biga Yarımadası, Kuzey Anadolu Fay Zonu'na bağlı doğrultu atımlı faylarla deforme olmaktadır (Siyako ve diğerleri, 1989)

SONUÇLAR

Biga yarımadası'nda yapılan detaylı jeolojik çalışmalar, Karakaya Kompleksi'nin Permo-Triyas yaşta aktif kıta kenarı çökellerini temsil eden değişik tektono-stratigrafik birimlerden oluştuğunu göstermiştir. Bu birimler arasında eklenir kompleks (Orhanlar Grovaku), magmatik yay-ıç ve yay-önü (Nilüfer Birimi ve Kazdağ Grubu'nun üst kesimleri) ve yay-ardı rift (Çal Birimi) çökelleri ve kalın bulüst Triyas klastik yelpazesi (Hodul Birimi) bulunmaktadır. Dolayısı ile daha önceki çalışmacıların çoğunun yaptığı gibi (örneğin Bingöl ve diğerleri, 1975; Akyürek ve Soysal, 1983; Gözler ve diğerleri, 1984; Kaya ve diğerleri, 1986) Karakaya Kompleksi'nin tek bir stratigrafik birimden oluştuğunu düşünmek veya onu formasyon veya grup mertebesinde yorumlamak doğru değildir. Daha önce Karakaya Kompleksi'ne dahil olduğu farz edilen Biga Yarımadası'ndaki ofiyolitik melanjların (Bingöl ve diğerleri, 1975; Tekeli, 1981; Gözler ve diğerleri, 1984; Gözler, 1986) bu çalışmada Geç Kretase/Paleosen yaşında olduğu gösterilmiştir. Alpin ve Kimmerid orojenik kaya birimlerinin bu iç içeliği geçmişte Karakaya Kompleksi'nin niteliği hakkında yanlış kanaatlara yol açmıştır.

Çalışmalarımız Karakaya Kompleksi'nin yani Sakarya Zonu'nun Biga Yarımadası'nda sonlandığını göstermiştir. Bu olay Yunanistan'da Karakaya Kompleksi veya Liyas trans-

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

gresyonu gibi, Sakarya Zonu'nu tanımlayan birimlerin bugüne kadar tasvir edilmemesini açıklar. Sakarya Zonu'nun bu batı sınırı, bir ofiyolit üzerlemesi ile karakterize olan Permo-Triyas yaşta bir pasif kıta kenarının, Karakaya Kompleksi birimleri ile tanımlanan aktif bir kıta kenarı ile çarpışması sonucu oluşan Paleo-Tetis Kenedine karşılık gelmektedir.

Kretase-Paleosen ofiyolitli melanjlarının yerleşmesine bağlı olarak gelişen Alpin bindirmeler, ilk defa bu çalışmada Biga Yarımadası'ndan tanımlanmıştır. Pontid-içi Okyanusu'nun kapanması ile oluşan bu Erken Tersiyer Alpin bindirmeler, Biga Yarımadası'nda kıta kabuğunun kalınlaşması ve dolayısı ile Geç Tersiyer kısmi ergimesi ve yaygın Geç Oligosen-Erken Miyosen kalkalkalen magmatizmasına yol açmıştır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmayı 4 yıl boyunca yakından takip eden, arazi çalışmalarına zaman ayırarak her yıl katılan, eleştirileriyle bizi yönlendiren Sayın Ozan SUNGURLU'yu minnetle anıyoruz.

Çalışmayı destekleyen ve yayınlanmasına izin veren TPAO'ya ve bilhassa Dursun AÇIKBAŞ ve Süleyman TURGUT'a, yaptıkları paleontolojik tayinler için M. KÖYLÜOĞLU (TPAO), M. ERENLER (TPAO), İ. SEZGİN (TPAO), M. BAYKAL (TPAO), D. ALTINER (ODTÜ), L. KRYSYTN (Viyana Üniveristesi), İ. TANSEL (İÜ), F. ARMAĞAN (MTA) ve E.SİREL (MTA)'e teşekkür ederiz. A.M.C. ŞENGÖR, L.KRYSYTN ve N. GÖRÜR ile yapılan tartışmalar Karakaya Kompleksi ile ilgili birçok problemin daha net hale gelmesini sağlamıştır.

