

Biga ve Gelibolu Yarımادalarının Tersiyer Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları

Tertiary Geology and Hydrocarbon Potential of the Biga and Gelibolu Peninsulas

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

ÖZ

Biga ve Gelibolu yarımadalarında Tersiyer kayaları, aralarında önemli yükselme ve aşınma süreleri olan dört zaman aralığında çökelmiştir: Maestrichtyen - Erken Eosen, Orta Eosen - Oligosen, Miyosen ve Pliyo - Kuvatner.

Maestrichtyen - Erken Eosen dönemine ait çökeller çok kısıtlı bölgelerde mostra verir. Gelibolu Yarımadası'nda Maestrichtyen - Paleosen yaşta ofiyolitli bir melanjin üstünde muhtemelen Erken Eosen yaşta, 2500 metre kalınlıkta regressif kırıntılı bir istif bulunur. Biga Yarımadası'nda Orta Eosen yaşta kireçtaşları altında yer yer gözlenen andezitler ve kırıntılı sedimanter kayalar Erken Eosen'de gelişmiş olabilir.

Orta Eosen - Oligosen dönemine ait çökeller istif kalınlığı ve yaygınlığı bakımından en önemli Tersiyer çökellerini temsil eder. Trakya Havzası'nın gelişimi de bu döneme rastlar. Gelibolu ve Biga yarımadalarında bu döneme ait çökeller neritik bir ince kireçtaş seviyesi ile başlar ve üste doğru Üst Eosen yaşta kalın bir türbidit istifine geçer. Oligosen'de Gelibolu Yarımadası'nda regressif bir gelişme izlenir ve bu kalın klastik istif Üst Oligosen yaşta karasal çökellerle son bulur. Biga Yarımadası'nda ise, Geç Oligosen'de meydana gelen yükselmeye bağlı olarak, Oligosen çökelleri bütünüyle aşınmıştır.

Erken ve Orta Miyosen'de Biga Yarımadası'nda yaygın bir kalkalkalen magmatizma görülür; buna bağlı olarak geniş alanlar ande-

zit, dasit, riyolit ve asitik tüflerle kaplanmış ve bir çok granodiyorit bileşimli pluton bölgeye yerleşmiştir. Granodiyorit plutonlarında yapılmış izotopik yaş tayin neticeleri Oligosen- Miyosen sınırı çevresinde (25 My) toplanır. Erken- Orta Miyosen'de kalkalkalen volkanizma ile eşzamanlı olarak, faylarla sınırlanmış ufak göl havzalarında, şeyl, silttaş, tuf ve linyit çökelmiştir. Geç Miyosen'de volkanizma durulmuş ve Çanakkale Boğazı çevresinde sig denizel kumtaşları çökelmiştir.

Pliyo-Kuvatner'inde Gelibolu ve Biga yarımadalarında fluviyal çökeller ve gölsel karbonatlar depolanmıştır.

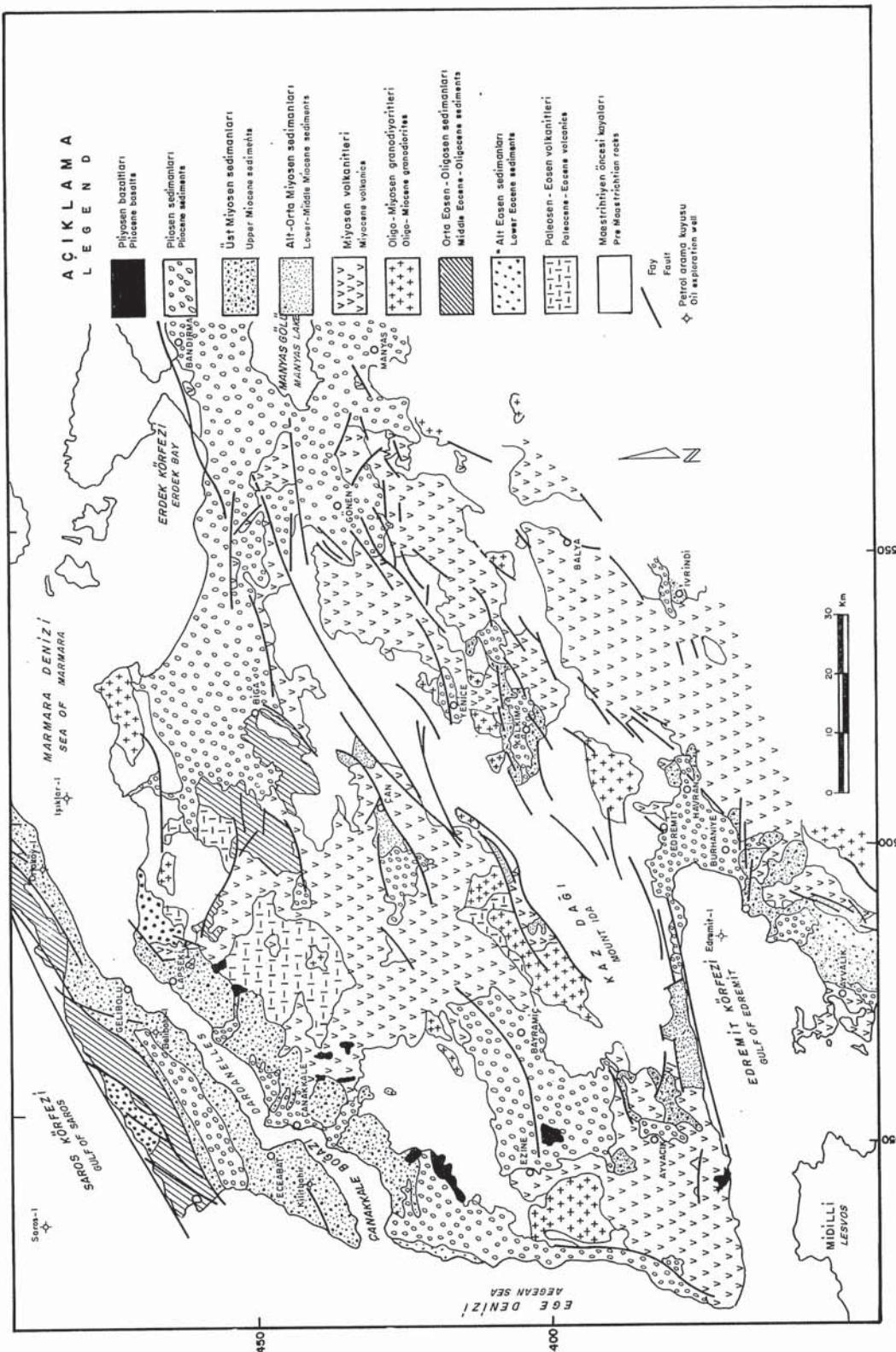
Gelibolu Yarımadası, Istranca- Rodop Masisi'ni Sakarya Zonu'ndan ayıran Paleosen/ Erken Eosen yaşta Pontid-İçi Kenedi üzerinde yer almaktadır. Bu iki blok arasında çarışma muhtemelen Erken Eosen'de meydana gelmiş ve buna bağlı olarak bölge yükselmiş ve kısmen aşınmıştır. Erken Miyosen'de Kuzey Anadolu Fayı'nın faaliyete başlaması ile Biga Yarımadası'nda NE-SW eğimli sağ yanal atılımlı faylar oluşmuştur. Bu tektonik rejim bugün de devam etmektedir.

ABSTRACT

The Tertiary rocks of the Biga and Gelibolu peninsulas can be grouped into four sequences separated by major erosional unconformities: Maastrichtian - Early Eocene, Middle Eocene - Oligocene, Miocene and Pliocene - Quaternary. Rocks of the Maastrichtian - Early Eocene period occur in very limited areas. In the Gelibolu Peninsula a 2500 meters-thick regressif clastic sequence of probable Early Eocene age overlies a Pa-

* TPAO Arama Grubu, Kızılay, Ankara

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



Şekil - 1 : Biga ve Gelibolu yarımadasının sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Gelibolu Yarımadası, Öncem, 1974'ten)

Figure - 1 : Simplified geological map of the Biga and Gelibolu peninsulas (Gelibolu Peninsula, from Öncem, 1974)

leocene ophiolitic melange. In the Biga Peninsula andesites and clastic sediments occurring below the Middle Eocene carbonates may have been deposited in the Early Eocene.

Sediments of the Middle Eocene - Oligocene age form the most important Tertiary sequence in the area in terms of the thickness and distribution of the rocks. Sediments of this period start on the Gelibolu and Biga peninsulas by a thin neritic limestone which passes up to a thick Upper Eocene turbidite sequence. On the Gelibolu Peninsula rocks of Oligocene age show a regressive development, and the sequence ends with the Upper Oligocene terrigenous clastics. In the Biga Peninsula all Oligocene sediments are eroded during the regional uplift at the end of Oligocene.

Widespread calc - alkaline magmatism occurs in Early - Middle Miocene in the Biga Peninsula. Wide areas are covered by andesites, dacites, rhyolites and acidic tuffs, and several large granodiorite plutons were emplaced during this period. Isotopic ages of these plutons plot around the Oligocene - Miocene boundary (25 My). Contemporaneous with the Lower - Middle Miocene volcanism shale, siltstone, tuff and lignite were deposited in small, isolated, fault - bounded lacustrine basins. In the Late Miocene the calc - alkaline volcanism largely ceased and shallow water marine sandstones were deposited in the Dardanelles region. During the Pliocene and Quaternary fluvial sediments and lacustrine carbonates were deposited on the Biga and Gelibolu peninsulas.

Gelibolu Peninsula is located on the Paleocene/Early Eocene suture separating Istranca - Rhodope Massif from the Sakarya Zone. Collision between these continental blocks occurred probably during the Early Eocene and subsequently the whole region was uplifted and eroded. With the inception of the North Anatolian Fault in the Early Miocene large number of NE - SW trending dextral faults have formed in the Biga Peninsula. This tectonic regime is continuing today.

GİRİŞ

Bu çalışma önemli ölçüde hidrokarbon potansiyeli içeren Trakya Tersiyer havzasının güney sınırlarının saptanması, Biga Yarımadası'ndaki Tersiyer stratigrafisinin

birlenmesi ve bu istifin Trakya Tersiyer istifi ile denetirilmesi amacı ile 1986 yılında başlatılmıştır. Jeolojik harita almında, Gelibolu Yarımadası'nda Önen (1974)'in, Biga Yarımadası'nda Bingöl ve diğerleri (1975) ile Gözler ve diğerleri (1984)'in çalışmaları baz olarak alınmıştır.

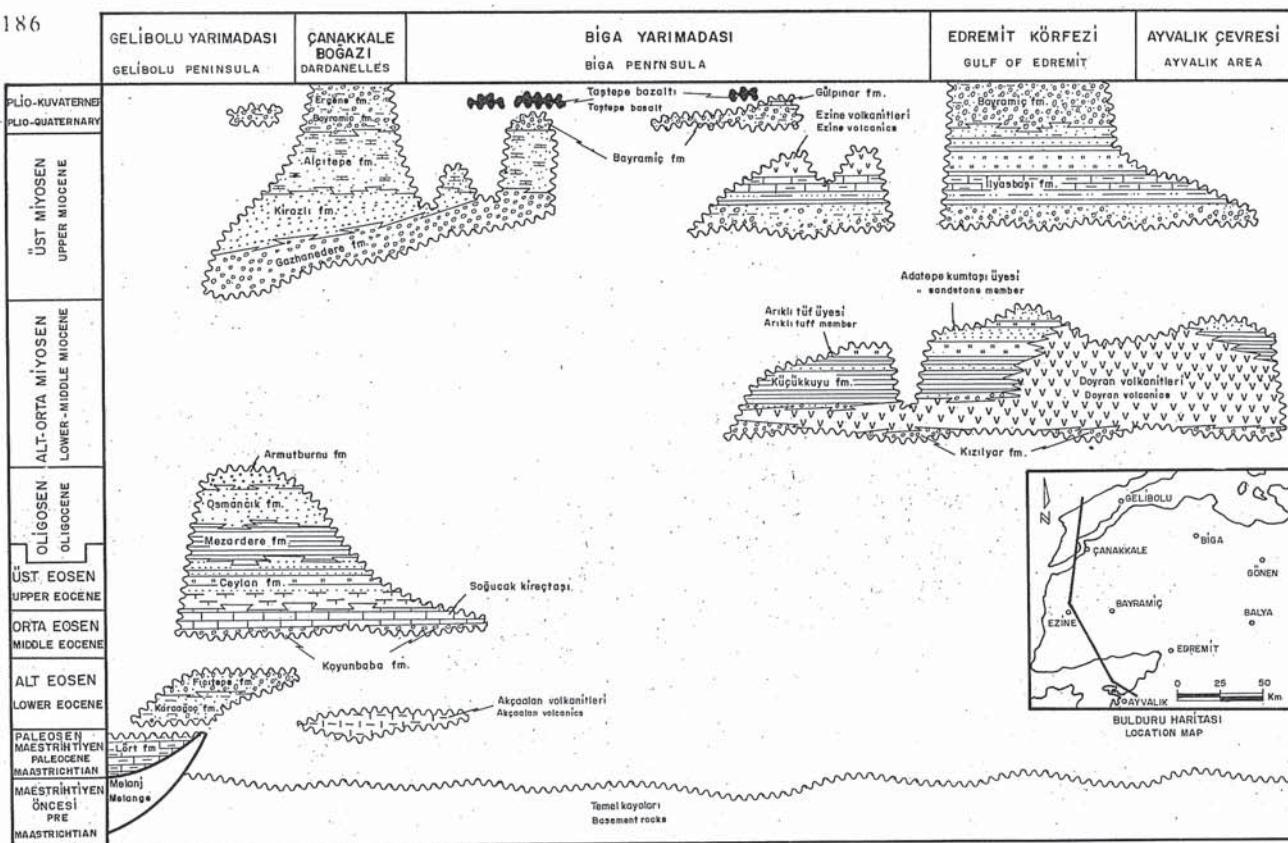
Biga ve Gelibolu yarımadalarında Tersiyer birimlerinin temelini, yüksek dereceli metamorfitler, Triyas yaşı Karakaya birimleri, bunların üzerine transgressif olarak gelen Jura - Kretase sedimanter istifi ve Üst Kretase - Paleosen yaşta ofiyolitli melanj oluşturmaktadır. Bu farklı birimler üzerinde yer alan Tersiyer istifinin stratigrafisi, aralarında önemli yükselme ve aşınma süreleri olan dört zaman aralığında tanımlanacaktır: Maestrihtiyen - Erken Eosen, Orta Eosen - Oligosen, Miyosen, Pliyosen - Kuvaternler.

