TÜBİTAK

TÜRKİYE BİLİMSEL VE
TEKNİK ARAŞTIRMA KURUMU

THE SCIENTIFIC AND TECHNICAL
RESEARCH COUNCIL OF TURKEY

1997-1367

Türkiye Denizleri

YDABÇAG-606/G

Yer Deniz Atmosfer Bilimleri ve
Çevre Araştırma Grubu

Earth Marine Atmospherical Sciences and
Environmental Researches Grant Group

1997-1367

Türkiye Denizleri

YDABÇAG-606/G

PROF.DR. NACİ GÖRÜR
PROF.DR. ARAL OKAY
PROF.DR. YÜCEL YILMAZ
PROF.DR. AYKUT BARKA
DOÇ.DR. OKAN TÜYSÜZ
PROF.DR. TEMEL OĞUZ
PROF.DR. SÜLEYMAN TUĞRUL
Y.DOÇ.DR. MEHMET SAKINÇ
CENK YALTIRAK
Ş.CAN GENÇ
Ö.FEYZİ GÜRER
Y.DOÇ.DR. ZEKİYE KARACIK
DR. ŞAFAK ALTUNKAYNAK
MUSTAFA BOZCU
KAMİL YILMAZ
DR. ALİ ELMAS
NİLGÜN OKAY

R.796
1-387
Tr.

OCAK 1999

İçindekiler

1. Denizlerimizin Genel Oşinografik Özelliklerine Toplu Bir Bakış 1
T. Oğuz ve S. Tuğrul

2. Karadeniz Pontus Euxsinus 23
O. Tüysüz

3. Marmara Denizinin Jeolojisi ve Jeofiziği 131
A.A. Barka, M. Sakınç ve C. Yaltırak

4. Ege Denizi ve Ege Bölgesi'nin Jeolojisi ve Evrimi 211
Y.Yılmaz, S.C. Genç, Ö.F. Gürer, Z. Karacık, Ş. Altunkaynak, M. Bozcu, K. Yılmaz, A. Elmas

5. Doğu Akdeniz'in Tektoniği 337
A.İ. Okay ve N. Okay

Önsöz

Ülkemizde yerbilimcilerimiz göreli olarak oldukça üretkendirler. Evrensel standart ve kalitedeki çalışmalarımız küçümsenemeyecek miktardadır. Bunda ülkemiz jeolojisinin çok ilginç ve çekici olmasının önemli bir payı vardır. Karmaşık jeolojik problemlerimiz dünya çapında Alp jeologlarının yetişmesine neden olmuştur. Ancak deniz jeolojisi açısından aynı şeyleri söylemek, maalesef pek mümkün değildir. Hatta, bu açıdan bakıldığında denizlerimiz bir bakıma terkedilmiş gibi gözükmektedir. Üniversitelerimizde köklü deniz jeolojisi eğitiminin olmayışı da bu olumsuzlukda önemli bir rol oynamıştır.

Türkiye'de belirli bir program altında ve ülke çapında deniz jeolojisi araştırmaları TÜBİTAK, MTA ve Üniversiteler işbirliğiyle ilk defa 1995 yılında başlatılmıştır. Ulusal Deniz Jeolojisi Projesi olarak yürütülen bu çalışmalarda MTA ve İTÜ dışında çok sayıda üniversite yer almıştır. Bu ulusal projenin yürütülmesinde TPAO'nun da önemli desteği olmuştur. Proje sonuçları yavaş yavaş uluslararası dergilerde yayınlanmaya başlamıştır. Son derece mütevazi bütçelerle yürütülmekte olan ulusal proje bir kesintiye uğramadığı taktirde, Türk Yerbilimcileri kısa zamanda kendi denizlerinin jeolojik yapılarının anlaşılmasında ve mineral kaynaklarının belirlenmesinde söz sahibi olacaklardır. Seçkin yerbilimcilerimizin dikkatlerinin denizlerimizin üzerine çekilmesi bu hedefe ulaşılması bakımından önemlidir.

Bu kitap ülkemizi çevreleyen denizlerimize ait jeolojik bilgilerin bir sentezi niteliğindedir. Her bir deniz o konuda uzman kişi veya kişiler tarafından yazılmıştır. Çok sayıda yerli ve yabancı kaynağa ve orjinal çalışmalara dayandırılmıştır. Denizlerimizin bilinen ve bilinmeyenleri ayırt edilerek, gelecekteki araştırma projelerinin kolaylıkla oluşturulmasına imkan verilmiştir. Tüm yerbilimcilerimize ve uygulamacı kuruluşlarımıza yararlı olması dileğiyle.

Naci Görür.
Ocak,1999
İstanbul

Oğuz, T. ve Tuğrul, S., 1998, Denizlerimizin genel oşinografik özelliklerine toplu bir bakış. *Türkiye Denizlerinin ve Çevre Alanların Jeolojisi.* (Editör N. Görür), s.1-21, İstanbul.

Bölüm 1

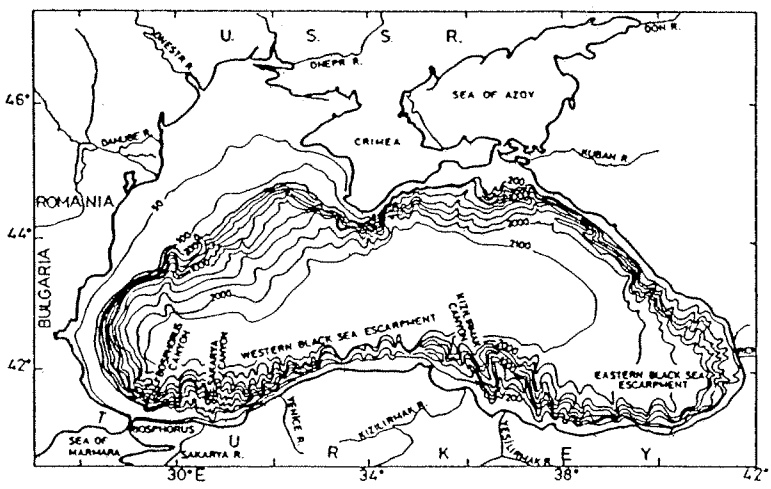
Denizlerimizin Genel Oşinografik Özelliklerine Toplu Bir Bakış

Temel Oğuz ve Süleyman Tuğrul
Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Deniz Bilimleri Enstitüsü
P.K.28, Erdemli 33731, İçel

1. GİRİŞ

Bu bölümde yurdumuzu çevreleyen denizlerimizin genel oşinografik özellikleri ana hatlarıyla anlatılmaktadır. Bu özet bölüm son on-onbeş yılda yurdumuzdaki deniz bilimleri konusunda yürütülen araştırmalardan derlenmiş olup daha kapsamlı bilgilere her alt başlık altında verilen kaynaklardan ulaşılabilir. Burada Karadeniz' in geometri, su bütçesi ve tabakalaşma özellikleri ile genel dolaşım sistemi ve biyokimyasal yapısı anlatılmaktadır. Daha sonra aynı özellikler Çanakkale ve İstanbul Boğazları ile Marmara Denizi'nden oluşan Türk Boğazlar Sistemi, Ege Denizi ve Doğu Akdeniz'in Levant Havzası için verilmektedir.

2. KARADENİZ'İN OŞİNOGRAFİK ÖZELLİKLERİ



Şekil 1. Karadeniz'in coğrafik konumu ve havzanın batimetrik özellikleri.

2.1. Geometrik Özellikleri

Karadeniz yaklaşık olarak 1000 km uzunluğa ve 400 km genişliğe sahip, Asya ile Avrupa kıtaları arasında bulunan yarı-kapalı bir iç deniz olup İstanbul Boğazı, Marmara Denizi ve Çanakkale Boğazı yoluyla Ege Denizi'ne bağlanmaktadır (Şekil 1). Karadeniz Havzası' nın %70'e varan iç kesimi derinliği 2000 m'yi aşan, nisbeten düz, bir taban topoğrafyasından oluşmakta ve çok dik bir topoğrafik eğim ile havzanın etrafını çevreleyen kıta sahanlığına bağlanmaktadır. Şekil 1'den görüleceği gibi, kıta sahanlığı genellikle çok dar

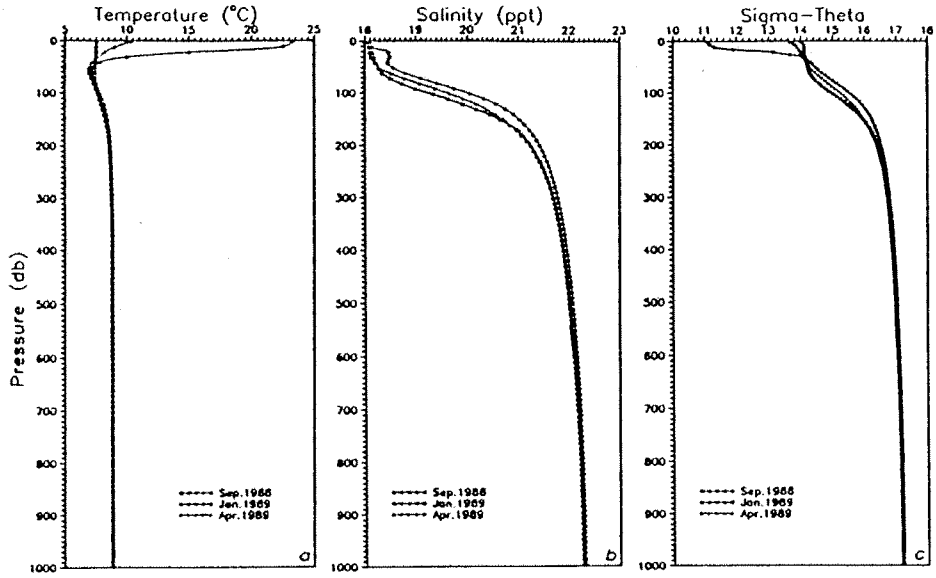
(yaklaşık 20-30 km genişliğinde) olup sadece kuzeybatı kesiminde geniş bir alanı kaplamaktadır. Karadeniz kuzeybatı kıta sahanlığı olarak isimlendirilen bu geniş ve ortalama derinliği 50 m olan sığ bölge batı kıyısı boyunca güneye doğru giderek daralmakta ve İstanbul Boğazı'nın doğusundaki Sakarya deltası açıklarında sona ermektedir.