Makalenin geliş tarihi: 26.10.1990

Manuscript received: 26.10.1990

Yayın Kurulunun onayı: 13.12.1990

Revised manuscript received: 13.12.1990

DEĞİNİLEN BELGELER

Akyürek, B., Bilginer, B., Aktaş, B., Hepşen, N., Pehlivan, Ş., Sunu O., Soysal, Y., Dağar, Z., Çatal, E., Sözeri, B., Yıldırım, H. ve Hakyemez, Y. 1984, Ankara-Elmadağ-Kalecik dolayının temel jeolojik özellikleri, Jeoloji Mühendisliği, 20,31-46

Akyürek, B. ve Soysal, Y., 1983, Biga Yarımadası güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç-Bergama-Ayvalık) temel jeolojik özellikleri, MTA Enst. Dergisi, 95/96, 1-13.

Alp, D., 1972, Amasya yöresinin jeolojisi, İst. Üniv. Fen Fak. Monograf., 22.

Altınler, D. ve Koçyiğit, A., 1987, Micro paleontological study of a megablock within the Karakaya Nappe (Hasanoğlan region, Ankara) : Paleogeographic and tectonic implications, Melih Tokay Simpozyumu 1987, Bildiri Özetleri, 138-139.

Altınler, D., Koçyiğit, A., Farinacci, U., Nicosia, U. ve Conti, M.A., 1989, Kuzeybatı Anadolu'nun Kuzey Anadolu Fay Zonu güneyindeki Rosso Ammonitiko'lu Jura-Alt Kretase stratigrafisi, bölgenin paleocoğrafik ve tektonik evrimi, TÜBİTAK raporu, 1-270.

Altınlı, İ.E., 1975, Orta Sakarya Jeolojisi, Cumhuriyet'in 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, 159-191.

Altınlı, İ.E., 1976, Geology of the northern portion of the Middle Sakarya River, İst. Üniv. Fen Fak. Mecm., Seri B, 41, 35-56.

Altınlı, İ.E., 1977, Geology of the eastern territory of Nallıhan (Ankara province), İst. Üniv. Fen Fak. Mecm., Seri B, 42, 29-44.

Altınlı, İ.E., Gürpınar, O. ve Erşen S., 1970, Erenköy-Dedesakarı (Bilecik ili) alanının jeolojisi, İst. Üniv. Fen Fak. Mecm., Seri B., 35, 77-83.

Altınlı, İ.E. ve Saner, S., 1971, Bilecik yakın dolayının jeoloji incelemesi, İst. Üniv. Fen Fak. Mecm., Seri B., 36, 9-21.

Altınlı, İ.E. ve Yetiş, C., 1972, Bayırköy-Osmaneli alanının jeoloji incelemesi, İst. Üniv. Fen Fak. Mecm., Seri B, 37, 1-18.

Armstrong, R.L., 1982, Cordilleran metamorphic core complexes from Arizona to Southern Canada, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 10, 129-154.

Aslaner, M., 1965, Etude geologique et petrographique de la region d' Edremit-Havran (Turquie), MTA Enstitüsü Yayını, 119.

Ataman, G., 1975, Plutonisme calc-alkalin d'age Alpin en Anatolie du nordouest, C.R. Acad. Sc. Paris, D 280, 2065-2068.