STRATİGRAFİ

Maestrihtiyen - Erken Eosen

Gelibolu Yarımadası'nda bu döneme ait birimler Saros Körfezi sahillerinde (Önen, 1974; Kasar ve diğerleri, 1983; Saner, 1985, Önal; 1986; Sümengen ve diğerleri, 1987) ve kısmen Biga Yarımadası'nda Lapseki doğusundaki sınırlı bir alanda görülür (Şekil-1,3).

Gelibolu Yarımadası'ndaki kalın Eosen klastik istifinin temelinde Lört Formasyonu (Sfondrini, 1961) olarak adlandırılan Maestrihtiyen - Paleosen yaşı, kalınlığı 300 metreyle ulaşan seyrek turbiditik kumtaşı arakatkılı, pelajik foraminiferli, mikritik kireçtaşları bulunur (Şekil- 2, 3, Önal, 1986). Çok ufak bir alanda yüzeyleyen Lört Formasyonu'nun üzerinde, Lört Burnu'nda 6 metre kalınlıkta Alt Eosen yaşı neritik bir kireçtaşı seviyesi, Foça Burnu'nda ise 10-15 metre kalınlıkta, malzemesini Lört Formasyonu ve ofiyolitli melanjan'dan almış, çakıltaşçı - bloktaşçı seviyesi görülmektedir (Şekil-4; Önal, 1986). Daha üstte ise kalınlığı 2500 metreye varan kırıntılı bir istif bulunmaktadır. Bu kalın istif iki formasyona ayrılmıştır; alta yer alan Karaağaç Formasyonu (Sfondrini, 1961) turbiditik kumtaşı- şeyl ile başlar ve üstte doğru deltayık kırıntıllara geçer. Karaağaç Formasyonu'nun üst kesimlerinde yer alan prodelta şeylleri Koyunlimanı Üyesi (Sümengen ve diğerleri (1987)'nin Koyunlimanı Formasyonu), delta önü kumtaşları ise Karaburun Üyesi (Saner, 1985) olarak adlanmıştır (Şekil-4). Üstte yer alan Fıçıtepe Formasyonu (Sfondrini, 1961), Karaağaç Formasyonu'nun üst seviyelerinde başlayan delta sisteminin bir devamı niteliğinde olup, kalınlığı 1000 metreye kadar çıkan, delta düzlüğü ve fluviyal çökelleri temsil eden, ince kömür arakatkılı çakıltaşçı, kumtaşı ve şeylden oluşmuştur. Fıçıtepe Formasyonu'nun üzerinde diskordanslı olarak Üst Lütésyen yaşta Soğucak Kireçtaşı (Holmes, 1966) yer alır (Şekil-3,4; Önal, 1986; Toker ve Erkan, 1985). Stratigrafik



Şekil - 2 : Biga Yarimadası ve çevresi kaya - stratigrafi birimleri korelasyon tablosu.
Figure - 2 : Correlation chart of litho - stratigraphic units of the Biga Peninsula and surroundings.

konumlarına göre Karaağaç ve Fıçıtepe formasyonlarının yaşı İpresyen - Alt Lütesyen olmalıdır. Toker ve Erkan (1985) ise nannoplanktonlara dayanarak Karaağaç Formasyonu'nun yaşıının Alt Lütesyen olduğunu belirtir.

Gelibolu Yarimadası'nın kuzeyinde yüzeyleyen Lört Formasyonu'nun konumu soruludur. Arazi ve kuyu ve rileri, Gelibolu Yarimadası ve Güney Trakya'nın Ganos Fayı güneyinde kalan kesiminin temelini Üst Kretase - Paleosen yaşta bir ofiyolitli melanjin oluşturduğu göstermektedir. Şarköy batosunda yüzeyleyen ofiyolitli melanjin içinde serpentinit, diyabaz ve mavişist bloklarının yanısıra Maestrihtiyen ve Paleosen yaşlı pelajik kireçtaşları bulunur (Kopp ve diğerleri, 1969; Önem, 1974; Şentürk ve Okay, 1985). Bu durumda benzer yaşta Lört Formasyonu'nun da ofiyolitli melanjin içinde yer alan büyük bir kireçtaşı bloku olması gereklidir.

Bu bölgedeki diğer bir problem de Lört Formasyonu'nun üzerinde yer alan kalın klastik Eosen istifinin yanal olarak izlenmemesidir. Gelibolu Yarimadası'nın Çanakkale Boğazı'na yakın kesimlerinde açılan Kilitbahir-1 ve Gelibolu-1 petrol arama kuyularında (Şekil 1, 3) Soğucak Kireçtaşı'ndan sonra 100 metre kadar Fıçıtepe Formasyonu'na dahil edilemeyecek klastikler kesilmiş ve daha sonra ofiyolitli melanja girilmiştir. Ortaköy-1'de ise Soğucak Kireçtaşı doğrudan ofiyolitli melanj üzerinde yer alır. Biga Yarimadası'nın kuzeybatı kesiminde, en çok 200 m kalınlığı olan Fıçıtepe Formasyonu görülür

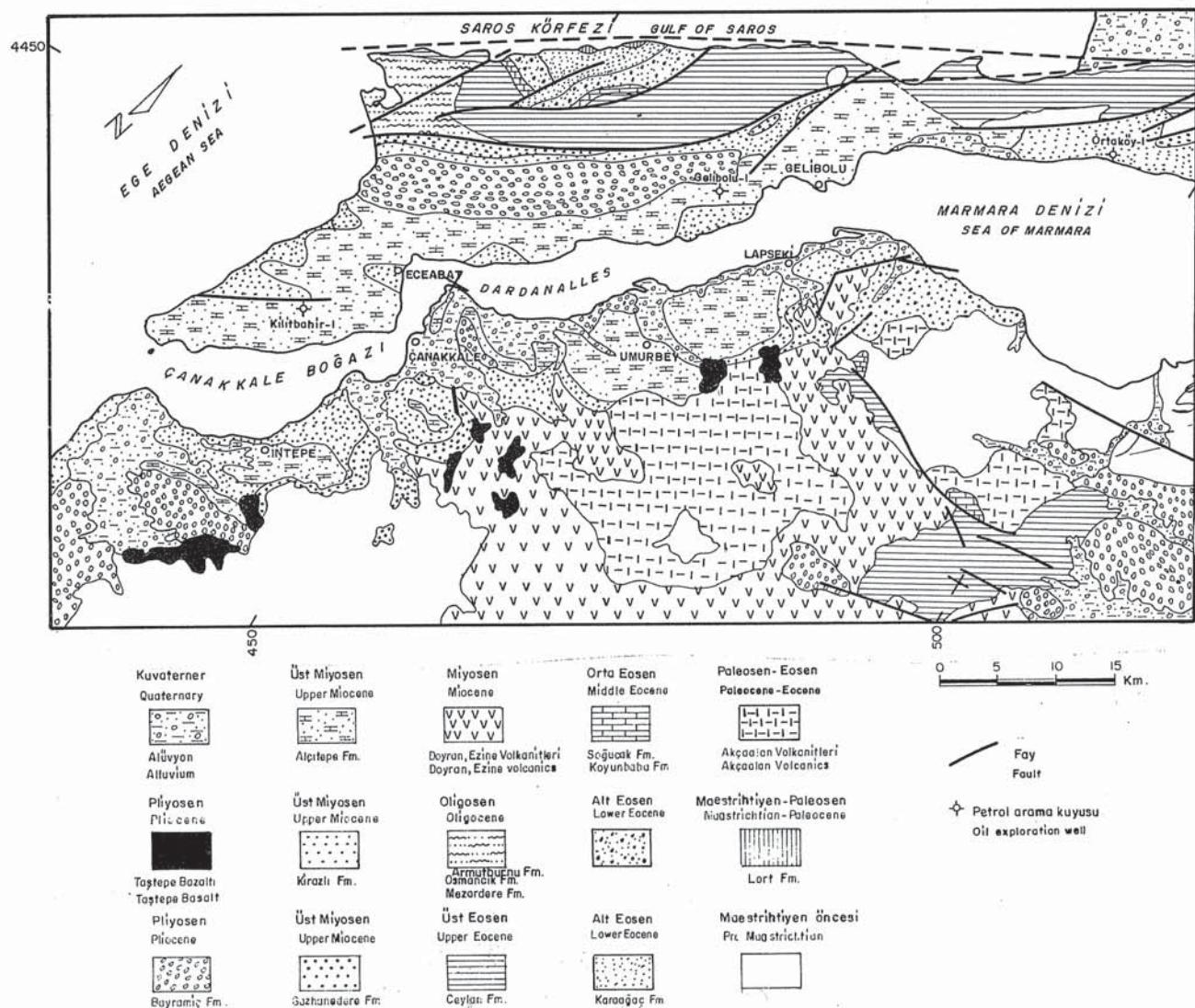
(Şekil 1, 2); daha alta yer alan Eosen birimleri burada da yoktur. Şarköy'in batısında yüzeyleyen ofiyolitli melanjin temelin üzerinde ise, beş metre kalınlıkta bir taban konglomerası ile Soğucak Kireçtaşı yer almaktadır. Karaağaç ve Fıçıtepe Formasyonlarının ufak bir bölgede kısıtlı kalmaları Soğucak Kireçtaşı'nın çökelmanı öncesi bir yükselme ve aşınma safhasına ve kısmen de bu formasyonların ilksel olarak yanal devamlılık göstermelerine bağlanabilir. Bu konu, "tektonik evrim" bölümünde açıklanmıştır.

Maestrihtiyen - Erken Eosen zaman aralığında Ganos Fayı'nın kuzeyinde kalan Trakya havzasının konumu iyi bilinmemektedir. Havzanın iç kesiminde Ganos Dağı bölgesinde mostra veren en yaşlı birim olan Gaziköy Formasyonu'nun (N.V. Türkse Shell, 1969) tabanı görülmez. Schindler (1960) ve Doust ve Arıkan (1974) Gaziköy Formasyonu'nun en alt silisleşmiş kesimlerinde bile taşınmış *Nummulites* fosilleri bulunduğu belirtmekte ve formasyonun yaşıını Orta Eosen veya daha genç olarak tahmin etmektedir. Derin denizel şeyl ve silttaşlarından oluşan Gaziköy Formasyonu'nun görülmeyen alt kesimleri ise Erken Eosen'de Karaağaç ve Fıçıtepe Formasyonları ile eşzamanlı çökelman olabilir. Ancak Gaziköy Formasyonu'nun çökelmanı derin denizel olarak devam ederken, Gelibolu - Şarköy bölgesinin yükselmesi ile, Fıçıtepe Formasyonu karasal ortamda gelişmiştir.