2.2. Genel Su Bütçesi ve Tabakalaşma Özellikleri

Karadeniz'in en önemli oşinografik özelliklerinden birisi, tatlı su girdisinin buharlaşma nedeniyle olan su kaybından daha fazla olmasıdır. Nehirler ve yağışlar ile olan tatlı su girdisi yaklaşık olarak sırasıyla 350 km^3/yıl ve 300 km^3/yıl , buharlaşma nedeniyle olan kayıp ise 350 km^3/yıl civarındadır (Ünlüata vd., 1990). Su bütçesindeki 300 km^3/yıl civarındaki bu fazlalık İstanbul Boğazı yoluyla Karadeniz'den Marmara yönünde gerçekleşen net su çıktısı ile dengelenmektedir. Yaklaşık 600 km^3/yıl debisinde ve binde 18 tuzluluğundaki bir su kütlesi Karadeniz'den Ege Denizi'ne doğru yüzey suları olarak taşınmaktadır. Bu su kütlesinin altında, yaklaşık binde 36 tuzluluğa sahip daha yoğun Akdeniz kaynaklı 300 km^3/yıl debisindeki bir su kütlesi ise Karadeniz'e girmektedir. Bu tür bir artı su bütçesi son 5000-10000 yılda Karadeniz'in boğazlar yoluyla Akdeniz'e bağlanması ve Akdeniz kaynaklı suları almaya başlamasıyla ortaya çıkmıştır.

Boğazların açılması ve Akdeniz kaynaklı tuzlu suların Karadeniz'e doğru akması sonucu, daha önceleri tüm derinliklerde tatlı su özelliği gösteren Karadeniz'de giderek bir tuzluluk katmanlaşması oluşmaya başlamıştır. Günümüzde ise su kolonunun yaklaşık olarak 100-150 m derinliklerde birbirinden çok keskin bir yoğunluk arayüzeyi ile ayrılan iki ayrı su kütlesinden oluştuğu söylenebilir (Oğuz vd., 1992, 1993, 1994; Özsoy vd., 1993a; Özsoy ve Ünlüata, 1997). Yüzey tabakasının ilk 30-40 metrelik bölümü, tipik olarak binde 18 tuzluluğa ve mevsimlere göre 5 ile 25 °C arasında değişen sıcaklığa sahiptir. Tuzluluk bu tabaka içinde yöresel ve mevsimsel olarak ±0.5 birim kadar değişmekte, 75 m'de yaklaşık binde 19.5±0.3, 100 m'de 20.0±0.5 ve 125 m'de 20.5±0.2 değerlerine ulaşmaktadır. Ara tabakanın altındaki değişimler göreceli olarak daha az olup, tipik tuzluluk değerleri 200 m'de binde 21.4, 400 m'de 22.0, 1000 m'de ise binde 22.0 kadardır. Yüzey tabakasının en çarpıcı özelliği ise 8 °C den daha soğuk ve "Karadeniz Ara Tabaka Suyu (KATS)" olarak tanımlanan bir su kütlesinin varlığıdır. Bu ara tabaka suyu, kış mevsiminde ana kara üzerinden gelen soğuk hava kütlelerinin bölgeyi etkilemesi sonucu yüzey sularının 5 °C'ye kadar soğuyarak yoğunluğunu 14.6-14.8 kg/m^3 mertebesine kadar artırması ile ortaya çıkmaktadır. Böylece, yoğun yüzey suları kendi yoğunluk seviyelerine ulaşıncaya kadar batmakta ve buradaki su kütlesini karıştırarak homojen bir yapıya dönüştürmektedir. Bu olay genellikle Ocak-Şubat aylarında derinliği 50-75 m'ye kadar ulaşan üst tabakada ortaya çıkmaktadır. İlkbahar ve yaz aylarında havanın ısınmasıyle birlikte, yüzey tabakasının ilk 15-25 m'lik katmanı giderek ısınmakta ve daha aşağıdaki daha soğuk sulardan çok keskin bir mevsimsel sıcaklık geçiş tabakası ("termoklin") ile ayrılmaktadır. Bu aylarda KATS mevsimsel termoklin ile daha aşağıdaki sabit termoklin-pinoklin arasında belirgin bir soğuk su kütlesi olarak konumunu korumaktadır. Yüzey tabakası sularının bu anlatılan mevsimsel değişimleri Şekil 2 de gösterilmektedir.

Sabit arayüzeyin altındaki suların sıcaklığı derinliğe göre çok daha az değişmekte ve 200 m'de 8.7 °C, 500 m'de 8.9 °C ve 1000 m'de 9.0 °C'ye yükselmektedir. Daha derinlere inildikçe, 1000 - 1700 metreler arasında, sıcaklık sadece 9.2 °C'ye, tuzluluk da binde 22.35'e kadar artmaktadır. Bu değerler, su kolonunun deniz tabanına kadar olan yaklaşık 300-400 m'lik bölümdeki homojen tabaka içinde sabit kalmaktadır. Bu tabaka binlerce yıldır tabandan yukarı doğru devam eden jeotermal kaynaklı ısınmanın neticesinde ortaya çıkmış olup 1017.23 kg/m^3 değerinde sabit bir yoğunluğa sahiptir.



Şekil 2. Karadeniz'in tipik yaz, kış ve ilkbahar şartlarını gösteren sıcaklık, tuzluluk ve yoğunluk profilleri.

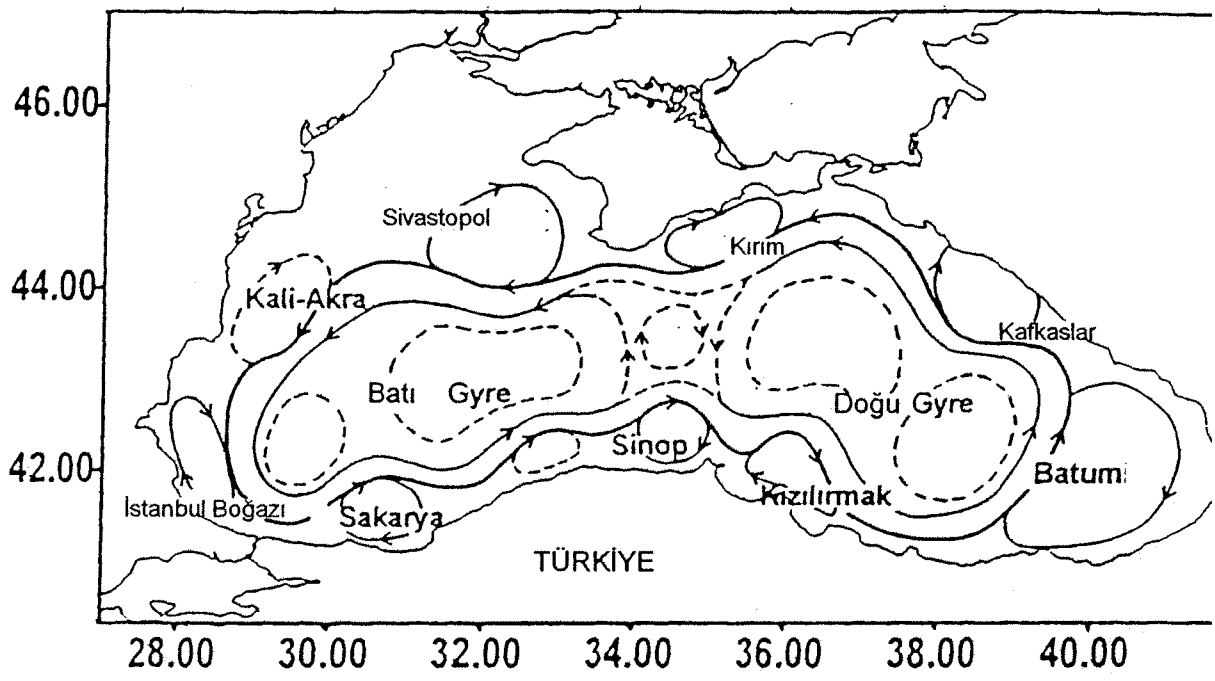
2.3. Su Sirkülasyonu Özellikleri

Karadeniz'de birbirinden keskin bir yoğunluk ara yüzeyi ile ayrılan iki tabakalı su kütlesi yapısına uygun olarak iki tabakalı bir dolaşım sistemi bulunmaktadır (Oğuz vd., 1992, 1993, 1994, 1998c; Özsoy ve Ünlüata, 1997; Sur vd., 1994, 1996). Yaklaşık derinliği 100-150 m olan yüzey tabakası içinde, 1990 yılı sonrasında uluslararası düzeyde yapılan deniz çalışmalarından, daha önceleri bilinenin aksine, oldukça karmaşık ve değişken bir dolaşım sisteminin varlığı ortaya çıkmıştır. Bu sistemin en temel öğesi havzayı çevreleyen kıyı boyunca topoğrafik eğim kuşağı üzerindeki Karadeniz Kıyısal Akıntı Sistemi (KAS)'dır. Bu sistem kıyısal bölgeyi, kıvrımlar ve menderesler oluşturarak, siklonik (saat yönünün tersi istikametinde) dolaşmakta olup daha az tuzlu ve genellikle küçük antisiklonik döngülerden oluşan dar kıyı kuşağını, iç bölgeyi kaplayan büyük siklonik hücreden ayırmaktadır. Genellikle derinliği 2000 m'yi aşan iç bölgedeki bu siklonik hücre ise, birbiriyle ve KAS ile devamlı etkileşim halindeki takriben 100 km çapındaki bir seri hücreden oluşmaktadır. Bu dolaşım sisteminin ana hatları Şekil 3'de gösterilmiştir. Bunun günlük-haftalık zaman ölçeklerindeki değişimleri uydu resimlerinden izlenebilmektedir. Kıyısal antisiklonik döngülerin en büyüğü ve en az değişime uğrayanı basenin doğu ucunda bulunan ve Şekil 3'de Batumi döngüsü olarak isimlendirilenidir.