- Ayan, M., 1979, Geochronological and petrological studies of the Eybek granodiorite pluton (Edremit), Comm. Fac. Scien. Üniv. Ankara, 22, 19-31.
- Ayaroğlu, H., 1979, Bozüyük metamorfiteilerinin petrokimyasal özellikleri, TJK Bült., 22, 101-107.
- Aygen, T., 1956, Balya bölgesi jeolojisinin incelenmesi, MTA enstitüsü Yayını, D 11, 1-95.
- Batman, B., 1978, Haymana kuzeyinin jeolojik evrimi ve yöredeki melanjin incelenmesi, I : stratigrafi birimleri, Yerbilimleri, 4, 95-124.
- Bilgin, T., 1969, Biga Yarımadası'nın güneybatı kısmının jeomorfolojisi, İst. Üniv. Coğ. Enst. Yayın No 55 (1433), 1-273.
- Bilgütay, U., 1960, Geology of the Hasanoglan-Ankara region, MTA Enstitüsü Bülteni, 54, 44-51.
- Bingöl, E., 1968, Contribution a l'etude geologique de la partie centrale et SE du massif de Kazdağ (Turquie), Doktora Tezi, Nancy Üniversitesi, Fransa.
- Bingöl, E., 1971, Fiziksel yaş tayini metodlarını sınıflama denemesi ve Rb-Sr ve K-Ar metodlarının Kazdağ'da bir uygulaması, Türkiye jeol. Kur. Bült., 14, 1-16.
- Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmazer, B., 1975, Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve Karakaya Formasyonu'nun bazı özellikleri, Cumhuriyet'in 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, M.T.A. Enstitüsü, Ankara, 70-77.
- Bingöl, E., Delaoye, M. ve Ataman, G., 1982, Granitic Intrusions in western Anatolia : a contribution to the geodynamic study of this area, Eclogae Geol. Helv., 75, 437-446.
- Bittner, A., 1891, Triaspetrefakten von Balia in Kleinsien, Jhrb. K.K. geol. Reichanstalt XII.
- Blanc, M.P., 1965, Serie stratigraphique de Çal Köy (Anatolie Occidentale, Turquie): presence de spilites dans le Permien, C.R. Soc. Geol. France, 3, 100-102.
- Blanc, M.P., 1969, Etude petrographique de la granidiorite de Yenice, Peninsula de Çanakkale, Doktora Tezi, Paris Üniversitesi, Fransa.
- Blumental, M., 1950, Orta ve Aşağı Yeşilirmak bölgelerinin jeolojisi hakkında, MTA Enstitüsü Yayını, Seri D, 4.
- Blumental, M., 1952, Das Taurische Hochgebirge des Aladağ, neuere Forschungen zu seiner Geographie, Stratigraphie und Tektonik, MTA Enstitüsü yayını, Seri D, 6, 1-136.
- Bradley, D.C. ve Kusky, T.M., 1986, Geological evidence for rate of plate convergence during the Taconic arc-continent collision, J. Geology, 94, 667-681.
- Brinkmann, R., 1966, Geotektonische Gliederung von Westanatolian, N. Jb. Geol. Paleon, Monatshefte, 603-618.
- Brinkmann, R., 1971a, The geology of western Anatolia; The Geology and History of Turkey, ed. Campbell, 171-190.
- Brinkmann, R., 1971b, Jungpalaozoikum und alteres Mesozoikum in NW-Anatolien, MTA Enstitüsü Bülteni, 76, 56-67.
- Brinkmann, R., Gümüş, A., Plumhoff, F. ve Salah, A.A., 1977, Höhere Oberkreide in nordwest Anatolien und Thrakien, N.Jb. Geol. Paleon. Abh., 154, 1-120.
- Brinkman, R., Feist, R., Marr, W.U. Nickel, E., Schlimn, W. ve Walter, H.R., 1970, Geologie der Soma Dağları, MTA Enstitüsü Bülteni, 74, 7-21.
- Carey, S. ve Sigurdsson, H., 1984, A model of volcanogenic sedimentation in marginal basins, Geol. Soc. London, Spec. Publ., 16, 37-58.
- Çoğulu, E. ve Krummenacher, D., 1967, Problemes geochronometriques dans la partie NW de L'Anatolia Centrale (Turquie), Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 47, 825-833.
- Davis, G.H., Shear-zone model for the origin of metamorphic core complexes, Geology, 11, 342-347.
- Dürr, S., 1975, Über alter und geotektonische stellung des Menderes Krisallins SW-Anatolien und seine Aequivalente in der mittleren Aegaeis, Tez, Marburg, Batı Almanya.
- Ercan, T., 1979, Batı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Senozoyik volkanizması, Jeoloji Mühendisliği, 10, 117-137.
- Erk, A.S., 1942, Etude geologique de la regi-