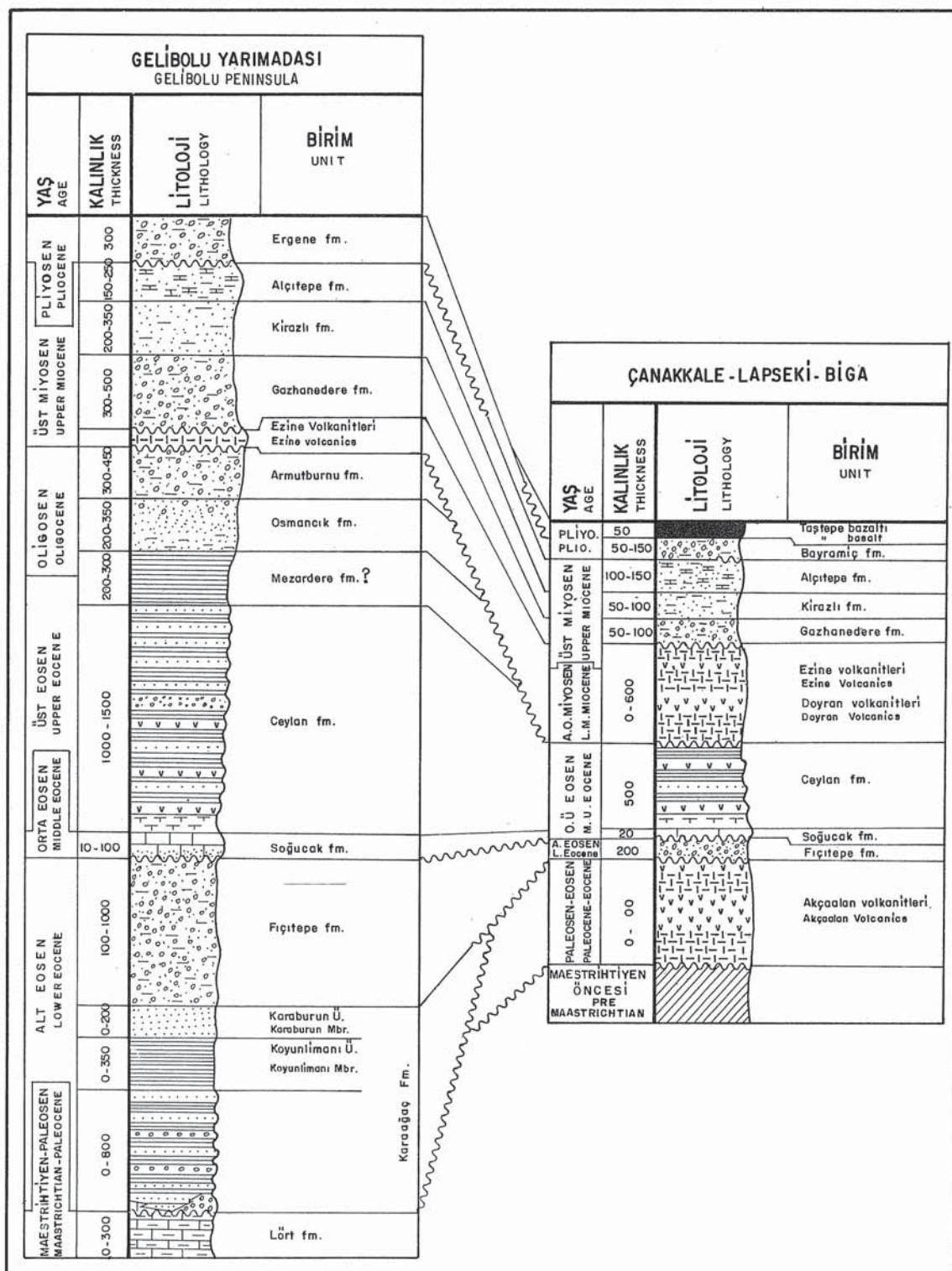
Havza ortalarında (Hayrabolu civarında) ise 8000-9000 metre kalınlıkta Tersiyer yaşıt çökeller bulunmaktadır ve açılan kuyular temele ulaşamamaktadır; bu bölgede de çökelme, Erken Eosen hatta Paleosen'de başlamış olabilir (Şekil 10). Buna karşın Trakya havzasının kenar kesiminde, Saros Körfezi kuzeyinde Mecidiye çevresinde Orta Eosen yaşıt Soğucak Kireçtaşları bir taban konglomerası ile, muhtemelen, Rodop - Istranca masiflerine bağlı düşük dereceli metamorfik kayalar üzerinde yer almaktadır (Saner, 1985).

Biga Yarımadası'nda Maestrihtyen - Erken Eosen dönemine ait kayalar en çok 200 metre kalınlığa çıkan Fıçıtepe Formasyonu ile, bunun altında bulunan, Lapse-

ki'nin güney ve doğusunda yüzeyleyen, 1000 m kadar bir kalınlığa sahip, andezit ve andezitik tüfler tarafından temsil edilir (Şekil-1,4). Bu volkanik birim Lapseki'nin doğusunda Üst Kretase ofiyolitli melanj ile Orta Eosen Soğucak Kireçtaşları arasında yer alır. Orta Eosen öncesi bu andezit ve andezitik tüflerin Biga Yarımadası'nda daha geniş bir yayılmış olması mümkündür; fakat Orta Eosen kireçtaşlarının bulunmadığı bölgelerde bu volkanik kayaların Miyosen yaşındaki andezit ve asitik tüflerden ayrılması kolay olmamaktadır. Nitekim Edremit'in doğusunda Triyas klastiklerini doğrudan örten çok ayırmış andezitik volkanitlerin Alt Tersiyer olduğu Krushensky ve diğerleri (1980) tarafından ileri sürülmüş fakat buna dair sağlam bir veri gösterilememiştir.



Şekil - 3: Çanakkale Boğazı çevresinin jeoloji haritası (Gelibolu Yarımadası, Önem, 1974'ten)
Figure - 3 : Geological map of Dardanelles area (Gelibolu Peninsula, from Önem, 1974)



Şekil - 4: Gelibolu Yarımadası ile Çanakkale - Lapseki - Bığa çevresi Tertiyer birimlerinin stratigrafik korelasyonu (Gelibolu Yarımadası, Kasar ve diğerleri, 1983; Önal, 1984; Sancı 1985; Sümengen ve diğerleri, 1987'den)

Figure - 4 : Stratigraphic correlation of the Tertiary units around Çanakkale - Lepseki - Biga and in the Gelibolu Peninsula (Gelibolu Peninsula, from, Kasar et al, 1983; Önal, 1984; Sancı, 1985; Sümengen et al, 1987)

Orta Eosen - Oligosen

Orta Eosen'de başlayan önemli bir transgresyon bütün Batı Anadolu'da, bu arada Gelibolu ve Biga yarımadalarında etkin olmuş ve geniş bir bölgede Orta - Üst Eosen yaşta Soğucak Kireçtaşının çökelişmiştir. Bugün Orta Eosen kireçtaşları Batı Anadolu'da birbirinden çok uzak yerlerde, örneğin Tavşanlı çevresinde (Baş, 1986), Bursa kuzeylerinde (Genç, 1986), Geyve çevresinde (Saner, 1980) ve Akhisar Kuzeyinde mostra vermektedir. Men-deres Masifi'nin stratigrafisinin Orta Eosen'e kadar çıktığı da düşünüldüğünde, Orta Eosen denizinin tüm Batı Anadolu'yu kapladığı anlaşılmaktadır.

Biga ve Gelibolu Yarımadalarında, Soğucak Kireçtaşının altında yer yer birkaç metrelük taban konglomerası niteliğinde sig denizel detritiklerden oluşan ve Koyunbaba Formasyonu (Krausert ve Malal, 1957; Ünal, 1967) olarak adlanan bir birim bulunur.

Gelibolu Yarımadası'nda Soğucak Kireçtaşının, Üst Lütésyen yaşlı 20-30 m kalınlıkta biyoklastlı yer yer resif nitclikli bir kireçtaş bandı olarak takip edilir (Önem, 1974; Toker ve Erkan, 1985). Buna karşın Biga Yarımadası'nda Soğucak Kireçtaşının aşınma etkisinden yer yer korunmuş ufak mostralları vardır. Bu mostralarda azami 30 metre kalınlıkta olan Soğucak Kireçtaşının genellikle lağuner fasiyeste olup yer yer yama resifi ve resif molozu niteliğinde olduğu yerler de vardır. Biga Yarımadası'nda Soğucak Kireçtaşının derlenen numunelerde aşağıdaki fosiller saptanmıştır: *Chapmanina gassiensis*, *C. sp.*, *Eofabiana cf. grahami*, *Halkyardia biliensis*, *H. minima*, *Fabiania cassis*, *F. sp.*, *Eonularia eocenica*, *Nummulites sp.*, *Alveolina sp.*, *Assilina sp.*, *Amphistegina sp.*, *Actinocydina sp.*, *Discocyclina spp.*, *Operculina sp.*, *Asterigerina sp.*, *Orbitolites sp.*, *Sphaerogypsina sp.*, *Rotalidae*, *Miliolidae*, kırmızı alg ve mercan. Bu fosille-re göre birimin yaşı Lütésyen'dir.

Orta Eosen'de Biga ve Gelibolu yarımadalarında ve güney Trakya'daki yükselim alanlarında sig fasiyelerde Koyunbaba ve Soğucak birimleri çökelirken, Trakya Havzası'nın iç kesimlerinde çukur alanlarda Hamitabat (Keskin, 1974) ve Gaziköy Formasyonlarının çökelimi devam etmiştir.

Soğucak Kireçtaşının çökeliminden sonra, Gelibolu ve Biga yarımadalarını içeren Havza'nın güney şefsi gide-rek derinleşmiş ve genellikle türbiditlerden oluşan Ceylan Formasyonu (Ünal, 1967) çökelmeye başlamıştır. Ceylan Formasyonu Soğucak Kireçtaşının üzerinde uyumlu ve dereceli bir dokanakla yer alır (Şekil 2).

Gelibolu Yarımadası'nda 1000 metreye yakın bir kalınlığı olan Ceylan Formasyonu, kumtaşı, şeyl, konglomera ve kırıntılı kireçtaşının ardalanmasından oluşan ve Bouma dizileri gösteren bir türbidit istifi niteliğindedir. Bu istif içerisinde tuf seviyelerine de rastlanır. Şeyller

içinde Soğucak Kireçtaşının ve serpentinit olistolitleri yer alır (Önal, 1986). Gelibolu Yarımadası'nda Ceylan Formasyonu'nun yaşı, kapsadığı fosillere göre Üst Eosen'dir (Toker ve Erkan, 1985).

Biga Yarımadası'nda, Biga'nın batusunda görülen Ceylan Formasyonu üstten aşındırılmış 500 m kadar kalınlıkta olup, genellikle türbidit karakterli kumtaşları ile şeyl ve marnlardan oluşur. Bu istif içerisinde kılavuz seviye olarak ayrılabilen 10-30 m kalınlıkta, yeşil-mavi renkli, iki asitik tuf seviyesi ve yer yer gözlenen Soğucak Kireçtaşının olistolitleri bulunmaktadır. Biga Yarımadası'nda Ceylan Formasyonu'ndan alınan numunelerde *Globigerina inflata*, *G. jeguansis*, *G. corpulenta* (?), *G. spp.*, *Globorotalia* fosilleri saptanmış olup, birimin yaşı Üst Eosen olarak belirlenmiştir.

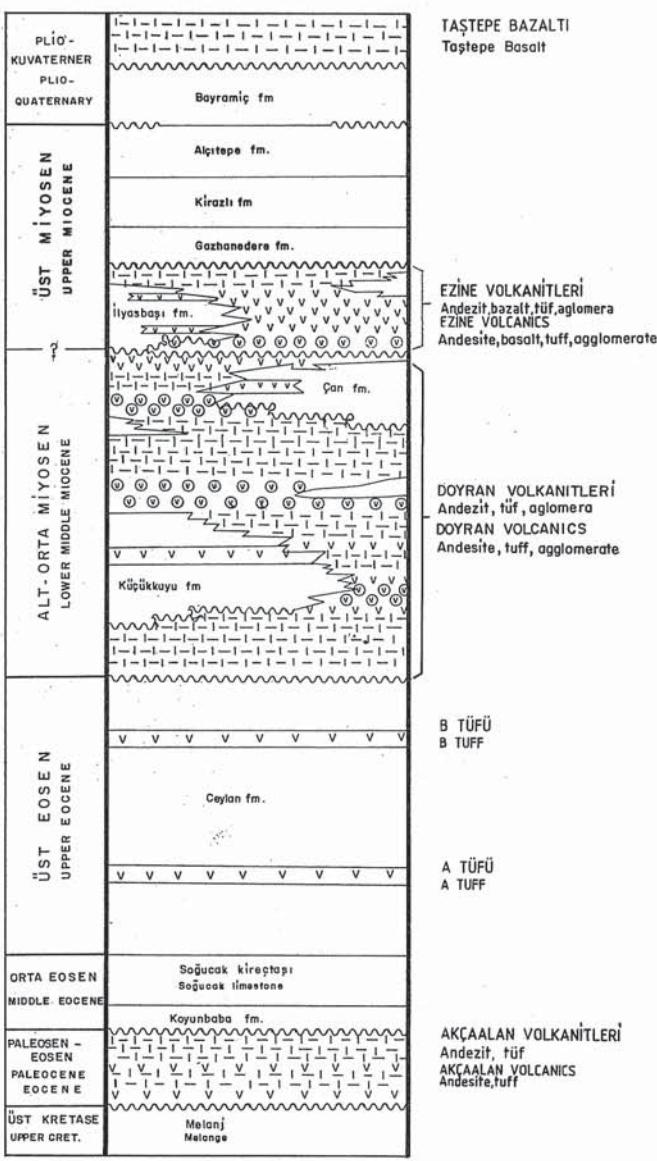
Trakya Havzası'nın iç kesimleri ile Biga ve Gelibolu yarımadalarında çökelen Ceylan Formasyonu benzer niteliktidir. Ancak iç kesimlerde birim içindeki asitik tuf seviyeleri çok artmaktadır ve toplam kalınlıkları 500 metreye kadar çıkmaktadır. Yer yer silislesmiş olarak görülen bu katkılardır, özellikle kuzey Trakya'da yaygın olup kuyu jırları ile deneştirilebilir bir çok seviye şeklindedir. Güney Trakya'da görülen Keşan Grubu (Kasar ve diğerleri, 1983) klastiklerinin üst düzeyleri, Ceylan Formasyonu'nun eşittir.