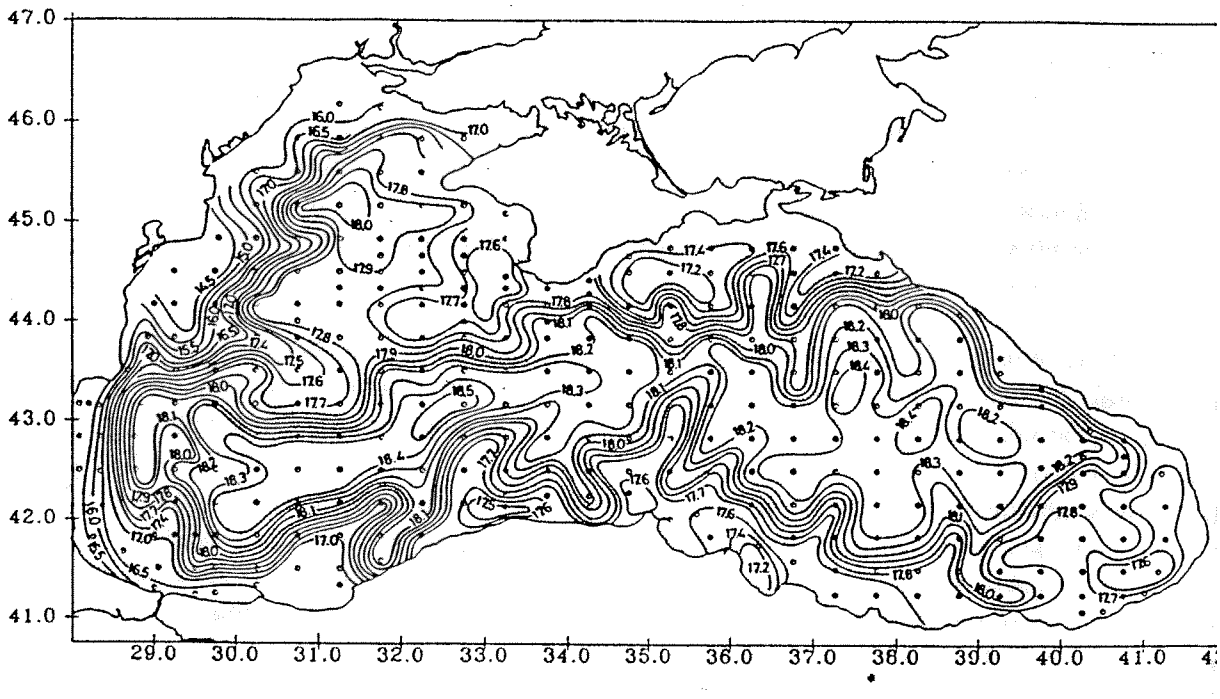
KAS sistemi içindeki akıntıların şiddeti mevsimsel olarak değişmektedir. İlkbahar aylarında tipik olarak 50 cm/san'den fazla ve zaman zaman 100 cm/san'ye ulaşan akıntılar ölçülmüştür. Sonbahar aylarında ise yaklaşık 30 cm/san şiddetindeki akıntıların varlığı bilinmektedir. Bu akıntılar genellikle 100-150 metrelik yüzey tabakası içinde sabit kalmaktadırlar. Öte yandan, akıntılar ara yüzey geçiş tabakası içinde hızla değişmekte ve 200 m'nin altındaki derinliklerde yaklaşık olarak 10 cm/san'ye düşmektedir. Alt tabaka içindeki 200 ile 500 m arasında yüzey tabakasındakine benzer şekilde orta ölçekli döngülerden oluşan karmaşık bir akıntı sisteminin varlığına rastlanılmaktadır. Sadece 1-2 cm/san gibi çok zayıf akıntıların görüldüğü 500 m'nin altındaki dolaşım sisteminin yapısı hakkında ise detaylı bir bilgi mevcut değildir.

Şekil 3'de gösterilen genel dolaşım sistemine ek olarak , batı kıyıları boyunca Tuna, Dinyaper ve Dinyester nehirlerinden gelen tatlı su girdisi nedeniyle oluşan güney yönünde bir kıyısal akıntı sistemi bulunmaktadır. Bulgaristan ve Türkiye kıyılarında bu akıntılar KAS ile birleşerek onun bir parçası

haline gelmektedir. Tatlı su girdisi ile oluşan bu akıntı sistemi kuzeybatı kıta sahanlığının dış kesimlerinden binde 3-4 gibi tuzluluk farkları olan çok keskin bir cephe ile ayrılmaktadır (bak. Şe 4). Öte yandan, belirli şartlar altında kıyısal akıntı sisteminin bir bölümünün kuzeye doğru döner kıta sahanlığının kuzey-kuzey doğu kıyıları boyunca antisiklonik istikametinde aktığı da gözlenmi Bu akıntılar daha sonra Kırım Yarımadası'nın güneybatı kesimlerinde KAS a katılarak batı-güney yönünde akmaktadırlar.



Şekil 3. Karadeniz'in yüzey tabakasındaki genel dolaşım ve döngü sistemleri



Şekil 4. Karadeniz' in yüzeyindeki Temmuz 1992 dönemine ait tuzluluk dağılımı.

Karadeniz'in su sirkülasyonu üzerine yapılan sayısal modelleme çalışmaları, yüzey tabakasındaki siklonik dolaşım sisteminin ana oluşum nedeninin rüzgarlar olduğunu ortaya çıkarmıştır (Oğuz vd., 1995, Oğuz ve Malanotte-Rizoli, 1996a; Stanev vd., 1995, 1997). Kuzeybatı kıta sahanlığındaki nehirlerden tatlı su girdisi sonucu oluşan kıyısal akıntılar da bu tür bir siklonik dolaşım sistemine katkıda bulunarak belli dönemlerde şiddetinin artmasına neden olmaktadır. Mevsimlere göre büyük değişimler gösteren ısınma-soğuma, yağış-buharlaşma gibi termohalin etkiler sonucunda oluşan akıntılar ise rüzgarlar ile oluşan akıntıları bir dereceye kadar değiştirmektedir. Örneğin, kış aylarındaki aşırı soğuma siklonik dolaşım sistemini kuvvetlendirerek daha kararlı bir duruma getirmektedir.

2.4. Biyo-Kimyasal Özellikleri

Karadeniz'in kimyasal açıdan en büyük özelliği yüzey tabakasının altındaki suların oksijensiz ve tamamen hidrojen sülfür (H_2S) ile kaplı olmasıdır. Karadeniz dip sularının oksijensizleşmesi yukarıda değinilen iki tabakalı su kütlesi sisteminin oluşum sürecinin doğal bir sonucudur. Böylece yüzeyden derin sulara dikey karışımlarla oksijen girişi çok sınırlanmış ve yüzeyden derinlere çöken organik maddeyi ayrıştıran havalı ortam bakterilerinin oksijen ihtiyacı karşılanamaz olmuştur. Giderek oksijence fakirleşen alt sular, bu sürec içinde bütün oksijenini tüketerek tamamen oksijensiz bir yapıya dönüşmüş ve bugünkü görünümünü almıştır. Günümüzde, hidrojen sülfürlü tabaka 16.2 kg/m^3 yoğunluk yüzeyine karşılık gelen, Karadeniz'in iç kesimlerinde yaklaşık 100-120 m'de, kıyısal kesimlerde ise 160-180 m derinliklerde başlamaktadır. Oksijensiz, sülfürlü alt tabaka, oksijence zengin yüzey tabakasından bir geçiş tabakası ile ayrılmaktadır. Bu geçiş tabakasının ve bunun üzerindeki oksijenli tabakanın özellikleri üzerine yapılan araştırmalar son yıllarda giderek artan bir önem kazanmıştır (Tuğrul vd., 1992; Saydam vd., 1993; Baştürk vd., 1994, 1996, 1997). Oksijence zengin üst tabaka genelikle 40-50 m kalınlığında olup, kıyısal kesimlerde yaklaşık 100 m'ye kadar inebilmektedir. Bu tabakanın oksijen içeriği mevsimlere bağlı olarak 250-450 µM arasında değişmektedir. En yüksek oksijen değerleri kış aylarında homojen üst tabakanın tamamında, yaz aylarında ise mevsimsel termoklin tabakasının altındaki soğuk KATS içinde (soğuk suyun oksijen içeriğinin fotosentezle kısmen artması sonucu) görülmektedir. Atmosfer girdisinin yanısıra, fotosentez girdisiyle desteklenen ışıklı üst tabaka oksijen derişimi, 40-50 m kalınlığındaki üfotik tabakanın altındaki 20-30 m'lik bir tabakada -yetersiz girdi ve oksijenli organik madde oksidasyonu esnasındaki tüketim sonucu hızla azalarak, 10-30 µM değerlerine kadar düşmektedir (Yılmaz vd., baskıda). Oksijence fakir bu tabakanın üst sınırı, Karadeniz genelinde su yoğunluğunun 15.4-15.6 $kğ/m^3$' e ulaştığı derinliklere karşılık gelmektedir. Bu yüzeyin altındaki yaklaşık 16.0 kg/m^3 yoğunluk yüzeyine kadar olan 30-40 m'lik tabakada ise oksijen 5 µM değerlerinin altında kalmaktadır. Bu tabaka, H_2S'li sular ile oksijenli sular arasındaki oksijensiz-sülfürsüz bir arageçiş (suboksik) tabakası olarak tanımlanmaktadır. Bunun varlığı ancak son yıllarda yapılan araştırmalar sonucu ortaya çıkarılmıştır (Murray vd., 1989,1995; Tuğrul vd., 1992). Daha önceki araştırmalarda ise bu geçiş tabakasında yaklaşık 10 µM oksijen ve 1-2 µM H_2S'in beraberce bulunduğu öne sürülmüştür (Faschuk vd., 1990). Su kolonunun tüm bu özeliklerini içeren oksijen ve hidrojen sülfür profilleri Şekil 5'de verilmektedir.