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

- on entre Gemlik et Bursa (Turquie), MTA Enstitüsü Yayını, Seri B,9, 1-293.
- Erk, A.S., 1977, Ankara civarında Genç Paleozoyik'in Kulm fliş formasyonu, MTA Enstitüsü Bülteni, 88, 73-94.
- Erol, O., 1956, A Study of the geology and geomorphology of the region SE of Ankara in Elmadağ and its surroundings, MTA Enstitüsü Yayın, seri D, 9, 1-99.
- Eroskay, O., 1965, Gology of the Pasalar gorge Gölpazarı area, İst. Üniv. Fen Fak. Mecm., Seri B, 30, 133-170.
- Fytikas, M., Giuliani, O., Innocenti, F., Marinelli, G. ve Mazzuoli, R., 1976, Geochronological data on recent magmatism of the Aegean Sea, Tectonophysics, 31, 29-34.
- Gautier, Y., 1984, Deformations et metamorphismes associes a la fermetoru Tethysienne en Anatolie centrale (region de Sivrihisar, Turquie), Tez, University Paris-Sud, Centre d'Orsay, 1-235.
- Genç, Ş., 1986, Geology of the region between Uludağ and the Iznik Lake, Guide Book for the field excursion along western Anotolia, Turkey, MTA Enstitüsü, 19-25.
- Glennie, K.W., Boeuf, M.G.A., Clarke, M.W.H., Moody - Stuart, M., Plaar, W.F.H. ve Reinhardt, B.M., 1974, Geology of the Oman Mauntains, Verh. K. Geol. Mijnbou. Genoot, 31, 1-423.
- Gözler, M. Z., 1986, Kazdağ batısı Mihli Dere Vadisinin jeolojik petrografik incelemesi, Türkiye Jeol. Kur. Bült., 29, 133-142.
- Gözler, M.Z., Ergül, E., Akçaören, F., Genç, Ş., Akat, U. ve Acar, Ş., 1984, Çanakka-le Boğazı doğusu-Marmara Denizi güneyi-Bandırma-Balıkesir-Edremit ve Ege Denizi arasındaki alanın jeolojisi ve kompliasyonu, MTA Rap.
- Granit, Y. ve Tinhant, H., 1960, Observation preliminaires sur le Jurassique de la region de Bilecik (Turquie), C.R. Acar. Scien. Paris, 251, 1801-1803.
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A. ve Dumont, J.F., 1979, Geologie des Taurides Occidental (Turquie), Mem. Soc. Geol., France, No 137, 1-112.
- Gümüş, A., 1964, Contribution a l'etude geologique de secteur serpentional de Ka-labak Köy-Eymür Köy region D'Edremit, Turquie, MTA Enstitüsü Yayını, 117, 1-109.
- Gürpınar, O., 1976, Geological investigation of the Bilecik-İnegöl-Yenişehir territories together with a study of engineering properties of the Bilecik Limestone, İst. Üniv. Fen Fak. Mecm., Seri B, 40, 83-113.
- Hallam, A., 1976, Geology and plate tectonic Interpretation of the Mesozoic radiolarite-ophiolite complex in the Neyriz region, southern Iran, Geol. Soc. Am. Bull., 87, 47-52.
- Hecht, J., 1972, Zur Geologie von Südost-Lesbos (Griechenland), Zeit. Deutsch. Geol. Ges., 123, 423-432.
- Ingersoll, R.V., 1988, Tectonics of sedimentary basins, Geol. Soc. Am. Bull., 100, 1704-1719.
- Jakobshagen, V., 1972, Die Trias der middle-ren Ost-Ageeis und ihre palaeogeographische Beziehungen innerhalb der Helleniden, Zeit. Deutsch. Geol. Ges. 123, 445-454.
- Jakobshagen, V., 1986, Geologie von Griechenland, Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 1-363.
- Kaaden, G., 1959, Age relations of magmatic activity and metamorphic processes in the northwestern part of Anatolia, Turkey, MTA Enstitüsü Bülteni, 52, 15-33.
- Kalafatçıoğlu, A., 1963, Geology around Ezine and Bozcaada and the age of the limestones and serpentines MTA Enstitüsü Bülteni, 60, 61-70.
- Kaya, O., Özkoçak, O. ve Lisenbee, A., 1989, stratigraphy of the pre-Jurassic blocky sedimentary rocks to the south of Bursa, NW Turkey, MTA Enstitüsü Bülteni, 109, 15-24.
- Kaya, O., Wiedmann, J. ve Kozur, H., 1986, Preliminary report on the stratigraphy, age and structure of the so-called Late Paleozoic and/or Triassic Melange or Suture Zone Complex of northwestern and western Turkey, Yerbilimleri, 13, 1-16.
- Koçyiğit, A., 1989, Hasanoğlan (Ankara) yöresinin tektonstratigrafisi: Karakaya orojenik kuşağının evrimi, Yerbilimleri, 14, 269-294.