Geç Eosen'de denizin transgresyonunun devam etmesi ile havzadaki yükselim alanları üzerinde, Ceylan Formasyonu ile yanal geçişli Soğucak Kireçtaşının çökelmiş, daha sonra giderken bu alanlar da derinleşmiştir.

Trakya havzasında Ceylan Formasyonu'nun çökeliminden sonra türbiditik akıntıların ve volkanizmanın kısmen durulması ile Ceylan Formasyonu üzerine uyumlu olarak 500-2500 m kalınlıkta şeyl ve marnlardan oluşan Üst Eosen - Alt Oligosen yaşı (Ediger ve Alişan, 1989) Mezardere Formasyonu (Ünal, 1967) gelir. Gelibolu Yarımadası'nda bu ayrimı yapmak daha güç olmakla beraber, bu bölgedeki Ceylan Formasyonu'nun üst kesimlerinde görülen 200-300 m kalınlığında şeyl ve marna zengin kesim, Mezardere Formasyonu ile deneştirilmiş ve prodelta fasiyesi olarak yorumlanmıştır. Gelibolu Yarımadası'nda Mezardere Formasyonu'nun üzerinde, üste doğru tane boyu kabalaşan, regressif bir istif bulunur. Bu istifte alt seviyelerde görülen 200-350 m kalınlığındaki deltalik kumtaşları, Trakya havzasındaki Osmancık Formasyonuna (Ünal, 1967) karşılık gelmektedir. Üstteki kırmızı kumtaşı, çakıltaşısı, şeyl ve kömürden oluşan ve Üst Oligosen yaşta olan (Önal, 1987) fluviyal kesim ise, Armutburnu Formasyonu'nu (N.V.Turkse Shell, 1969) oluşturmaktadır. Kalınlığı 300-450 m olan bu birim, Keşan'ın kuzeylerinde Osmancık Formasyonu üzerinde görülen kömürü, çakıl-

taşlı seviyelerin, ve kuzey Trakya'da adlanmış olan Üst Oligosen yaşı (Ediger ve Alişan, 1989) Danişmen Formasyonu'nun (Ünal, 1967) eşdeğeri olmalıdır.

Biga Yarımadası'nın kuzeyinde Orta Eosen - Oligosen istifinin, Oligosen formasyonları bütünüyle, Ceylan Formasyonu ise kısmen aşınmıştır (Şekil-4). Bu aşınma miktarı muhtemelen 1200 metre kadardır. Biga'dan Ezine'ye çizilecek bir çizginin güneyinde ise, bu istif hiç görülmemektedir. Aşınan miktar ve Ceylan Formasyonu'nun çökelme ortamı düşünüldüğünde Orta Eosen - Oligosen istifinin aşınmadan önceki yayılımının, yani Trakya havzasının güney sınırının, bu çizginin çok daha güneylerinde olduğu anlaşılmaktadır.



Şekil - 5: Biga Yarımadası'nda volkanitlerin sedimentlarla ilişkisi

Figure - 5: Relationship between volcanics and sediments in the Biga Peninsula.

Miyosen

Oligosen sonunda Biga ve Gelibolu yarımadalarında önemli bir yükselme ve aşınma evresi yaşanmıştır. Yukarıda dephinildiği gibi bu yükselmenin bir sonucu olarak Biga Yarımadası'nın güneyinde Orta Eosen - Oligosen istifi tümüyle aşınmıştır. Bu nedenle Biga Yarımadası'nda karasal, gölsel ve sig denizel nitelikte Miyosen çökelleri ve volkanitleri çok farklı birimler üzerinde yer alır (Şekil 1). Çalışılan bölgedeki Miyosen istifi birbirinden farklı özellikler gösteren iki evreye ayrılr. Erken - Orta Miyosen'de ve olasılıkla Geç Miyosen başlarında Biga Yarımadası'nda yoğun bir kalkalkalen magmatizma ile beraber karasal birimler çökelmiştir. Geç Miyosen'de özellikle Çanakkale Boğazı çevresinde bu magmatizma durulmuş ve sig denizel klastikler depolanmıştır. Alt - Orta Miyosen istifi Bayramiç- Çan bölgesi ve Edremit Körfezi çevresinde, Üst Miyosen istifi ise Çanakkale Boğazı çevresinde tanımlanacaktır.

Bayramiç - Çan Bölgesi: Biga Yarımadası'nda Erken - Orta Miyosen'de yoğun bir kalkalkalen volkanizma görülmüştür. Bu volkanizmaya bağlı olarak gelişen andezit, dasit, riyolit ve asitik tüfler yaygın olarak mostra verirler (Ercan, 1979). Edremit doğusunda ve Ezine çevresinde bu volkanitlerde yapılan izotopik yaş tayinleri 17-23 My arasında (Erken Miyosen) yaş vermektedir. (Borsi ve diğerleri, 1972; Krushensky, 1976). Biga Yarımadası'nda çok geniş bir alanda yüzeyleyen volkanitler (Şekil 1) sedimanlarla olan ilişkilerine göre (Şekil-5) Doyran ve Ezine Volkanitleri olarak adlanmıştır. Fakat sedimanların bulunmadığı kesimlerde bu ayrimi yapmanın olağlığı yoktur. Miyosen volkanitlerinin yayılımı, Gelibolu Yarımadası'nda çok az olmasına karşın, güneybatı Trakya'da oldukça fazladır. Enez doğusunda Hisarlıdağ'da ve Keşan civarında yüzeyleyen bu volkanitler Biga Yarımadası'ndakilerle aynı kökenli olmalıdır.

Bu kalkalkalen volkanizmaya bağlı olarak Biga Yarımadası'nda genellikle granodiyorit bileşimi sig sokullular bölgeye yerleşmiştir. Bunlar arasında yaşı izotopik olarak saptananlar Eybek (23-31 My, en Geç Oligosen- Erken Miyosen, Krushensky, 1976; Ayan, 1979), Kestanbol (28 My, en Geç Oligosen, Fytikas ve diğerleri, 1976), İlaca- Şamlı (20-23 My, en Erken Miyosen, Ataman, 1975; Bingöl ve diğerleri, 1982) ve Nevruz- Çakiroba (24 My, en Geç Oligosen, Anıl ve diğerleri, 1989) granodiyoritleridir. Görüldüğü gibi bu granodiyoritlerin hemen hepsinin yaşı Oligosen- Miyosen sınırı çevresinde yer almaktadır. Yaşı izotopik olarak tayin edilmemiş olmasına rağmen, Üst Kretase/Paleoşen ofiyolitli melanjinini kesen Karabiga ve Evciler granodiyoritleri de muhtemelen benzer yaştadır.

Biga Yarımadası'nın iç kesimlerinde, Erken- Orta Miyosen'deki volkanizma ile eşzamanlı olarak, karasal, birimler çökelmiştir (Şekil-5). Çan çevresinde bu karasal birimler bitimli şeyl, silttaşı, kumtaşısı, tuf ve kömür-

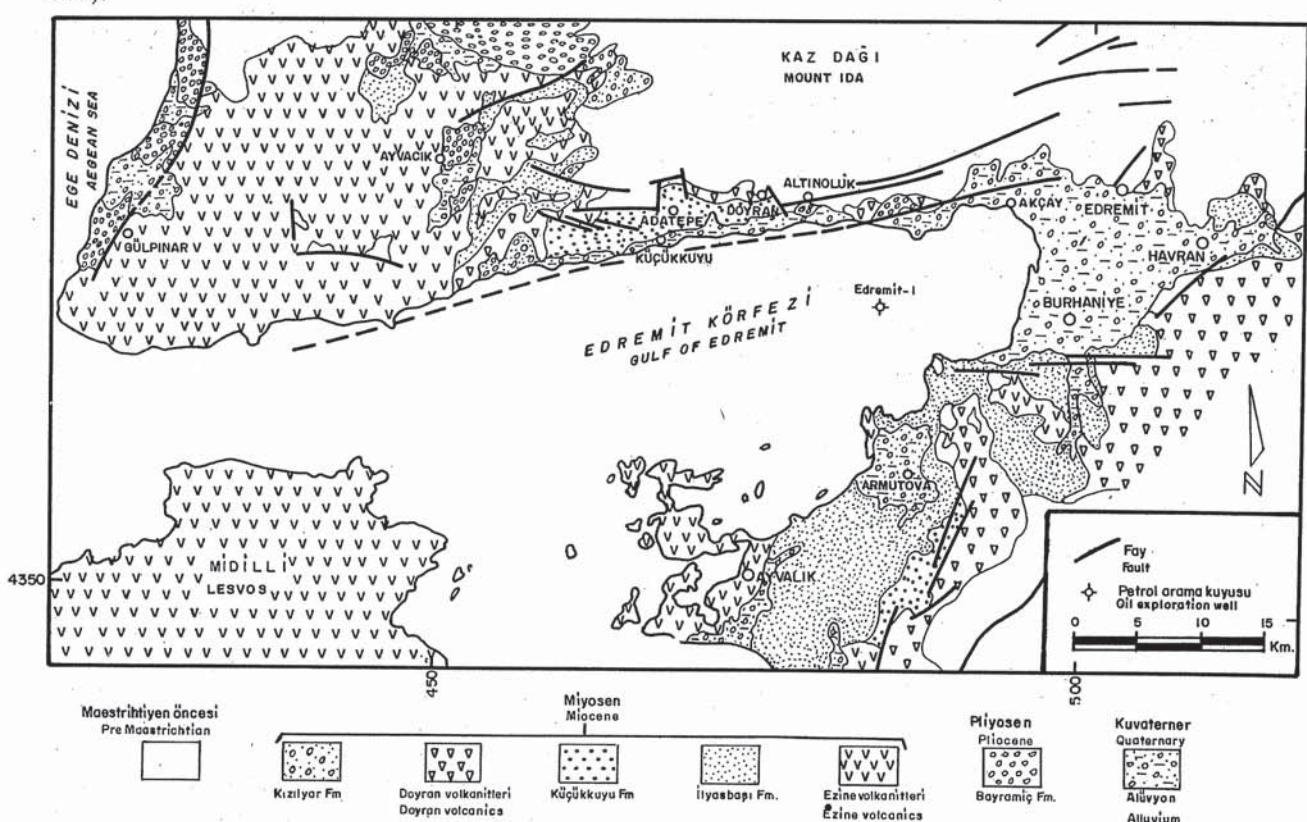
den oluşur. Çan Formasyonu adı verilen bu birimin 250 m kadar bir kalınlığı vardır ve Miyosen'in andezitik volkanitleri üzerinde yer alır (Şekil-5). Çan Formasyonu'nun benzeri olan ancak yayılımı ve kalınlığı çok olmayan birçok kırtıltı seviye Miyosen Volkanitleri arasında yer almaktadır. Bu seviyeler faylarla sınırlanmış birbirinden izole ufak gölsel havza çökellerini temsil eder. Haritalanmamış kadar küçük olan bu sedimanlar, ekonomik miktarda kömürlü seviyeler içermekte ve Miyosen Volkanitleri'nin hemen her bölgedeki mostralardan görülmektedir.

Çan Formasyonu içerisindeki kömür seviyelerinden alınan örneklerin palinolojik incelenmesi, bunların Benda ve Meulenkamp (1979) tarafından önerilen Eskihisar sporomorf topluluğuna çok benzediğini ve Geç Burdigaliyen- Erken Serravaliyen yaş aralığı (Erken-Orta Miyosen) için karakteristik olduğunu göstermiştir (Ediger, 1988).