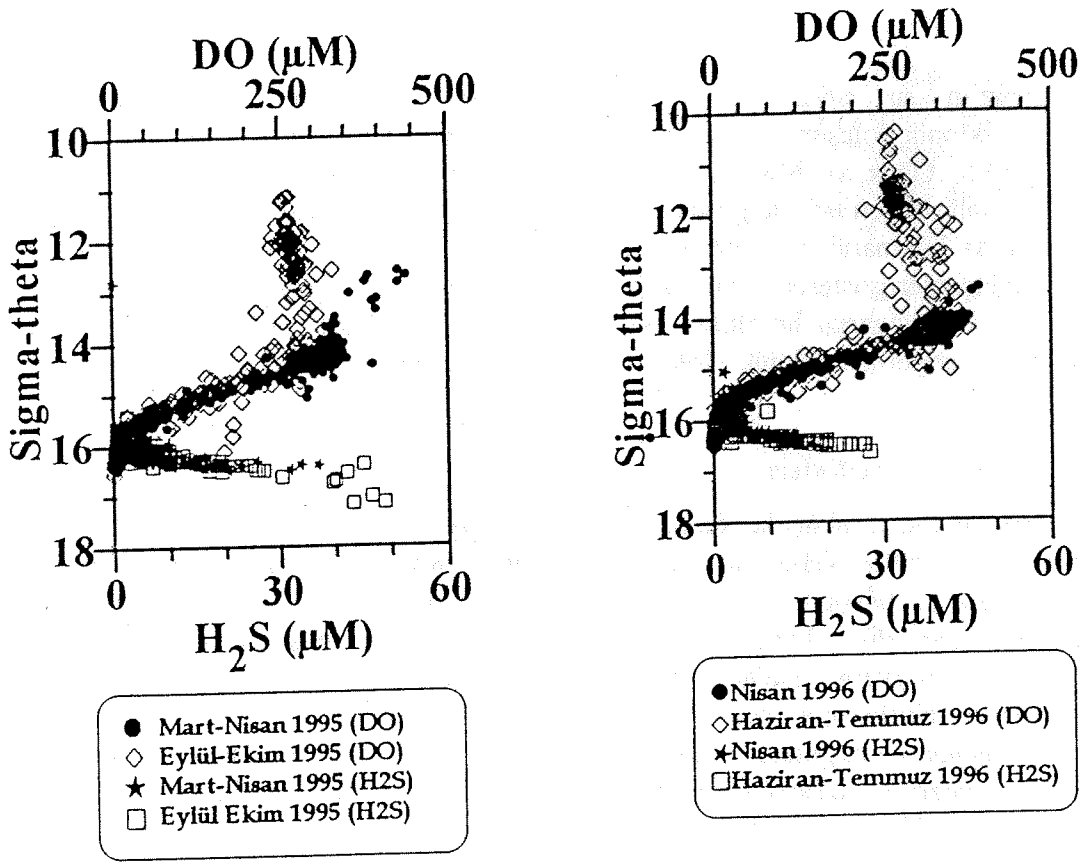
Karasal kaynaklı yüksek miktardaki kimyasal girdiler nedeniyle, Karadeniz besin tuzları bakımından son çeyrek yüzyılda giderek zenginleşmiştir. Işıklı yüzey sularında, fotosenteze dayalı tüketim nedeniyle genellikle düşük olan besin tuzları konsantrasyonları, üfotik tabakanın altındaki oksijenin azalmaya başladığı tabakanın içinde organik maddelerin parçalanarak tekrar inorganik besin tuzları haline dönüşmesi nedeniyle giderek artmaktadır. Su kolonundaki nitrat ve fosfat değişimlerinin en yüksek değerleri oksijenin, daha önce değinilen , yaklaşık 10-30 µM değerine düştüğü derinliklere karşılık gelmektedir. Oksijensiz tabaka içindeki organik madde parçalanma işlevinin nitrat iyonları tarafından yapılması sonucu, denitrifikasyon nedeniyle tepe değerlerinin

Karadeniz'in su sirkülasyonu üzerine yapılan sayısal modelleme çalışmaları, yüzey tabakasındaki siklonik dolaşım sisteminin ana oluşum nedeninin rüzgarlar olduğunu ortaya çıkarmıştır (Oğuz vd., 1995, Oğuz ve Malanotte-Rizoli, 1996a; Stanev vd., 1995, 1997). Kuzeybatı kıta sahanlığındaki nehirlerden tatlı su girdisi sonucu oluşan kıyısal akıntılar da bu tür bir siklonik dolaşım sistemine katkıda bulunarak belli dönemlerde şiddetinin artmasına neden olmaktadır. Mevsimlere göre büyük değişimler gösteren ısınma-soğuma, yağış-buharlaşma gibi termohalin etkiler sonucunda oluşan akıntılar ise rüzgarlar ile oluşan akıntıları bir dereceye kadar değiştirmektedir. Örneğin, kış aylarındaki aşırı soğuma siklonik dolaşım sistemini kuvvetlendirerek daha kararlı bir duruma getirmektedir.

2.4. Biyo-Kimyasal Özellikleri

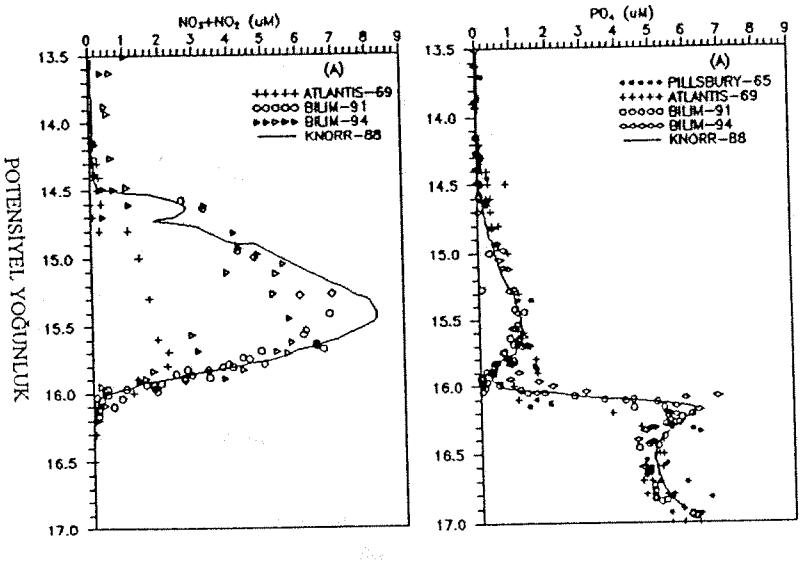
Karadeniz'in kimyasal açıdan en büyük özelliği yüzey tabakasının altındaki suların oksijensiz ve tamamen hidrojen sülfür (H_2S) ile kaplı olmasıdır. Karadeniz dip sularının oksijensizleşmesi yukarıda değinilen iki tabakalı su kütlesi sisteminin oluşum sürecinin doğal bir sonucudur. Böylece yüzeyden derin sulara dikey karışımlarla oksijen girişi çok sınırlanmış ve yüzeyden derinlere çöken organik maddeyi ayrıştıran havalı ortam bakterilerinin oksijen ihtiyacı karşılanamaz olmuştur. Giderek oksijence fakirleşen alt sular, bu sürec içinde bütün oksijenini tüketerek tamamen oksijensiz bir yapıya dönüşmüş ve bugünkü görünümünü almıştır. Günümüzde, hidrojen sülfürlü tabaka 16.2 kg/m^3 yoğunluk yüzeyine karşılık gelen, Karadeniz'in iç kesimlerinde yaklaşık 100-120 m'de, kıyısal kesimlerde ise 160-180 m derinliklerde başlamaktadır. Oksijensiz, sülfürlü alt tabaka, oksijence zengin yüzey tabakasından bir geçiş tabakası ile ayrılmaktadır. Bu geçiş tabakasının ve bunun üzerindeki oksijenli tabakanın özellikleri üzerine yapılan araştırmalar son yıllarda giderek artan bir önem kazanmıştır (Tuğrul vd., 1992; Saydam vd., 1993; Baştürk vd., 1994, 1996, 1997). Oksijence zengin üst tabaka genelikle 40-50 m kalınlığında olup, kıyısal kesimlerde yaklaşık 100 m'ye kadar inebilmektedir. Bu tabakanın oksijen içeriği mevsimlere bağlı olarak 250-450 µM arasında değişmektedir. En yüksek oksijen değerleri kış aylarında homojen üst tabakanın tamamında, yaz aylarında ise mevsimsel termoklin tabakasının altındaki soğuk KATS içinde (soğuk suyun oksijen içeriğinin fotosentezle kısmen artması sonucu) görülmektedir. Atmosfer girdisinin yanısıra, fotosentez girdisiyle desteklenen ışıklı üst tabaka oksijen derişimi, 40-50 m kalınlığındaki üfotik tabakanın altındaki 20-30 m'lik bir tabakada -yetersiz girdi ve oksijenli organik madde oksidasyonu esnasındaki tüketim sonucu hızla azalarak, 10-30 µM değerlerine kadar düşmektedir (Yılmaz vd., baskıda). Oksijence fakir bu tabakanın üst sınırı, Karadeniz genelinde su yoğunluğunun 15.4-15.6 $kğ/m^3$ e ulaştığı derinliklere karşılık gelmektedir. Bu yüzeyin altındaki yaklaşık 16.0 kg/m^3 yoğunluk yüzeyine kadar olan 30-40 m'lik tabakada ise oksijen 5 µM değerlerinin altında kalmaktadır. Bu tabaka, H_2S'li sular ile oksijenli sular arasındaki oksijensiz-sülfürsüz bir arageçiş (suboksik) tabakası olarak tanımlanmaktadır. Bunun varlığı ancak son yıllarda yapılan araştırmalar sonucu ortaya çıkarılmıştır (Murray vd., 1989,1995; Tuğrul vd., 1992). Daha önceki araştırmalarda ise bu geçiş tabakasında yaklaşık 10 µM oksijen ve 1-2 µM H_2S'in beraberce bulunduğu öne sürülmüştür (Faschuk vd., 1990). Su kolonunun tüm bu özeliklerini içeren oksijen ve hidrojen sülfür profilleri Şekil 5'de verilmektedir.