- Kopp, K., Pavoni, N. ve Schindler, C., 1969, *Geologie Thrakiens V : Das Ergene-Becken*, Beihefte Geologischen Jahrbuch, 76, 1-136.
- Krushensky, R.D., 1976, Neogene calc-alkaline extrusive and intrusive rocks of the Karalar-Yeşiller area, north-west Anatolia, *Bull. Volcan.*, 40, 336-360.
- Krushensky, R., Akçay, Y. ve Karaege, E., 1980, *Geology of the Karalar-Yeşiller area, northwest Anatolia, Turkey*, *Bull. U.S.A. Geol. Survey*, 1461, 1-72.
- Lippard, S.J., Shelton, A.W. ve Gass, I.G., 1986, *The ophiolite of northern Oman*, *Geol. Soc. London, Memoir No 11*, 1-178.
- Lisenbee, A., 1971, *The Orhaneli ultramafic gabbro thrust sheet and its surroundings*, *Geology and History of Turkey*, ed. A.S. Campbell, 349-368.
- Moore, G.F. ve Karig, D.E., 1976, *Development of sedimentary basins on the lower trench slope*, *Gology*, 4, 693-697.
- Mountrakis, D., 1984, *Structural evolution of the Pelogonian Zone in northwestern Macedonia, Greece*, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 17, 581-590.
- Neumayer, M., 1887, *Über Trias und Kohlenkalkversteinerungen aus dem westlichen Keinasien*, *Anz. Kais. akad. Wiss. Wien*, 241-243.
- Okan, Y., 1982, *Elmadağ Formasyonu'nun (Ankara) yaşı ve alt bölümleri*, *TJT Bülteni*, 25, 95-104.
- Okay, A.I., 1984a, *The geology of the Ağvanis metamorphic rocks and neighbouring formations*, *MTA Enstitüsü Bült.*, 99/100, 16-36.
- Okay A. İ., 1984b, *Distribution and characteristics of the northwest Turkish blueschists*, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 17, 455-466.
- Okay A. İ., 1986, *High-pressure/low temperature metamorphic rocks of Turkey*, *Geol. Soc. Am. Memoir*, No 164, 333-348.
- Okay A. İ., 1987a, *Biga Yarımadası'nın batı kesiminin jeolojisi ve tektoniği*, *TPAO Arama Grubu Rap. No 2374*.
- Okay A. İ., 1987b, *Ophiolite obduction on a Permian carbonate platform in northwest Turkey*, *Fourth Meeting of the European Union of Geosciences (EUG IV), Terra Cognita*, 7, 100.
- Okay A. İ., 1988, *Çan-Yenice-Biga arasının jeolojisi ve tektoniği*, *TPAO Arama Grubu Rap. No 2544*.
- Okay A. İ., 1989a, *Edremit-Balya-Manyas arasının jeolojisi ve tektoniği*, *TPAO Arama Grubu Rap. No 2657*.
- Okay A. İ., 1989b, *Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey*, *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*, ed. A.M.C. Şengör, 109-115.
- Okay A. İ., 1990, *Bandırma-Bursa arasının jeolojisi ve tektoniği*, *TPAO Arama Grubu Rap. No 2703*.
- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, A., Oral, A., Özer, S., Sümengen, M. ve Tekeli, O., 1980, *Kuzey Anadolu Fayı-Kırşehir Masifi arasının temel jeolojisi*, *MTA Enstitüsü raporu*, 6722.
- Özkoçak, O., 1969, *Etude geologique du massif ultrabasic d'Orhaneli et de sa proche bordure*, *Tez, Paris Üniversitesi*, 1-181.
- Papanikolau, D.J. ve Demirtaşlı, E., 1987, *Geological correlations between the Alpine segments of the Hellenides-Balkannides and Taurides-Pondides*, *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts*, ed. H.W. Flügel, F.P. Sassi ve P. Grecula, *Alfa Publishers Bratislava*, 387-396.
- Papanikolau, D.J. ve Sideris, C., 1983, *Contribution to the Paleozoic of the Aegean area*, *IGCP Project No 5, Newsletter No 5*, 138-145.
- Radelli, L., 1970, *La nappe de Balya-La zone des polis eggens et l'extension du Vardar en Turquie occidentale*, *Geologie Alpine*, 46, 169-175.
- Saner, S., 1978, *Geology and the environment of deposition of Geyve-Osmaneli-Gölpazarı-Taraklı area*, *İst. Üniv. Fen Fak. Mecm.*, Seri B, 43, 63-91.
- Saner, S., 1978, *The depositional associations of Upper Cretaceous-Paleocene-Eocene times in central Sakarya and petroleum exploration possibilities*, *Türkiye 4. Petrol Kong. Tebliğleri*, 95-115.
- Saner, S., 1980, *Mudurnu-Göynük havzasının Jura ve sonrası çökelim nitelikleriyle paleocoğrafya yorumlaması*, *TJK Bült.*, 23, 39-52.