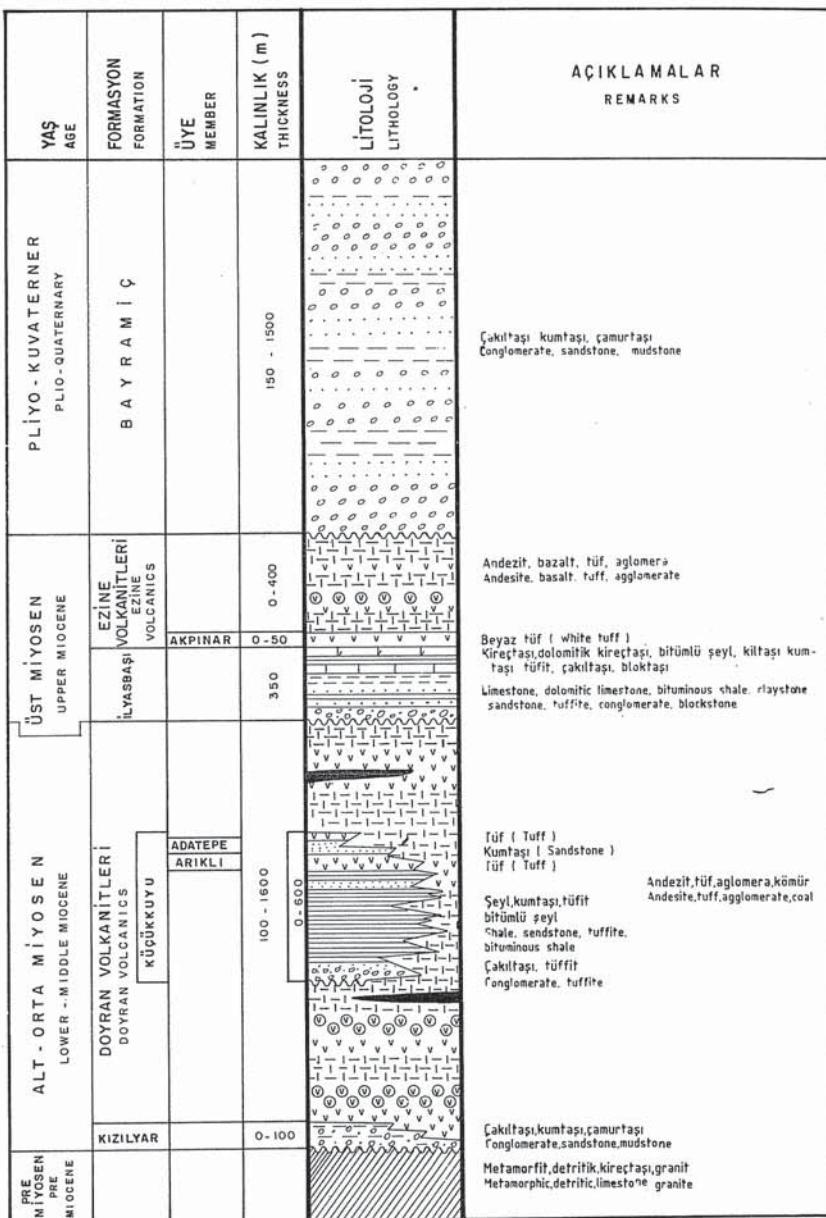
Edremit Körfezi Çevresi: Edremit Körfezi çevresinde en alta yer alan Miyosen birimi, temel selintisi şeklinde gelişmiş, kızıl renkli, zayıf tutturılmış çakıltaşları ve kumtaşlarından oluşan 100 metreye kadar kalınlığı olan Kızılıyar Formasyonu'dur (Şekil 6, 7, Saka, 1979).

Kızılıyar Formasyonu üzerinde yer alan andezit, andezitik tuf ve aglomeradan oluşan Doyran Volkanitleri'nin 200 metreye kadar bir kalınlığı vardır. Bu volkanitler üzerinde temel kayalarından ve volkanitlerden malzeme almış bir çakıltaşlı seviyesi ile Küçükkyu Formasyonu (Saka, 1979) başlar. Çakıltaşlı seviyesinin hemen üzerinde koyu renkli bütümlü şeyllerin egemen olduğu ince tabaklı türbiditler bulunur. 400 m kadar bir kalınlığı olan bu şeylce zengin kesim, 40 m toplam kalınlıkta sarımı bir tuf seviyesi ile daha üstte yer alan ve 20 - 30 m toplam kalınlığı olan kumtaşlarında zengin kesimden ayrıılır (Şekil - 7).

Küçükkyu Formasyonu tipik olarak Küçükkyu ile Adatepe köyleri arasında izlenebilir (Şekil 6); ayrıca Armutova - Kozak yolunda ve Kazdağ kuzeyinde Ozancık Köyü çevresinde mostralları görülmektedir. Küçükkyu Formasyonu, Çan Formasyonu gibi, volkanizma ile eşzamanlı fakat litolojik olarak farklı şekilde gelişmiş gölsel türbidit çökellerini temsil etmektedir. Küçükkyu Formasyonu'nun şeyllerinden alınan sporlara göre birinin yaşı Erken Miyosen'dir (İnci, 1984). Küçükkyu Formasyonu çökelme yaşı ve ortamı açısından Çan Formasyonu ile deneştirilebilir.



Şekil - 6: Edremit Körfezi çevresinin jeoloji haritası
Figure - 6 : Geological map of Gulf of Edremit area

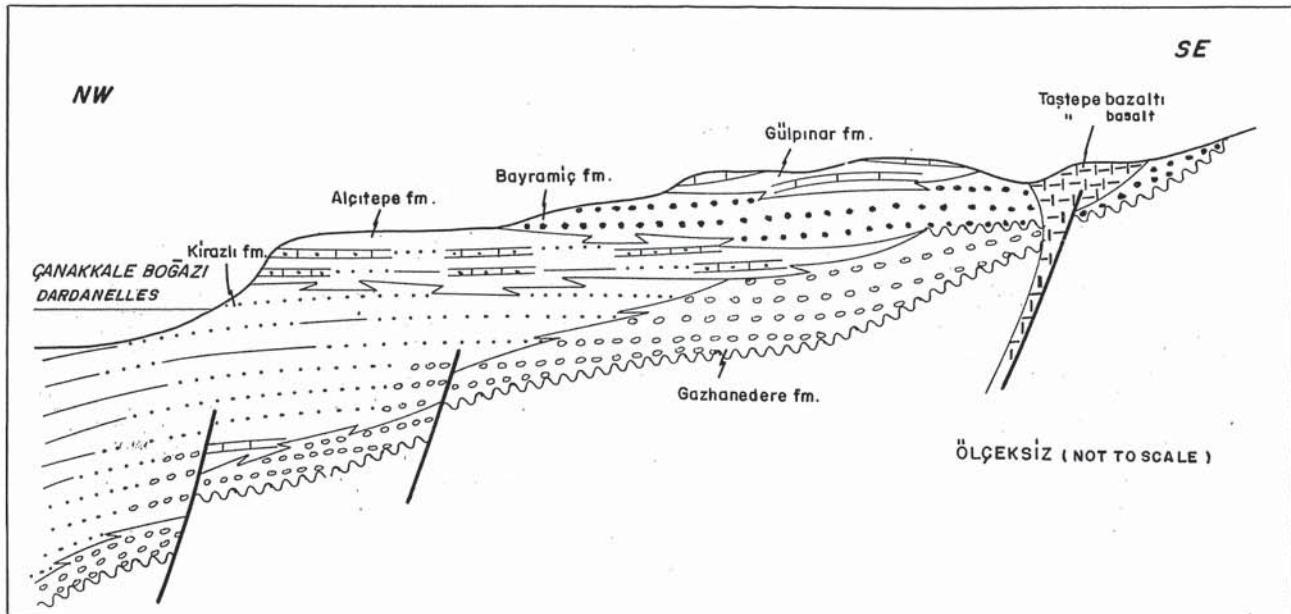


Şekil - 7: Edremit Körfezi ve çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti
 Figure - 7 : Generalized stratigraphic columnar section of Gulf of Edremit and surroundings

Edremit Körfezi çevresinde görülen bir diğer birim İlyasbaşı Formasyonu'dur (Saka, 1979). Bu birim Küçükkyu - Ayvacık ve Burhaniye - Ayvalık arasındaki alanlarda mostra verir (Şekil 6). Tabanda kırmızı - kahve renkli, polijenik elemanın, yer yer bloklu bir çakıltaşının seviyesi yer alır. Üst seviyeler ise, şejl, karbonatlı şejl, kumtaşı, tuf ve kireçtaşlarından oluşur; bitümlü şejl katıları oldukça yaygındır. Birimin toplam kalınlığı 500 metre kadar olup birim Ayvalık doğusunda Küçük-

kuyu Formasyonu üzerine, Ayvacık doğusunda ise Doyran volkanitleri, Kızılıyar Formasyonu ve Kretase McLanji üzerine açılı diskordan olarak gelir. Formasyonun üzerinde ise Ezine volkanitleri olarak adlanan ve Doyran volkanitleri ile birlikte Biga Yarımadası'nda geniş yayılımı olan volkanik kayalar görülmektedir. Dokanak ilişkilerine göre İlyasbaşı Formasyonu muhtemelen Geç Miyosen yaşıdadır.

Biga ve Gelibolu Yarımadaslarının Tersiyer Jeolojisi



Şekil - 8 : Çanakkale Boğazı çevresi Neojen birimlerinin stratigrafik ilişkileri
 Figure - 8 : Stratigraphic relationships of Upper Miocene units of Dardanelles area.

Çanakkale Boğazı Çevresi: Ganos Fayı'nın güneyinde ve güneybatı Trakya'da Ençz çevresinde geniş bir yayılımı olan Üst Miyosen çökelleri benzer özellikler gösterir ve daha yaşlı birimler üzerinde uyumsuz olarak otururlar. Bu Miyosen istifleri Marmara Denizi'nde açılan Işıklar-1, Doluca-1 ve Marmara-1 kuyularında görülmekte, buna karşın Lapseki'nin doğusundan itibaren kara alanlarında mostra vermemektedir (Şekil-1). Bu geniş bölgedeki Miyosen istifinin en altında fluviyal ortam ürünü olan alacalı çakıltaşlı, kumtaşlı, şeyl ve seyrek ince kireçtaşlı seviyelerinden oluşan Gazhanedere Formasyonu (Kopp, 1964; Saltık, 1974) bulunur. Kalınlığı Biga Yarımadası'nda 50-100 metre, Gelibolu Yarımadası'nda ise 300-500 metre olan Gazhanedere Formasyonu, düşey ve yanal olarak başlıca kumtaşlarından oluşan Kirazlı Formasyonu'na (Saltık, 1974) geçer (Şekil-2). Bu iki formasyon arasındaki yanal geçiş en tipik olarak Çanakkale'nin güneyinde Bayrak Tepe'de görülmektedir. Bu tepenin doğusunda haritalanan yatay konumdaki Gazhanedere tabakaları yanal olarak batıya doğru Kirazlı tabakalarına geçmektedir (Şekil-8).

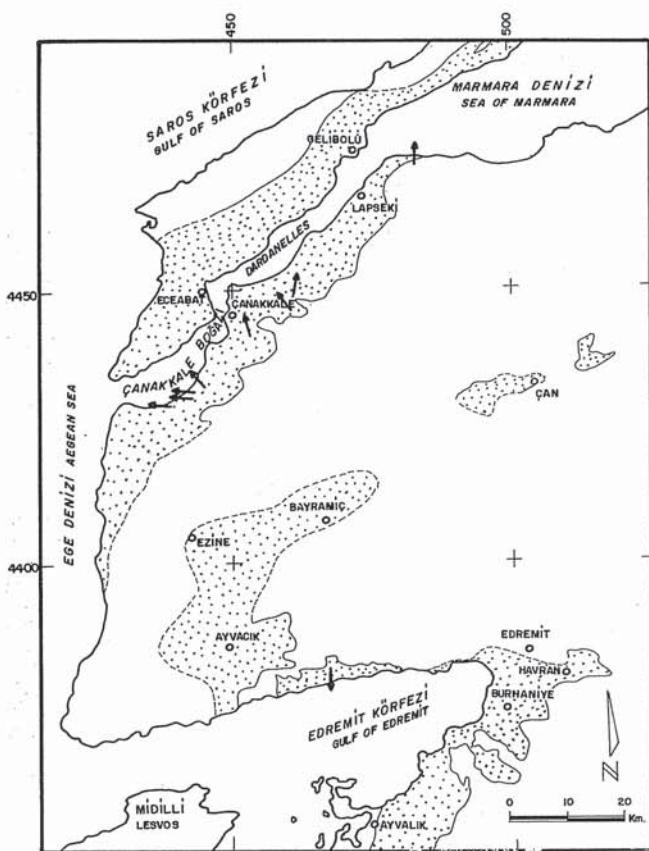
Kirazlı Formasyonu sahil yakını ortamlarda çökelmiş, sarımsı boz, yumuşak, seyrek şeyl kataklı kumtaşlarından oluşur. Gelibolu Yarımadası'nda 350 m, Biga Yarımadası'nın kuzeyinde ise 100 m kadar kalınlıktadır. Çok iyi boyanmış genclikle kuvars tanelerinin oluştur-

duğu kumtaşlarında akıntı yönlerini gösteren çapraz tabaka ve laminalar gelişmiştir. Ölçülen paleoakıntı yönleri batı ile kuzey arasında değişmektedir ki (Şekil-9) bu da bugünkü denizlere doğrudur. Bu durum, asıl Miyosen havzalarının Ege ve Marmara denizlerinde olduğunu göstermektedir. Nitekim Biga Yarımadası'nda iç kısımlara doğru gidildikçe Miyosen birimlerinin karasal esdeğerlerine geçilmektedir (Şekil-2). Kuzye Ege Denizi'nde de buna benzer Miyosen havzaları görülmektedir. Örneğin Miyosen yaşta Prinous Grabeni'nde 25 km kadar olan genişliğe karşı var olan sediman kalınlığı 4 km'dir (Turgut, 1988) ve kara alanlarında bu sedimanların mostrası görülmemektedir.