Karasal kaynaklı yüksek miktardaki kimyasal girdiler nedeniyle, Karadeniz besin tuzları bakımından son çeyrek yüzyılda giderek zenginleşmiştir. Işıklı yüzey sularında, fotosenteze dayalı tüketim nedeniyle genellikle düşük olan besin tuzları konsantrasyonları, üfotik tabakanın altındaki oksijenin azalmaya başladığı tabakanın içinde organik maddelerin parçalanarak tekrar inorganik besin tuzları haline dönüşmesi nedeniyle giderek artmaktadır. Su kolonundaki nitrat ve fosfat değişimlerinin en yüksek değerleri oksijenin, daha önce değinilen , yaklaşık 10-30 µM değerine düştüğü derinliklere karşılık gelmektedir. Oksijensiz tabaka içindeki organik madde parçalanma işlevinin nitrat iyonları tarafından yapılması sonucu, denitrifikasyon nedeniyle tepe değerlerinin



Şekil 5. Karadeniz' de çözünmüş oksijen ve hidrojen sülfürün su kolonunda yoğunluğa karşı dikey değişimi.

altındaki derinliklerde nitrat derişimi hızlı bir şekilde azalarak H_2S arayüzeyine yakın derinliklerde tükenmektedir (Şekil 6a). Sülfürlü suların üst sınırında nitrat derişimi giderek gözlenemez seviyelere düşerken, fosfat farklı redoks etkileşimleri sonucu hızlı bir artış göstererek ikinci bir tepe değerine ulaşmakta ve daha sonra kısmen azalmaktadır (Şekil 6b).H_2S'li alt sularda ise bu bölgeye özgün organik madde ayrışmasından açığa çıkan amonyak, yıllarca alt sularda birikimin bir sonucu olarak derinlere doğru artan bir değişim göstermektedir (Şekil 6c) (Murray vdl., 1989; Codispoti vd., 1991).



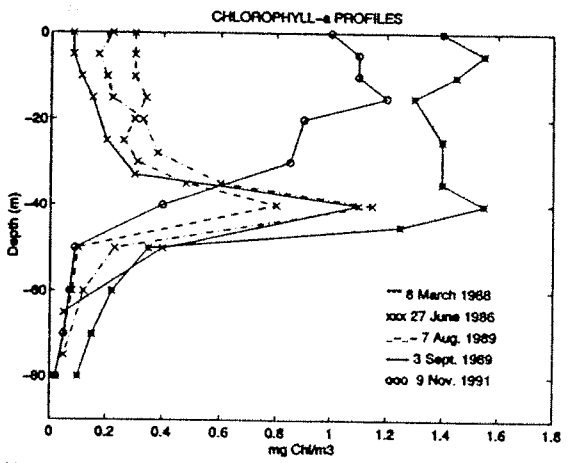
6a 6b

Şekil 6. Karadeniz' de toplam oksitlenmiş azot ve fosfatın su kolonunda yoğunluğa karşı dikey değişimi.

Bir zamanlar zengin biyolojik çeşitlilik ve balık potensiyeline sahip olarak bilinen Karadeniz ekosistemi son 20-30 yıldaki ortaya çıkan bir dizi iklimsel ve insan kaynaklı etkenlerden dolayı günümüzde son derece sağlıksız bir ekosistem yapısına dönüşmüştür (Kıdeyş, 1994). Bu etkenlerin en belli-başlı olanları: son çeyrek yüzyıldaki aşırı artan karasal kaynaklı kirlenme, nehirler üzerine kurulan barajlar ile tatlı su girdisi debisindeki aşırı azalma sonucu su bütçesindeki olumsuz değişimler, besin değeri

olmayan bazı canlı türlerinin ekosistemde baskın hale gelerek biyolojik yapıyı kendilerine uygun olarak değiştirmeleri, balıkçılık sektöründeki hızlı teknolojik gelişmelere bağlı olarak aşırı balık avlanılması ve böylece balık stoklarının eritilmesidir (Mee, 1992).

Karadeniz'deki son yıllarda yapılan çalışmalar seki disk derinliğinin yörelere ve mevsimlere bağlı olarak 5-15 m arasında, ışık şiddeti değerinin %1'ine ulaşıldığı üfotik tabaka derinliğinin de 20-40 m arasında değiştiğini belirlemiştir (Yılmaz vd., baskıda). Klorofil bulguları bütün üfotik tabaka içinde senede iki temel fitoplankton üretim süreci olduğuna işaret etmektedir (Şekil 7). Bu üretimlerin en kuvvetlisi kış mevsiminin bitiminde, havaların hemen ısınmaya başladığı dönemde (genellikle Mart ayında) meydana gelmektedir. Diğer süreç genellikle Kasım-Aralık aylarında gözlenmektedir (Oğuz vd., 1996b, 1998a, baskıda). Yüzey sularının soğuması ve buna bağlı olarak oluşan dikey karışımın belirli bir besin tuzu potansiyelini üst sulara taşıyarak birincil üretimde kullanılmaya hazır hale getirdiği bu dönemde yeterli güneş ışının bulunmasıyla bir fito-plankton patlaması ortaya çıkmaktadır. Yaz aylarında ise, karasal kaynaklı girdilerin doğrudan etki alanı dışında kalan yörelerde termoklinin üzerindeki yüzey sularının besin tuzları açısından oldukça fakir olması nedeniyle, üretim mevsimsel termoklinin altındaki ışık ve besin tuzlarını açısından optimum şartların oluştuğu 20-40 metreler arasındakı tabakada oluşmaktadır (Yılmaz vd., baskıda; Oğuz vd., 1996b, 1998a, baskıda).

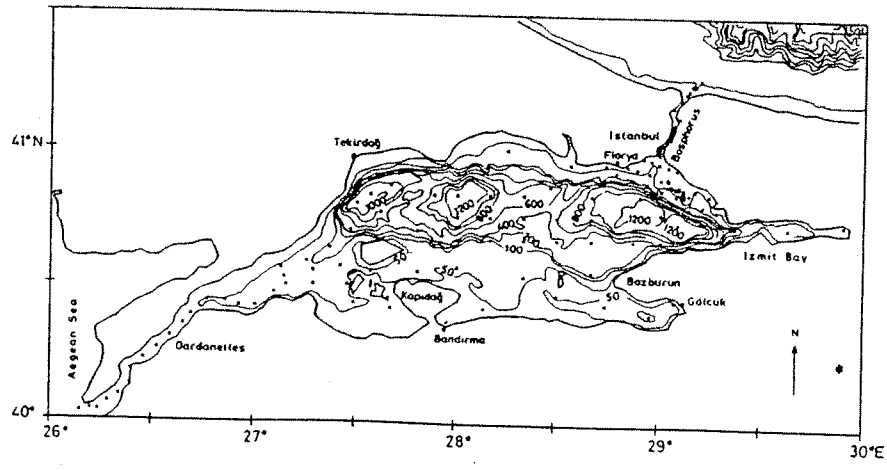


Şekil 7. Karadeniz' de klorofilin su kolonundaki değişimi.

3. TÜRK BOĞAZLAR SİSTEMİNİN OŞİNOGRAFİK ÖZELLİKLERİ

3.1. Geometrik Özellikleri

İstanbul ve Çanakkale Boğazları ile Marmara Denizi'nden oluşan Türk Boğazlar Sistemi (TBS) Doğu Akdeniz'in Ege Havzası ile Karadeniz arasındaki su taşınımını sağlayan bir iç deniz sistemi konumundadır (Şekil 8).

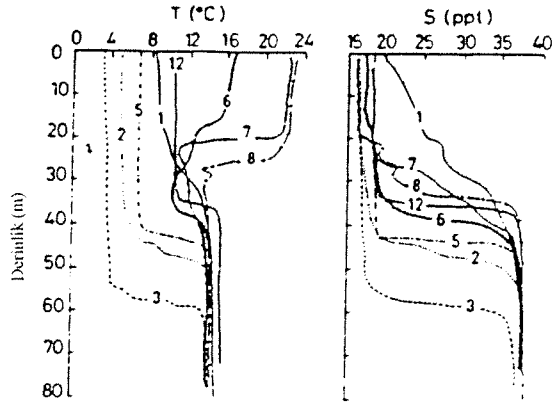


Şekil 8. Türk Boğazlar Sistemi' nin coğrafik konumu ve batimetrik özellikleri.