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

- Schultze-Westrum, H.H., 1962, Das geologische profil des Aksudere bei Giresun (nordost Anatolien), Bayerische Akad. Wissen. Abh. Neu Folge, 109, 25-58.
- Schuiling, R.D., 1959, Über eine präherzynische faltungsphase im Kazdağ kristallin, MTA Enstitüsü Bülteni, 53, 89-93.
- Servais, M., 1982, Collision et suture tethysienne en Anatolie Centrale etuode structurale et metamorphique (HP-BT) de la zone Nord Kütahya, Doktora Tezi, Paris Üniversitesi.
- Siyako, M., Bürkan, K.A. ve Okay, A.İ., 1989, Biga ve Gelibolu Yarımadaı'nın Tersiyer Jeolojisi ve hidrokarbon olanaıları, Türk. Petr. Jeolog. Dern. Bült., 1/3, 183-200
- Stocklin, J., 1974, Possible ancient continental margins in İnan, The Geology of the Continental Margins, ed. C.A. Burke ve C.L. Drake, 873-887.
- Şengör, A.M.C., 1984, The Cimmericide orogenic system and the tectonics of Eurasia, Geol. Soc. America, Special Paper, 195, 1-77.
- Şengör, A.M.C., ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey : A plate tectonic approach, Tectonophysics, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Sungurlu, O., 1984, Tectonics of the Mediterranean Cimmericides : nature and evolution of the western termination of Paleo-Tethys, Geol. Soc. London, Spec. Publ., 17, 77-112.
- Şentürk, K. ve Okay, A.İ., 1984, Blueschists discovered east of Saros Bay in Thrace, MTA Enstitüsü Bülteni, 97/98, 152-155.
- Tekeli, O., 1981, Subduction complex of pre-Jurassic age, Northern Anatolia, Turkey, Geology, 9, 68-72.
- Tekeli, O., Aksay, A., Urgan, B.M. ve Işık, A., 1984 Geology of the Aladağ Mauntains, in Geology of the Taurus Belt, MTA yayını, 143-158.
- Thornburg, T.M. ve Kulm, L.M., 1987, Sedimentation in the Chile Trench : Depositional morphologies, lithofacies and stratigraphy, Geol. Soc. Am. Bull., 98, 33-52.
- Tollmann, A., 1973, Grundprincipien der Alpinen Decken-Tektonik, Franz Deuticke, Wien, 1-404.
- Von Bukowsky, G., 1892, Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Balia maden, Sitzber Kaiserl. Akad. Wiss. Wien, mathnaturw. Kl., 101, 214-235.
- Yarwood, G.A. ve Aftalion, M., 1976, Field relations and U-Pb geochronology of a granite from Pelagonian Zone of the Hellenides (High Pierria, Greece), Bull. Soc. Geol. France, 18, 259-265.
- Yılmaz, Y., 1972, Petrology and structure of the Gümüşhane granite and the surrounding rock, northeast Anatolia, Doktora tezi, University College London.
- Yılmaz, Y., 1977, Bilecik-Söğüt dolayındaki eski temel karmaşığının petrojenetik evrimi, Tez, İst. Üniv. Fen Fakültesi.
- Yılmaz, Y., 1981, Sakarya Kıtası güney kenarının tektonik evrimi, İstanbul, Yerbilimleri, 1, 33-52
- Yüzer, E., 1971, Marmara Adası mermerlerinin mühendislik jeolojisi ve anizotropik özelliklerinin araştırılması, Tez, İstanbul Teknik Üniversitesi, 1-128.
- Zankl, H., 1961, Magmatismus und Bauplan des ost poutischen Gebirges İm Querprofil des Harşit Tales, Ne Anatolien, Geol. Ruudschau, 51, 218-235.
- Zimmermann, J.L., Saupe, F., Öngen, S. ve Anıl, M., 1989, Oligocene-Miocene K-Ar ages of the quartz-monzonite stocks from Nevruz-Çakıroba (Yenice, Çanak-kale, Northwest Turkey), Fifth Meeting of the European Union of Geosciences (EUG V), Terra Cognito, 354-355.