Gazhanedere ve Kirazlı Formasyonları ile yanal ve düşey geçişli sig denizel bir başka birim Alçıtepe Formasyonu'dur (Şekil-8, Önem, 1974). Kumtaşlı, çakıltaşlı, şeyl, marn ve bu birim için karakteristik olan oolitik kireçtaşlarından oluşan Alçıtepe Formasyonu'nun kalınlığı 200 metre kadardır.

Çanakkale Boğazı çevresinde görülen Miyosen istifinin çok karakteristik bir özelliği volkanik seviyeler içermemesidir. Bu nedenle bu istifin Biga Yarımadası'nda çok etkin olmuş olan Alt - Orta Miyosen volkanizmasından sonra çökelmiş olduğu sanılmaktadır (Şekil-5). Gazhanedere ve Kirazlı formasyonlarının yaşları ile ilgili çelişkili veriler vardır:

Çanakkale (Arabu, 1917) ve Mürcste (Gutzwiller,



Şekil - 9 : Biga ve Gelibolu yarımadaslarında Miocene sedimlerinin yayılım alanları ve paleo akıntı yönleri haritası

Figure - 9 : Map showing distribution and paleocurrent directions of Miocene sediments in the Biga and Gelibolu peninsulas 1921 çevresinde Gazhancdere Formasyonu'ndan elde edilen fosillere dayanılarak bu formasyona Vindabonyen ve muhtemel Burdigaliyen (Erken - Orta Miyosen) yaşı verilmiştir. Buna karşın Gazhanedere Formasyonu ile düşey ve yanal geçişli olan Kirazlı Formasyonu'ndan çeşitli kişilerce elde edilen omurgalı ve diğer tür fosillere göre yaş Tortoniyen - Sarmasyen (Geç Miyosen)'dır (Calvert ve Neumayr, 1880; Erguvanlı, 1957; Kopp, 1964, Kopp ve diğerleri, 1969; Sümengen ve diğerleri, 1987). Çanakkale güneyindeki mostralardan alınan örneklerde yapılan palinolojik çalışmalarda da şu fosiller saptanmıştır: *Pityosporites microalatus*, *Cingulatisporites macrospeciosus*, *Compositae* türü pollenler, *Periporopollenites multiporatus*, *P. cf stigmosus*, *Monoporopollenites gramineoides*, *Tricolpopollenites tripartitus*, *Triatriopollenites sp.*, *Subtripocopollenites simplex*. Bu fosiller Kirazlı Formasyonu için Orta - Geç Miyosen yaşı vermektedir. Kirazlı Formasyonu'ndan elde edilen paleontolojik verilerin yoğunluğuna ve bu formasyonda volkanik kayaların bulunmayamasına dayanılarak Gazhancdere, Kirazlı ve Alçıtepe formasyonlarına Geç Miyosen yaşı öngörlülmüştür (Şekil-5).

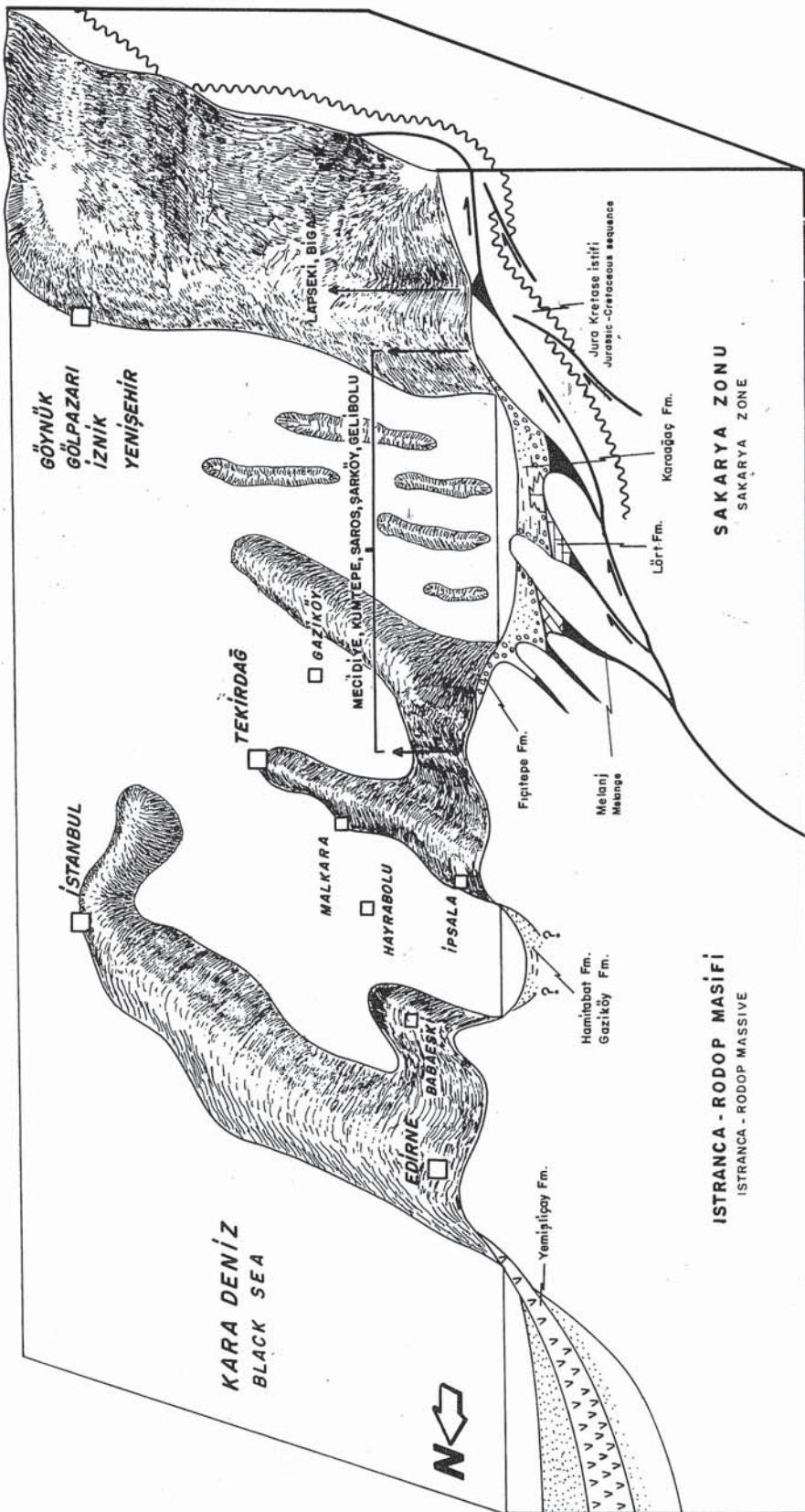
Pliyo - Kuvaterner

Biga ve Gelibolu yarımadalarında Pliyo-Kuvaterner döneminde çakıltaşı, kumtaşı ve seylden oluşan fluviyal sedimanlar ile gölsel karbonatlar çökelmıştır (Şekil-2,4). Bayramiç Formasyonu olarak adlanan fluviyal birimin en iyi görüldüğü yerlerden biri Bayramiç Çayı'nın kuzeyleridir. Gönen ve Manyas'ın kuzeyinde de geniş mostralları görülen Bayramiç Formasyonu, genellikle daha yaşlı birimler üzerinde uyumsuzdur; yalnızca Çanakkale güneyinde Alçıtepe Formasyonu ile geçişli görülmektedir (Şekil-8). Edremit Körfezi'nde de, birimin sağ denizel eşti, İlyasbaşı Formasyonu ile uyumlu olabilir (Şekil-2). Kara alanlarında 200-300 metre kalınlığı olan Bayramiç Formasyonu'nun Edremit Körfezi'ndeki kalınlığı, Edremit-1 kuyusundan ve sismik kesitlerden elde edilen bilgilere göre, 1500 metreye kadar çıkmaktadır. Edremit Körfezi'nde izlenen bu kalın Pliyo-Kuvaterner istif, Kazdağı silsilesinin Pliyo-Kuvaterner'de yükseldiğinin iyi bir kanıdır. Kazdağı silsilesinin Miyosen sonrası oluştuğunu diğer bir verisi de Küçük-kuyu Formasyonu'na ait mostralların Kazdağı'nın kuzey ve güney eteklerinde görülmeleri ve bugün Edremit Körfezi'nin hemen kuzeyinde 1767 metre yüksekliğe çıkan Kazdağı Metamorfitleri'nden gelmesi beklenen kaba klastik malzemenin Küçük-kuyu Formasyonu içinde gözlenmemeyisidir. Bu gözlem Küçük-kuyu Formasyonu'nun çökeldiği havzanın ilksel olarak bugünkü Kazdağı silsilesinin üzerinde yer aldığıni ve Kazdağı'nın yükselişinin Küçük-kuyu Formasyonu çökeliminden sonra olduğunu göstermektedir.

Bayramiç Formasyonu ile yanal geçişli olan 40-50 metre kalınlıkta gölsel karbonatlar Biga Yarımadası'nın en batı kesimlerinde Gülpınar çevresinde ve Bayramiç Çayı'nın güney kesimlerinde yüzeyler (Şekil 8). Yine Pliyo-Kuvatner yaşı, Taştepe Bazaltı olarak adlanan, az yayılmış bazaltik lavlar genç fay zonları boyunca yükselmiştir.

JEOLOJİK VE TEKTONİK EVRİM

Çalışılan bölge güneydeki Sakarya Zonu'nu kuzeydeki Rodop-Istranca Masifi'nden ayıran bir kenet kuşağı üzerinde yer almaktadır. Bu kenet kuşağı simgeleyen ofiyolitli melanj içinde Paleosen pelajik kireçtaşlarının bulunması, Neotetis'in kuzey kolunun Paleosen sonuna kadar hiç olmazsa kısmen açık olduğunu göstermektedir. Muhtemelen kuzeye doğru dalan Neotetis'in kuzey kolu, aktif kıtalarının konumundaki Rodop-Istranca Masifi önünde geniş bir eklenir prizma oluşturmuştur. Bu eklenir prizma üzerinde Erken Eosen'de, Gelibolu'da izlenen Karaağac Formasyonu gibi, yerel türbidit yelpazeleri gelişmiştir. Rodop-Istranca Masifi ile Sakarya Zonu'nun



Sekil-10: Erken Eosen'de Kuzeybatı Anadolu'da tektonikle sedimentasyonun ilişkisini gösteren taslaq blok divyagram.

Figure-10: Conceptual block diagram of the tectonics and sedimentation in the Northwest Anatolia during the Early Eocene

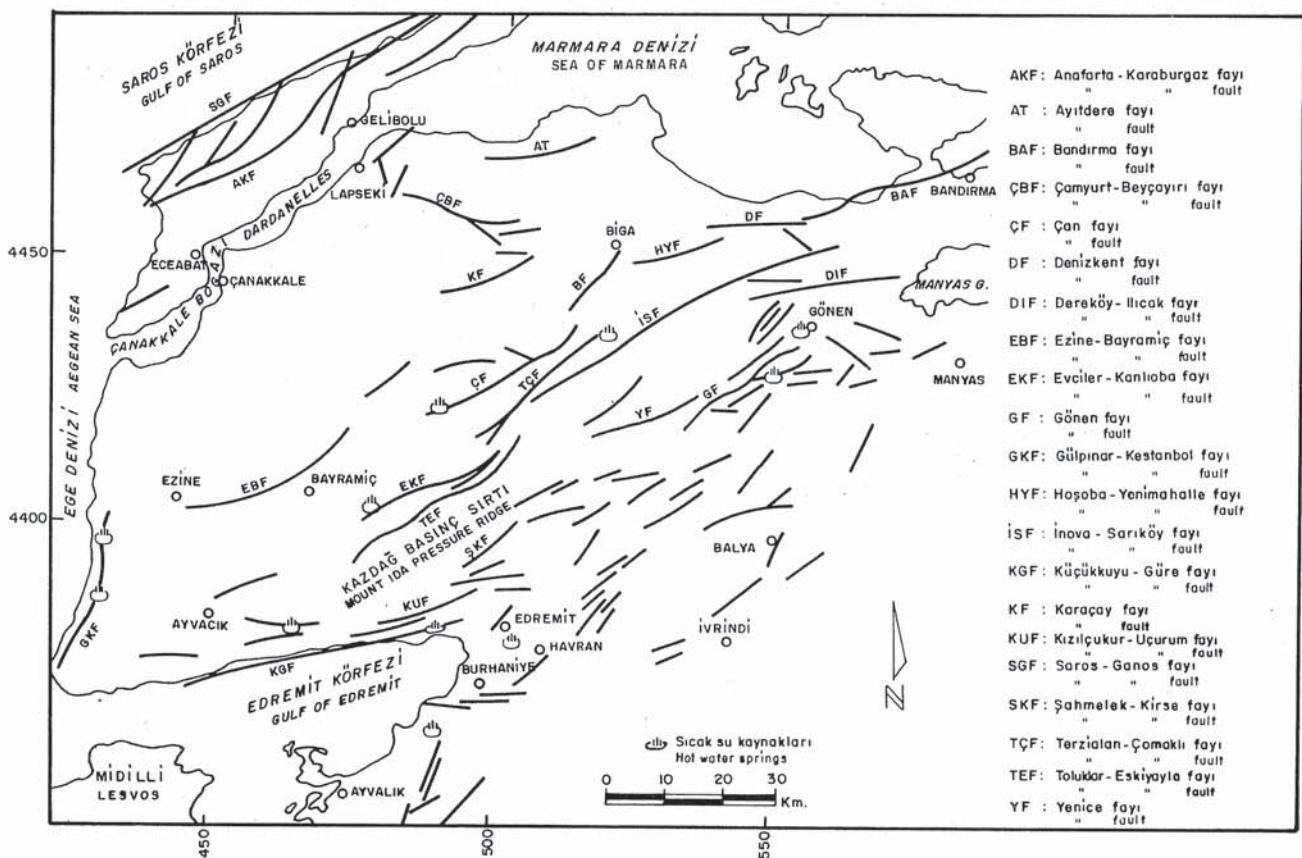
çarpışması çok muhtemelen Erken Eosen sonunda meydana gelmiş ve buna bağlı olarak tüm bölge yükseltrek aşınmış veya Fiçitepe Formasyonu benzeri karasal birimler çökelmiştir. Eklenir prizma kuzeyinde kalan, Rodop-Istranca Masifi üzerinde açılmış olan yayönü havzada ise, yine Erken Eosen zaman aralığında, Gaziköy ve Hamitabat formasyonlarının alt kesimleri çökelmiştir (Şekil-10).