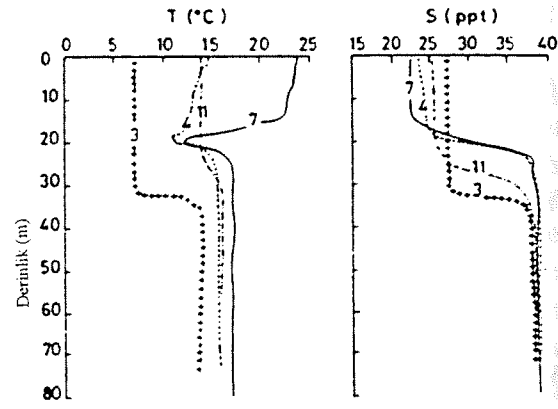
Doğu-batı yönünde 240 km'lik bir uzunluğa, kuzey-güney yönünde 70 km'lik genişliğe sahip Marmara Denizi, yaklaşık 11500 $km^{2'}$ lik bir alanı kaplamaktadır. İçerisinden geçen Kuzey Anadolu Fay hattı nedeniyle 1200 m derinliğindeki kuzey yarısı 100 m den daha sığ kıta sahanlığı bölgesinden oluşan güney yarısından çok keskin bir topoğrafik eğim ile ayrılmıştır. Bu derin kesim ayrıca birbirinden 750 m'lik eşiklerle ayrılmış üç tane derin havzadan oluşmaktadır. Bu havzalar Marmara Denizi'nin her iki ucundaki sığ kıta sahanlıklarıyla İstanbul ve Çanakkale Boğazlarına bağlanmaktadır. İstanbul ve Çanakkale Boğazları dar ve uzun su yollarıdır. Yaklaşık 31 km uzunluğundaki İstanbul Boğazı'nın genişliği 0.7 km ile 3.5 km arasında değişmektedir. En dar yeri, Marmara girişinin 12 km kuzeyinde bulunmaktadır. Ortalama derinliği 35 m civarında olmakla beraber, boğazın ekseni boyunca bazı noktalarda derinlik 110 m'ye kadar ulaşmaktadır. Kuzey ve güney uçlarına yakın bölgelerde ise sırası ile yaklaşık olarak 60 m ve 33 m'lik iki tane eşik bulunmaktadır. Öte yandan, Çanakkale Boğazı 62 km uzunluğa ve 1.2 km ile 7 km arasında değişen genişliğe sahiptir. En dar yeri olan Nara Burnu civarında boğaz çok keskin bir kıvrım yapmaktadır. Ortalama derinliği 55 m kadardır.

3.2. Hidrografik Özellikleri

Türk Boğazlar Sistemi'nin hidrografik ve diğer fiziksel özellikleri son on yıllık sürede kapsamlı olarak araştırılmıştır (Ünlüata vd., 1990; Beşiktepe vd., 1993, 1994). İstanbul ve Çanakkale Boğazları için Şekil 9 ve 10'da verilen sıcaklık ve tuzluluk profilleri TBS içinde Karadeniz'dekine benzer iki tabakalı bir sistemin varlığına işaret etmektedir. Arayüzeyin, TBS içinde



Şekil 9. İstanbul Boğazı' ndaki farklı aylardaki tipik sıcaklık ve tuzluluk profilleri (profiller üzerindeki rakamlar ayları göstermektedir).

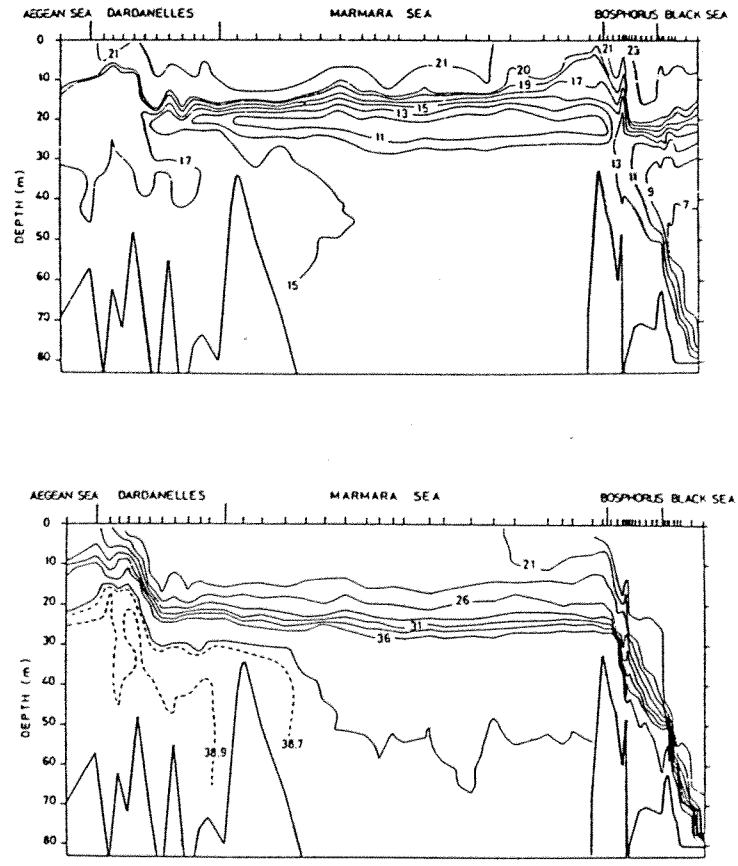


Şekil 10. Çanakkale Boğazındaki farklı aylardaki tipik sıcaklık ve tuzluluk profilleri (profiller üzerindeki rakamlar ayları göstermektedir).

değişmekle birlikte, genellikle 25-35 m arasında olduğu söylenebilir. Yüzey tabakasında sıcaklık kış mevsimindeki soğuma nedeniyle 4-5 °C'ye kadar düşmekte, ilkbahar ve yaz aylarında ise ısınmanın etkisiyle 25 °C'ye kadar yükselmektedir. Kışın meydana gelen konvektif karışımlar sonucu yüzey tabakası yaz aylarındakine göre 10-20 m kadar daha derin olabilmektedir. Yüzey tabakası tuzluluğu TBS boyunca süregelen karışımlar nedeniyle büyük değişimler göstermektedir. İstanbul Boğazı'ndaki tipik tuzluluklar binde 16-18 iken, Çanakkale Boğazı'nda binde 23-28 arasındadır.

TBS içinde, alt tabaka suları en çok Çanakkale Boğazı içinde mevsimsel değişimler göstermektedirler. En düşük sıcaklık 13.0 °C ile Mart ayında, en yüksek 16.5 °C ile Temmuz-Ağustos aylarında gözlenmektedir. Tuzluluk değişimleri binde 38.5-38.7 arasındadır. Marmara Denizi'nde daha kararlı bir yapı gösteren alt tabaka sularının tipik tuzluluk ve sıcaklık değerleri binde 38.52 ± 0.03 ve 14.48 ± 0.04 °C' dir. Bu değişimler İstanbul Boğazında ise binde 35-37.5 ve 12.5-14.5 °C arasında olmaktadır.

Ege Denizi'nden giren tuzlu alt tabaka suları TBS içindeki en büyük değişime, daha derin Marmara basenine girmeden, Çanakkale Boğazı içinde uğramaktadır. Az tuzlu ve Karadeniz kaynaklı üst tabaka suları ise en büyük değişimi İstanbul Boğazı'nın güney yarısı içinde meydana gelen karışım olayları nedeniyle geçirmektedirler. Şekil 11a ve b'deki TBS boyunca verilen tuzluluk ve sıcaklık kesitlerinden görüleceği gibi, üst tabaka İstanbul Boğazı'nın Karadeniz girişi bölgesinde en derin konumunda bulunmakta ve arayüzeyin boğazın Marmara ucuna doğru doğrusal bir eğimle yükselmesi dolayısıyle giderek incelmektedir.



Şekil 11a ve b. Türk Boğazlar Sistemi boyunca üst ve alt sulardaki tuzluluk değişimleri (Temmuz 1986).

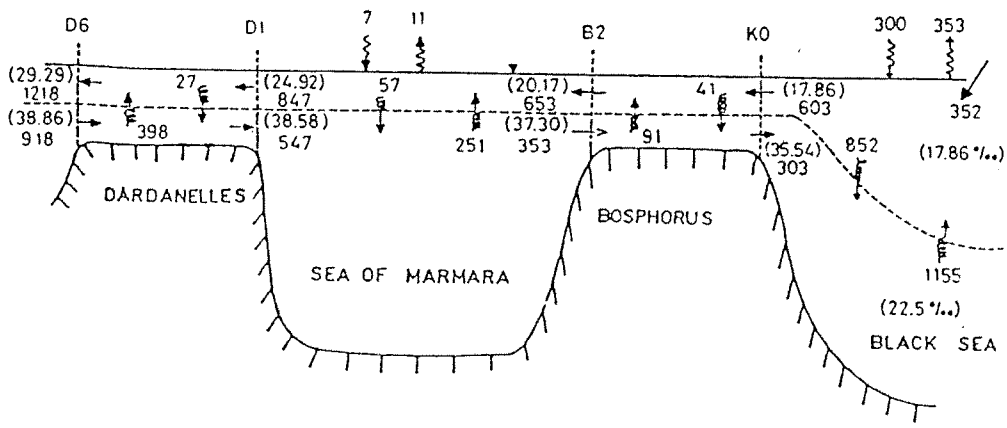
Gerek ara yüzeyin konumu gerekse yüzey tabakası kalınlığı açısından Marmara Denizi'nde önemli değişimler olmamaktadır. İstanbul Boğazının Marmara çıkışı bölgesine göre binde 3-4 kadar yükselen yüzey tabakası tuzluluğunun Marmara boyuncaki değeri çoğunlukla binde 22-23 arasındadır. Bu tür sabit yapı, Çanakkale Boğazı'nın Nara Burnu ile Ege Denizi çıkışı arasındaki bölgede tekrar bozunmaktadır. Bu kesimde tuzluluk 4-5 birim kadar artarak, binde 27-28 seviyelerine ulaşmakta ve İstanbul Boğazı'nda olduğu gibi, ara yüzey doğrusal olarak yükselmektedir.

Ege Denizi'nden Çanakkale Boğazı'na giren oksijence zengin Akdeniz suları burada bir miktar değişime uğrayarak derin Marmara basenine girerlerken kendi yoğunluk seviyelerine kadar batmaktadır (Beşiktepe vd., 1993). Bu nedenle, Ege Denizi'ndeki hidrografik şartlara bağlı olarak, yıl boyunca Ege'den Marmara Denizi alt tabakasına bir oksijen girdisi olmakta, böylece Karadeniz'e benzer oksijensiz derin su koşulların ortaya çıkması bir dereceye kadar önlenmektedir. Marmara Denizi'ni geçerek İstanbul Boğazı'na giren Akdeniz kaynaklı alt tabaka suları, boğazın her iki

ucundaki eşikler üzerinden geçerlerken üst tabaka suları ile karışıma uğrayarak hem incelmekte hem de tuzluluk değerlerini azaltmaktadırlar. Ancak, çok kuvvetli poyraz rüzgarlarının estiği ve bu nedenle Karadeniz'den İstanbul Boğazı'na çok yüksek debili üst tabaka akımı olduğu yılın belli günlerinde, üst tabaka akımının boğazın bütün derinliklerini doldurmasıyle Akdeniz kaynaklı alt tabaka suları zaman zaman İstanbul Boğazı içinde tutularak Karadeniz'e girememektedir. Bu tür olayların tipik olarak 3-4 gün süre ile devam ettiği gözlenmiştir (Latif vd., 1991; Oğuz vd., 1990; Yüce, 1990, 1996; Özsoy vd., 1998). İstanbul Boğazı'ndan çıkan Akdeniz kaynaklı alt tabaka suları Karadeniz'e bağlantı bölgesindeki kıta sahanlığı içinde topoğrafyanın genel yapısına uyarak kuzey batı istikametine yönelmektedir. Bu esnada Karadeniz'in suları ile karışarak, daha soğuk ve daha az tuzlu olarak sadece 1-2 m kalınlığında bir tabaka halini almaktadır (Oğuz ve Rozman, 1990; Özsoy vd., 1993a).

3.3. Su Bütçesi

Yukarıdaki anlatılan olayların ışığı altında, TBS'yi iki tabakalı üç bölümden oluşan bir sistem şeklinde tanımlayarak geliştirilen bir kutu modelinden elde edilen su bütçesi Şekil 12'de gösterilmektedir.

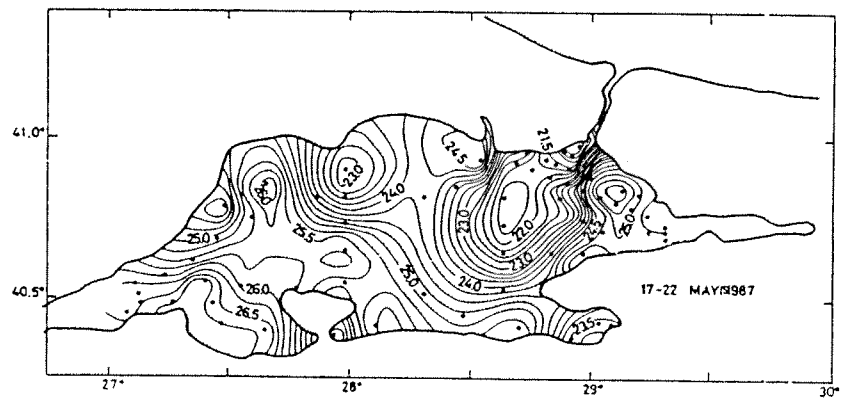


Şekil 12. Türk Boğazlar Sistemi içindeki km^3/yıl cinsinden yaklaşık su debileri. Parantez içindeki rakamlar tuzluluk değerlerini göstermektedir.

Bu modele göre, yaklaşık binde 17.79 tuzluluğundaki Karadeniz üst tabaka suları Marmara Denizi'ne girerken 19.4 değerine, Çanakkale Boğazı girişinde 25.27 değerlerine yükselmekte, Ege Denizi'ne ise 29.6 tuzluluk ile girmektedir. Öte yandan, Ege kaynaklı sular Çanakkale Boğazı'na binde 38.9 ile girmekte, 38.67 değeri ile çıkarak Marmara Denizi'ni kat etmektedir. Bu esnada tuzluluk yaklaşık binde 2 kadar daha azalmakta ve daha sonra yaklaşık binde 35 değeri ile Karadeniz'e ulaşmaktadır. Buna bağlı olarak İstanbul Boğazı'na giren 612 km^3/yıl'lık Karadeniz sularının debisi burada 636 km^3/yıl'a yükselmektedir. Üst tabaka akıntısının debisi Marmara geçişi esnasındaki karışım olaylarına bağlı olarak 866 km^3/yıl'a yükselmektedir. Çanakkale Boğazı içinde bu debi 391 km^3/yıl daha artarak Ege Denizi girişinde 1257 km^3/yıl değerine ulaşmaktadır. Ege'den Çanakkale Boğazı'na giren suyun debisi 957 km^3/yıl olarak hesaplanmıştır. TBS içindeki üst tabakaya olan su transferleri nedeniyle bu debi Marmara girişinde 566 km^3/yıl, İstanbul Boğazı girişinde ise 336 km^3/yıl'a düşmektedir. Karadeniz girişindeki debi ise sadece 312 km^3/yıl kadardır. Bu nedenle Ege'den giren suların sadece %30 kadarı Karadeniz'e ulaşmakta, giren suların büyük bir kısmı üst tabaka sularına karışarak tekrar Ege Denizi'ne geri dönmektedir. İstanbul ve Çanakkale Boğazları'ndaki yöresel karışım olaylarının dinamiği ve su bütçesine katkıları sayısal model bulguları ile de desteklenmiştir (Oğuz ve Sur, 1989; Oğuz vd., 1991).

3.4. Marmara Denizi'nin Üst Tabaka Dolaşım Sistemi

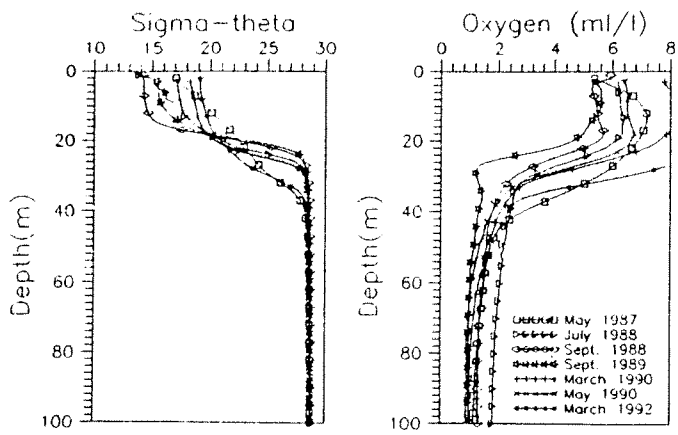
İstanbul Boğazı'ndan bir türbulans jeti olarak çıkan yüzey akıntısı İstanbul Boğazı'nın Marmara Denizi'ne bağlandığı üçgen biçimindeki bölgede genellikle güney yönünde akmaktadır (Beşiktepe vd., 1994). Bozburun Yarımadası civarına kadar gelen bu akıntılar daha sonra antisiklonik bir kavis çizerek kuzeybatı istikametinde Marmara Denizi'nin Trakya kıyılarına doğru dönmektedir. Kuzey kıyılarına kadar ulaşan akıntılar, daha sonra kıyı boyunca kıvrımlar yaparak Çanakkale Boğazı girişine doğru ilerlemektedir. Ayrıca, büyük bir kavis yapan bu akıntı sisteminin içinde doğu Marmara Havzası' nı dolduracak şekilde bir antisiklonik döngü bulunmaktadır. Batı Marmara'da ise batı yönünde ilerleyen kıyısal akıntı sisteminin güney tarafında bir siklonik döngünün varlığı görülmektedir. Bu tür bir genel akıntı sisteminin varlığı Marmara Denizi'ndeki tuzluluk dağılımlarından açıkça görülmektedir (Şekil 13).



Şekil 13. Marmara Denizi' ndeki tipik yüzey tabakası dolaşım sistemini gösteren tuzluluk dağılımı (Mayıs 1987).