Orta Eosen'de tüm Batı Anadolu'yu etkileyen önemli bir transgresyon başlamış ve çok geniş bir bölgede, yükseltim alanlarında neritik karakterli Soğucak Kireçtaşları çökelmiştir. Derin kesimlerde ise Gaziköy ve Hamitabat formasyonlarının klastikleri çökelmeye devam etmiştir. Trakya havzasının gelişmeye başlaması bu dönemeye rastlar.

Genç Eosen'de havza derinleşmiş, transgresyon devam etmiş ve geniş bir alanda türbiditler çökelirken yükseltim alanlarında yine Soğucak Kireçtaşları gelişmiş

tır. Ceylan Formasyonu olarak isimlendirilen türbiditlerin kalınlığı ve yaşı konağı Trakya havzasının merkezinden uzaklaşıkça azalmaktadır. Havzadaki derinleşmeyi sağlayan, gerilme kuvvetlerinin etkisi ile oluşmuş faylar boyunca gelişen asitik volkanizma, Ceylan Formasyonu'nun detritikleri arasına tüf katıları sağlamıştır. Geç Eosen sonlarından itibaren gelişmeye başlayan deltayı sisteme Mezardere, Osmancık ve Armutburnu (kuzeyde Danişmen) formasyonları çökelmiş, bu çökelme Oligosen'de de devam etmiştir.

Oligosen sonunda güney Trakya, Biga ve Gelibolu yarımalarının bulunduğu kesim yükseltmiş, aşınmış ve Erken-Orta Miyosen'de yoğun bir kalkalkalen volkanizma ile yeni bir tektonik rejim başlamıştır. Bu evre Kuzey Anadolu Fayı'nın etkinlik kazanması ile karakterize edilir (Şengör, 1979). Çalışan bölgede haritalanan çok sayıda NE-SW gidişli fay (Şekil-11), muhtemelen Miyosen başlarında oluşmuş ve faaliyetini günümüzde

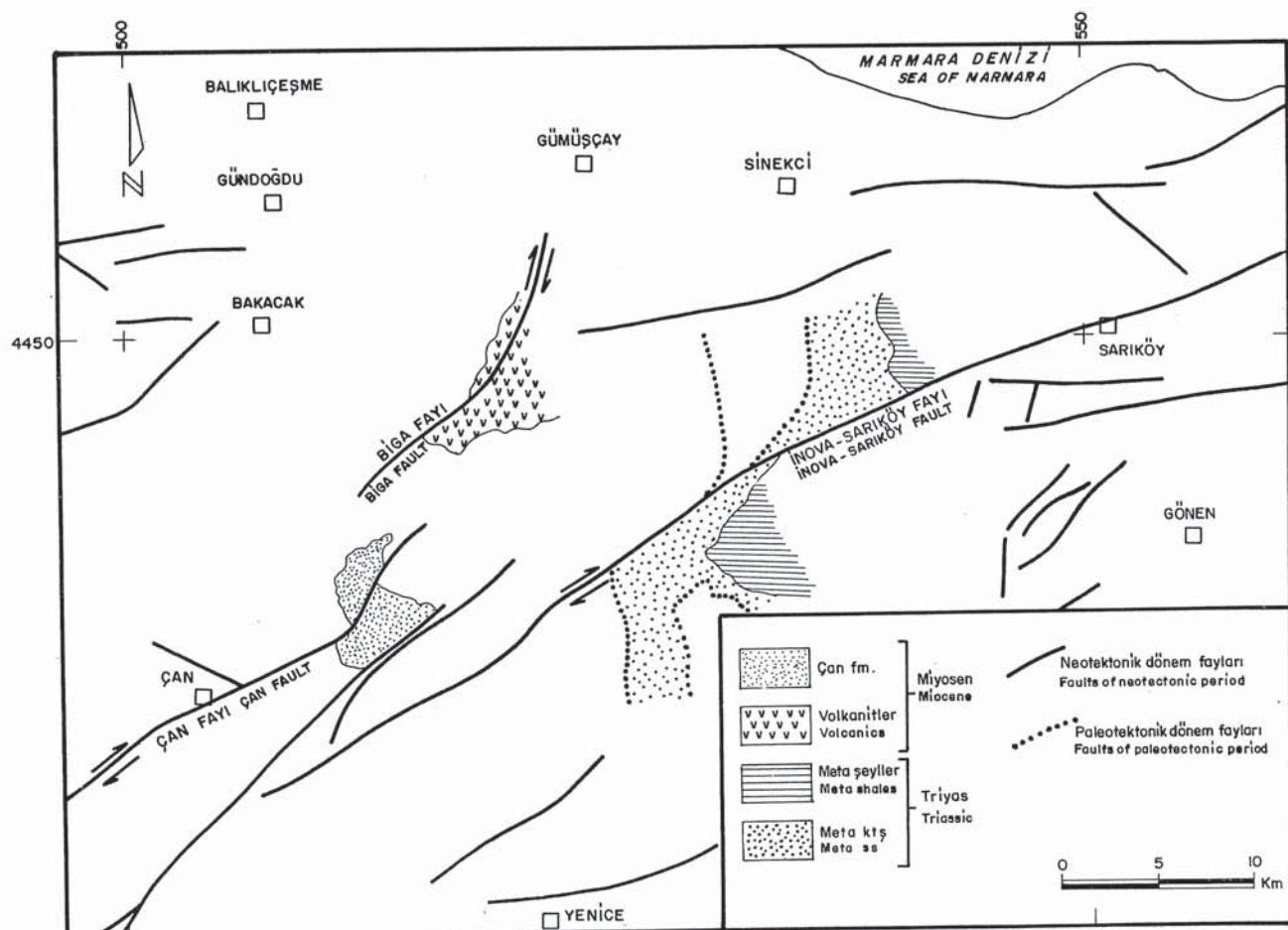


Şekil - 11 : Biga ve Gelibolu yarımalarında neotektonik dönemdeki faylar
Figure - 11 : Faults of neotectonic period in the Biga and Gelibolu peninsulas

kadar sürdürmüştür. Nitkim 1953'de meydana gelen Yenice depreminde Gönen'den Yenice'ye kadar uzanan yaklaşık 50 km uzunlukta bir fay oluşmuş ve bu fay boyunca 1.5-4.3 m arasında değişen sağ yanal atım saptanmıştır (Ketin ve Roesli, 1954). Biga Yarımadası'nda bunun gibi sağ yanal atımı saptanabilen faylar arasında en belirgin olanı İnova-Sarıköy fayıdır. Bu fayla, Triyas detritiklerinde 8 km kadar sağ yanal atım oluşmuştur (Şekil-12). Kuzey blokta yer alan ve Triyas birimlerini sınırlayan eski fay düzlemlerinin, sağ yanal atım sonucunda sola doğru büküldükleri görülmektedir. İnova-Sarıköy fayı Kuzey anadolu Fay Zonu'nda yanal atının hesaplanabildiği çok ender örneklerden bir tanesini oluşturur. Bu kadar belirgin olmamakla birlikte Çan Fayı'nda Çan Formasyonu 1.5 km kadar, Biga Fayı'nda ise Miyosen volkanitleri 4 km kadar sağa atılmıştır.

(Şekil-12). Bunun dışında bu fayların yer yer morfolojik olarak çok belirgin olan düşey atımları da bulunmaktadır. Miyosen'de Çan Formasyonu ve benzeri karasal birimler bu tip yanal atımlı faylara bağlı olarak oluşan ufak gölsel havzalarda çökelmiştir. Çok geniş mostraya sahip volkanitler de bu fay düzlemleri boyunca yükselerken yayılmıştır.

Geç Miyosen ve Pliyosen'de kalkalkalen volkanizma etkisini yitirmiş fakat Kuzey Anadolu Fayı bölgede faaliyetini sürdürmiş ve buna bağlı olarak Toluklar - Esküyaya Fayı ile Küçükkyuyu - Gürcü Fayı arasındaki alan bir basınç sırtı oluşturarak yükselmiş ve Kazdağı silsilesini oluşturmuştur. Bu dönemde Çanakkale Boğazı çevresinde Kirazlı Formasyonu ile temsil edilen sig denizel birimler çökelmiştir. Bu tektonik ve sedimanter rejim büyük ölçüde günümüzde de sürdürmektedir.



Şekil-12: Biga Yarımadasında doğrultu atımlı faylar
Figure-12: Strike Slip faults in the Biga Peninsula

HİDROKARBON OLANAKLARI

Kuzey Trakya'daki Eosen - Oligosen birimlerinin ekonomik miktarlarda gaz ve petrol bulundurduğu ve Hamitabat, Umurca, Kuzey Osmancık ve Deveçatağı sahalarında gaz veya petrol üretildiği bilinmektedir. Biga ve Gelibolu yarımadalarında Tersiyer birimlerinin aşınma halinde bulunması nedeniyle, bu birimlerin bu bölgelerde hidrokarbon açısından fazla ümitli olacağı beklenemez. Fakat Kuzey Ege Denizi'nde yer alan ve dar bir genişliği olan Miyosen yaşlı Prinous Grabeni'nde çok kalın sediman bulunduğu ve burada açılan 12 üretim kuyusundan günde 28.000 varil petrol üretildiği (Turgut, 1988) düşünülürse, benzer tipte ufak grabenlerin Batı Anadolu'da da bulunabileceği söylenebilir. Bu amaçla Biga ve Gelibolu yarımadalarındaki istiflerin hidrokarbon değerlendirilmesi bir ön çalışma niteliğinde yapılmıştır.

Maestrihiyen - Alt Eosen istifinde yer alan birimlerden Karaağaç Formasyonu'nun Koyunlimanı Üyesi'ni oluşturan koyu gri, siyah şeyller ana kaya niteliğine sahip görünümketedir. Önal (1986) olasılıkla bu birimden aldığı numunelerde, 0.37 ile 0.62 arasındaki oranlarda toplam organik karbon olduğunu saptamış, Sümengen ve diğerleri (1987), Koyunlimanı Üyesi çamurtaşlarının organik bakımdan zengin olduğunu belirterek, bunlar arasındaki killi kireçtaşı bantlarının çatlaklarının asfalt dolgulu olduklarını belirtmişlerdir. Karaağaç Formasyonu'nun üst kesimlerinde yer alan Karaburun üyesi kumtaşları fazla diyajenetik olmaları nedeni ile porozitelerini kaybetmiş görülmektedirler fakat, çatlaklı olmaları nedeniyle, hazne kaya özelliği gösterebilirler.

Orta Eosen - Oligosen istifinde yer alan Soğucak Kireçtaşı, yer yer resifal özellikler göstermesi bakımından hazne kaya niteliğinde olup, Kuzey Trakya'da bu birimden petrol üretilmektedir.

Biga ve Gelibolu yarımadalarındaki Ceylan Formasyonu, Trakya'dakine göre şeylce daha zengin görülmekte, taze yüzeylerde koyu renkler ortaya çıkmaktadır. Biga batısından alınan bir numunede toplam organik karbon 1.04 olarak belirlenmiştir. Formasyon'un kumtaşları ise, düşük olmakla birlikte, hazne kaya özelliği gösterebilecek niteliktedir. Birim içerisindeki tuf ve tüfit katkılarda, kırılgan olmaları nedeniyle ikincil poroziteye sahiptir ve Kuzey Trakya'da açılan kuyuların bazlarında gaz ve petrollüdür. Önal (1986), Gelibolu Yarımadası'ndaki Ceylan Formasyonu'ndan alınan üç örnekte maksimum 0.44 toplam organik karbon saptamıştır.

Mezardere Formasyonu, Trakya'daki en önemli ana kaya birimidir; Gelibolu Yarımadası'nda Ceylan Formasyonu'nun üzerindeki 200-300 metre kalınlıkta şeýl ve marnca zengin kesim Mezardere Formasyonu ile deneştiirmektedir. Osmancık Formasyonu, Gelibolu Yarımadası'nda Miyosen istifi altında görülen birimler arasında en iyi hazne niteliklerine sahip olan birimdir. Fakat ge-

nellikle aşınmış olduğu için denizde açılan kuyularda görülmemektedir.

Miyosen kayaları arasında, Edremit Körfezi çevresinde görülen Küçükkyu Formasyonu hidrokarbon açısından en ideal olanıdır. Şeýlin egemen olduğu kesimlerden alınan numunelerde 0.30 ile 1.17 arasında değişen oranlarda toplam organik karbon saptamıştır. Şeýllerin çatlaklarını dolduran aragonitlerde de canlı petrol emareleri görülmektedir. Üst kesimlerdeki kalın tabaklı kumtaşları da birimin hazne kesimini oluşturur. Bu birimi olumsuz kıلان neden bölgede görülen yoğun volkanizmadır.

Çanakkale Boğazı çevresindeki Üst Miyosen istifi de hidrokarbon potansiyeli olabilecek en iyi istiflerdendir. Kuzey Ege Denizi'ndeki Prinous sahasında üretim bu istiften yapılmaktadır; Mürefte - Şarköy bölgesinde yine bu istiften sızan gaz ve petrol, çok eskilerden beri bilinmektedir. Kirazlı ve Alçıtepe formasyonlarının içindeki şeýl kesimlerinin ana kaya nitelikleri yer yer yüksek görülmektedir. Bunlarda saptanan organik karbon oranları 1.1'e kadar çıkar. Bu formasyonların kumtaşları, Biga ve Gelibolu yarımadalarındaki birimler arasında, en iyi hazne özelliklerine sahiptir.

SONUÇLAR

Çalışılan bölgede Tersiyer sırasında, aralarında önemli yükselme ve aşınma safhaları olan dört çökelme evresi ayrı edilmiştir: Maestrihiyen - Erken Eosen, Orta Eosen - Oligosen, Miyosen ve Pliyo - Kuvaterner. İlk döneme ait çökeller çok kısıtlı alanlarda görülmektedir. Orta Eosen - Oligosen dönemi kalın bir klastik istifin gelişmesi, Miyosen etkin bir kalkalkalen magmatizma, Pliyo - Kuvaterner dönemi ise karasal çökellerle temsil edilir.

Trakya Havzası'nın ana dönemi olan Orta Eosen - Oligosen'de Gelibolu ve Biga yarımadaları Trakya Havzasının güneyini oluşturmuştur. Geç Oligosen'de meydan'a gelen yükselme ve aşınma sonucu bu döneme ait çökellerin büyük bir kesimi Biga Yarımadası'nda aşınmıştır.

Erken - Orta Miyosen'de Biga Yarımadası'nda yaygın bir kalkalkalen volkanizma yaşanmış ve çok sayıda granodiorit bileşimli pluton bölgeye yerleşmiştir.

Gelibolu Yarımadası Istranca - Rodop Masifi'ni Sakarya Zonu'ndan ayıran kenet kuşağı üzerinde yer almaktadır. Bu iki kıtasal birim arasında çarışma muhtemelen Erken Eosen'de olmuş ve buna bağlı olarak bölge yükselsi ve aşınmıştır.

Erken Miyosen'de Biga Yarımadası'nda Kuzey Anadolu Fayı'nın faaliyete başlaması ile oluşan birbirinden izole çöküntü havzalarında farklı litolojiler depolanmıştır.

Biga Yarımadası'nda Kuzey Anadolu Fay Zonu'na bağlı çok sayıda NE-SW gidişli fay haritalanmıştır. Bu faylar arasında İnova- Sarıköy Fay'ında sekiz km kadar sağ yanal atım saptanmıştır. Kazdağı silsilesi de Geç Miyosen/Pliyosen'de eşzamanlı hareket eden iki yanal atımlı fay arasında sıkışarak yükselmeye başlamış bir basınç sırtıdır.

TEŞEKKÜR

Çalışmalarımızı destekleyen ve yönlendiren ve bu çalışmanın yayınlanmasına izin veren Ozan Sungurlu, Dursun Açıkbaba ve Süleyman Turgut'a, yayına hazırlamada katkılarını gördüğümüz Volkan Ş. Ediger'e, numunelerimizin mikropaleontoloji, palinoloji ve jeokimya çalışmalarını yapan Serpil Teymur, Feridun Kuru, Mustafa Erenler, Cengiz Alişan ve Hacı İsmail İllez'e teşekkür ederiz.

KAYNAKÇALAR

- Anıl, M., Saupe, F., Zimmerman, J.L., Öngen, S., 1989, Oligo-sen-Miyosen yaşı Nevruz - Çakıroba (Yenice - Çanakkale) kuvarslı monzonit stoklarının K/Ar metoduyla yaş tayini: 43. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, Jeoloji Mühendisleri odası, 25-26.
- Arabu, 1917, Remarques stratigraphiques sur les formations tertiaires du Bassin de la Mer de Marmara: Bull. Soc. geol. France, (4) 17, 390-405.
- Ataman, G., 1975, Plutonisme calco - alkalin d'age Alpin en Anatolie du Nordquest: 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. Univ. Ankara, 22, 19-31.
- Baş, H., 1986, Domaniç - Tavşanlı - Kütahya - Gediz yöreninin Tersiyer jeolojisi: Jeoloji Müh. 27, 11-18.
- Benda, L. ve Meulenkamp, J.E., 1979, Biostratigraphic correlations in the eastern Mediterranean Neogene. 5. Calibration of sporomorph associations, marine microfossils and mammal zones, marina and continental stages and the radiometric scale: Ann. Geol. Pays Hellen., 1, 61-70.
- Borsi S., Ferrara, C., Innocenti, F. ve Mazzudi, R., 1972, Geochronology and petrology of recent volcanics of Eastern Aegean Sea: Bull. Volcan., 36, 473-496.
- Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmazer, B., 1975, Biga Yarımadasının jeolojisi ve Karakaya Formasyonu'nun bazı özelilikleri: Cumhuriyet'in 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, 70-77.
- Bingöl, E., Delaloye, 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.
- Calvert, F. ve Neumar, M., 1880, Die Jungen Ablagerungen am Hellespont: Denkschr. k.k. Akad Wiss., math., nat. Kl. 40, 357- 378
- Doust, H. ve Arıkan, Y., 1974, The geology of the Thrace Basin: Türkiye 2. Petrol Kongresi Tebliğleri, 119-131.
- Ediger, V.Ş., 1988, Biga Yarımadası'ndaki kömürlü birimlerden alınan örneklerin palinoljik analizi: TPAO Araştırma Grubu Rap. No- 1269, 17 s.
- Ediger, V.Ş. ve Alişan C., 1989, Tertiary fungal and algal palynomorph biostratigraphy of the Northern Thrace Basin, Turkey: Reviews of Paleo botany and Palynology, 58, 139-161.
- Ercan, T., 1979, Batı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Se-nozoik volkanizması: Jeoloji Müh., 10, 117-137.
- Erguvanlı, K., 1957, Outline of geology of the Dardanelles: Geol. Mag., 94, 47-53.
- 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.
- Genç, Ş., 1986, Uludağ - İznik Gölü arasındaki jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Rap.
- Gözler, M.Z., Ergül, E., Akçaoren, F., Genç, Ş., Akat, U. ve Acar, Ş., 1984, Çanakkale Boğazı doğusu - Marmara Denizi güneyi - Bandırma - Balıkesir - Edremit ve Ege Denizi arasındaki alanın jeolojisi ve komplikasyonu. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Rap.
- Gutzwiller, O.W., 1921, Beiträge zur Geologie der Umgebung von Mürefte am Marmara - Meere, Tez, Basel, Üniversitesi, 26 s.
- Holmes, A.W., 1966, I. Bölge Trakya'nın Jeolojik etüdü ve stratigrafisi, TPAO Arama Grubu Rap. No, 368
- İnci, U., 1984, Demirci ve Burhaniye bütümlü şeyllerinin stratigrafisi ve organik özellikleri: Türkiye Jeoloji Kurumu Bültene, 5, 27-40.
- Kasar, S., Bürkan, K.A., Siyako, M. ve Demir, O., 1983, Tekirdağ - Şarköy - Encz bölgesinin jeolojisi ve hidrokarbon olanakları: TPAO Arama Grubu Rap. No. 1771, 71 s.
- Keskin, C., 1974, Kuzey Ergene havzasının stratigrafisi: Türkiye ikinci Petrol Kongresi tebliğleri kitabı, 137- 163.
- Ketin, İ. ve Roesli, F., 1954, Makroseismische Untersuchungen über das nordwestanatolische Beben vom 18. März 1953: Eclogae Geol. Helv. 46, 187-208.
- Kopp, K.O., 1964, Geologie Thrakiens II: Die Inseln und der Chersones: N.Jb. Geol. Pal. Abh., 119, 172-214.
- Kopp, K.O., Pavoni, N. ve Schindler, C., 1969, Das Ergene Becken: Beihefte Geol. Jahrbuch, Heft 76, 136 s.
- Krausert, R. ve Malal, Z., 1957, Measured cross- section of the Koyunbaba Member: TPAO Arama Grubu Rap. No- 1433.
- Krushensky, R.D., 1976, Neogene calc - alkaline extrusive and intrusive rocks of the Karalar - Yeşiller area, Northwest Anatolia, Turkey: Bull. Volcan., 40, 336- 360.
- Krushensky, R.D., Akçay, Y. ve Karaege, E.G., 1980, Geology of the Karalar - Yeşiller area, northwest Anatolia, Turkey: Geol. Survey Bull. No. 1461, 72 s.
- N.V. Turkse Shell, 1969, I numaralı Marmara Petrol bölgesinde Ar/NTS/832, 833, 835, 836, 997, 998 hak sıra numaralı arama ruhsatlarına ait terk raporu. TPAO Arama Grubu Rap. No. 769.
- Okay, A.İ., 1985, Kuzeybatı Anadolu'da yer alan metamorfik kuşaklar: Ketin Simpozyumu Kitabı, Türkiye Jeoloji Kurumu, 83-92.
- Önal, M., 1986, Gelibolu Yarımadası orta bölümünün sedimenter fasiyeleri ve tektonik evrimi, KB Anadolu, Türkiye: Jeoloji Müh. 29, 37-46.
- Önal, M., 1987, Gelibolu Yarımadası orta bölümünün çökelme istifleri ve tektoniği, kuzeybatı Anadolu, Türkiye: Yerbilimleri, 5, 21- 38.
- Önem, Y., 1974, Gelibolu Yarımadası ve Çanakkale dolaylarının jeolojisi: TPAO Arama Grubu Rap. No- 877, 30 s.
- Saka, K., 1979, Edremit Körfezi ve civarı Neojen'in jeolojisi ve hidrokarbon olanakları: TPAO Arama Grubu Rap. No. 1341, 17 s.
- Saltık, O., 1974, Şarköy - Mürefte sahaları jeolojisi ve petrol olanakları: TPAO Arama Grubu Rap. No, 879, 24 s.
- Saner, S., 1980, Mudurnu - Göynük havzasının Jura ve sonrası çökelim nitelikleriyle paleogeografi yorumlanması: Türkiye Jeoloji Kurumu Bültene, 23, 39-52.
- Saner, S., 1985, Saros Körfezi dolayının çökelme istifleri ve

- tektonik yerleşimi, kuzeyaoğu Ege Denizi, Türkiye: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 28, 1-10.
- Schindler, C., 1960, Die Störungszone von Gölcük (Türkisch Thracien) und ihr Einfluss auf die Sedimentation des Alt-tertiars: Eclogae Geol. Helv., 52, 695 - 707.
- Sfondrini, G., 1961, Surface geological report on Ar/TPO/I/538 and 537: TPAO Arama Grubu Rap. No- 1429, 9s.
- Sümengen, M., Terlemez, İ., Şentürk, K. ve Karaköse, C., 1987, Gelibolu Yarımadası ve güneybatı Trakya havzasının stratigrafisi, sedimentolojisi ve tektoniği: Maden Teknik ve Arama Enstitüsü Rap.
- Şengör, A.M.C., 1979, the North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic significance: Jour. Geol. Soc. London, 136, 269-282.
- Şentürk, K. ve Okay, A.I., 1984, Saros Körfezi doğusunda yüksek basınç matemorfizması: Maden Teknik ve Arama Dergisi, 97/98, 152-155.
- Toker, V. ve Erkan, E., 1985, Gelibolu Yarımadası Eosen formasyonları nannoplankton biyostratigrafisi: Maden Teknik ve Arama Dergisi, 101/102, 72-91.
- Turgut, S., 1988, Ege Denizi'nin hidrokarbon aramaları yönünden irdelemesi: Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 1, 27-38.
- Ünal, O., 1967, Trakya Jeolojisi ve petrol imkanları: TPAO Arama Grubu Rap. No. 391, 86 s.