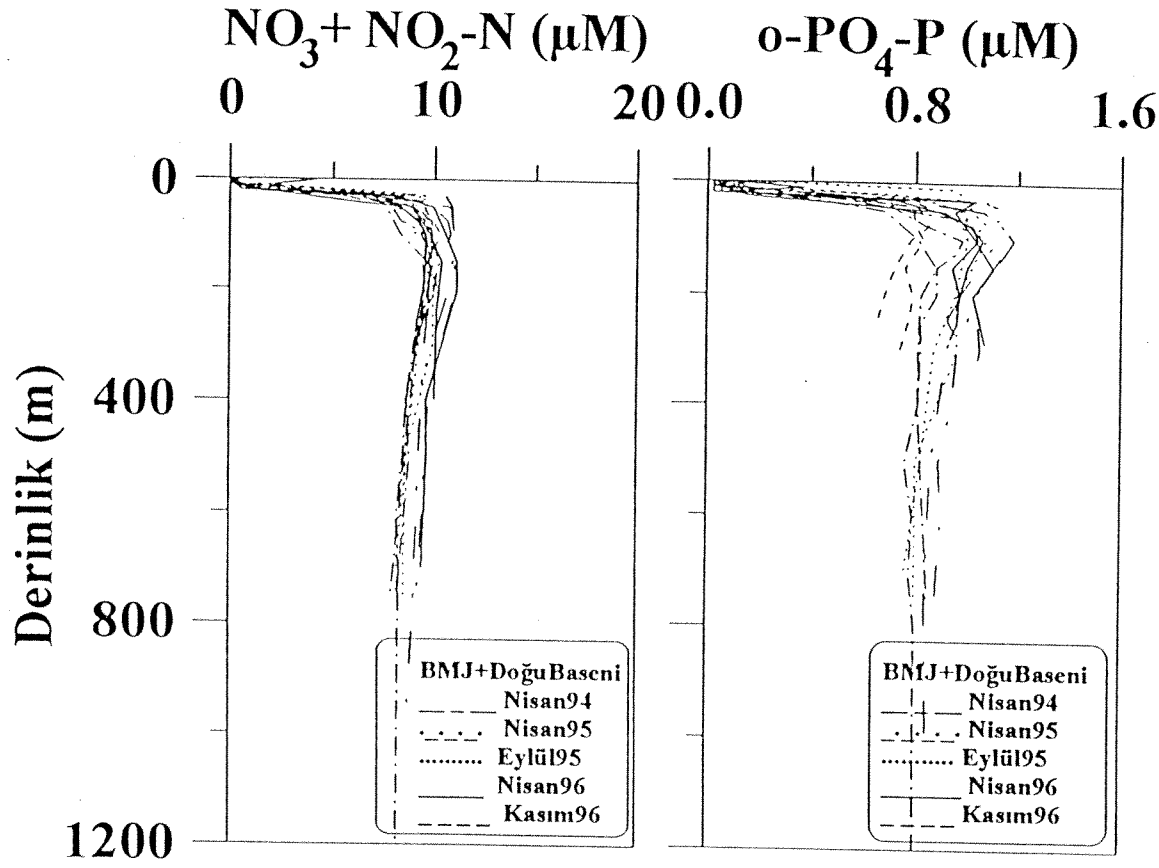
3.5. Biyo-Kimyasal Özellikleri

TBS içindeki alt ve üst tabakalar arasındaki tuzluluk-yoğunluk arayüzeyi biyolojik aktivitenin yoğun olduğu üfotik-ışıklı tabakanın alt sınırını belirlemektedir (Polat ve Tuğrul, 1996). Gerek Karadeniz'den İstanbul Boğazı yoluyla taşınan gerekse kendi doğal üretiminden ve insan kaynaklı kirlenmelerden oluşan üretimin sonucu ortaya çıkan organik yük alt tabaka sularındaki oksijen azalmasına neden olmaktadır. Daha önce değinildiği gibi, Marmara sadece Ege'den gelen sular ile bir dereceye kadar oksijenleşebilmektedir. Aratabakanın keskinliği nedeniyle -kış dönemindeki sınırlı girdi hariç- alt tabaka suları atmosfer yoluyla olan bir oksijen girdisine sahip değildir. Marmara Denizi dip sularının yenilenme süresi ortalama 6-7 yıl mertebesinde olduğundan, üst tabakadan çöken organik maddelerin parçalanması sonucu Akdeniz kaynaklı alt tabaka sularının oksijen derişimi doygunluk değerinin %20-30 mertebesine kadar düşmektedir (Şekil 14). Şekil 14. Marmara Denizi' nde çeşitli aylardaki



Şekil 14. Marmara Denizi' nde çeşitli aylardaki yoğunluk ve çözünmüş oksijen profilleri.

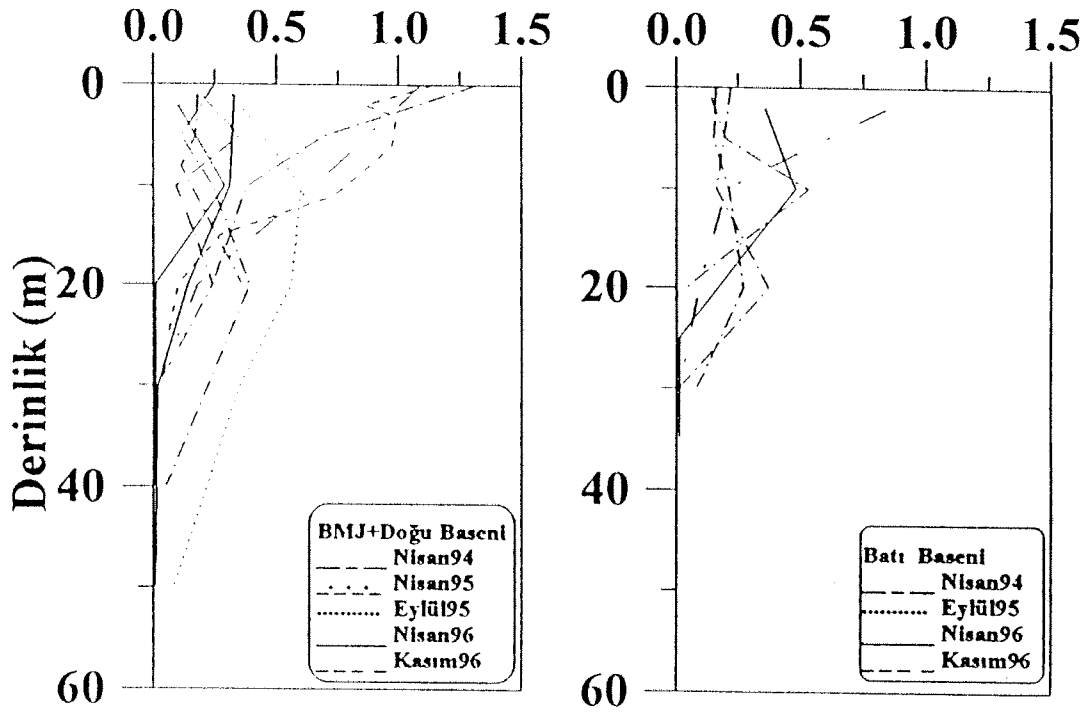
yoğunluk ve çözünmüş oksijen profilleri.Bu da 50-75 µM'lik oksijene karşılık gelmektedir. Yüzey sularındaki oksijen derişimi ise ortamın sıcaklığına bağlı olarak doygunluk değerlerine yakın seviyelerde salınım göstermektedir. Bu tabakanın oksijen içeriği doğal olarak kendisini boğaz yoluyla yıl boyu sürekli besleyen Karadeniz yüzey sularınkine benzemektedir.Üst tabaka, sürekli olarak üretimde kullanılmaları nedeniyle anorganik besin tuzları açısından sene boyunca genellikle fakirdir. Ancak, plankton kaynaklı organik madde yapısına girmiş besin elementleri (azot, fosfor) derişimleri ise ortamdaki anorganik bileşenden oldukça yüksektir (Polat ve Tuğrul, 1995). Işıklı tabakanın alt ucunda yer alan arayüzeyde besin tuzları konsantrasyonları hızla artarak 50 m civarında sabit derin su değerlerine ulaşmaktadır (Şekil 15).



Şekil 15. Marmara Denizi' nin doğu kesiminde toplam oksitlenmiş azot ve fosfatın farklıaylarda su kolonundaki değişimi.

Ara geçiş tabakasının altında kalan 30-50 metre derinlik aralığındaki Akdeniz kaynaklı tuzlu suların fosfat derişimi genellikle 0.7-1.2 µM, nitrat ise 8-11 µM aralığındadır. Görüleceği üzere, alt sudaki nitrat:fosfat oranı yaklaşık 9-10 aralığında olup okyanuslar için hesaplanan 16'lık oranın (Redfield oranı) oldukça altındadır (Polat ve Tuğrul, 1995). Bu düşüklüğün temel nedeni yüzeyden çöken plankton kaynaklı organik maddenin azota kıyasla daha fazla fosforlu bileşikler içermesidir. Derin çukurların tabanına doğru inildikçe besin tuzları değerlerinde kısmi bir azalma, ortamın oksijen içeriğinde de ters yönde (artan) bir değişim gözlenmektedir. Derin suların yenilenmesi çok yavaş, tabana ulaşan organik madde miktarı da az olduğundan derin sularda ölçülen besin tuzları ve oksijen derişimlerinde belirgin mevsimsel değişimler gözlenmemektedir. Marmara alt sularının ekosistemi bu derinliklerde adeta denge durumundadır. Ortamın bu az değişken özelliği bizlere, Marmara Denizi'nde mevsimsel ölçekte elde edilen verilerin kalite kontrolunun sağlanmasına olanak vermektedir. Daha önceki bölümde Karadeniz için anlatıldığı gibi, besin tuzları konsantrasyonlarının haloklinin altında yer alan Akdeniz kaynaklı sulardaki çarpıcı artışının nedenleri, yüzey sularında

üretilen ve/veya Karadeniz'den taşınan azot ve fosfor içerekli organik maddenin derin sulara doğru çökerken bakterilen tarafından parçalanarak besin tuzlarının yeniden kullanılabilir hale dönüştürülmesidir. Ege'den giren Akdeniz kaynaklı tuzlu sular gerek besin elementlerince gerekse organik karbonca çok fakirdir. Giren suların reaktif fosfat derişimi genellikle <0.02-0.05 μM, nitrat ise 0.1-0.3 μM arasında değişmektedir. Ancak kış aylarında bu değerler birkaç kat artmaktadır. Sonuç olarak Akdeniz kaynaklı tuzlu sular Marmara Denizi'ni terk ederken besin elementlerince en az 8-10 kat zenginleşmekte, fakat oksijence de yaklaşık %70-80 fakirleşmektedir (Polat ve Tuğrul, 1996). Pinoklin ile çakışan nütriklin'den üst tabakaya besin tuzu taşınımı, genel olarak dikey adveksiyon ve difüzyon yolu ile olmakta, kış şartlarında ise dikey konvektif karışımlar büyük miktardaki besin tuzlarının üst tabakaya geçmesine yol açmaktadır. Buna bağlı olarak kış sonu-ilkbahar başlangıcında (Şubat-Mart) üretim artmalarına ve fitoplankton patlamaları ortaya çıkmaktadır. Fitoplankton biyo-kütlesinin bir göstergesi olarak ölçülen klorofil-a konsantrasyonları en yüksek değerlere kış sonu-ilkbahar döneminde ve yeterli güneş ışınlarının bulunduğu yüzeye yakın sularda ulaşmaktadır (Şekil 16). Yaz ve sonbahar aylarında besin tuzlarının yüzey sularında aşırı tüketilmesi ve iç-dış kaynaklardan yetersiz girdi sonucu fitoplankton üretimi ve yoğunlaşması besin elemntlerince kısmen zengin, fakat güneş ışığının daha az ulaştığı arayüzey (pinoklin) içerisinde olmaktadır. Bu derinliklerde belirgin bir artışla tepe değerlere ulaşan klorofil derişimi, pinoklin tabakası alt sınırında hızla azalarak ölçülemez seviyelere düşmektedir.



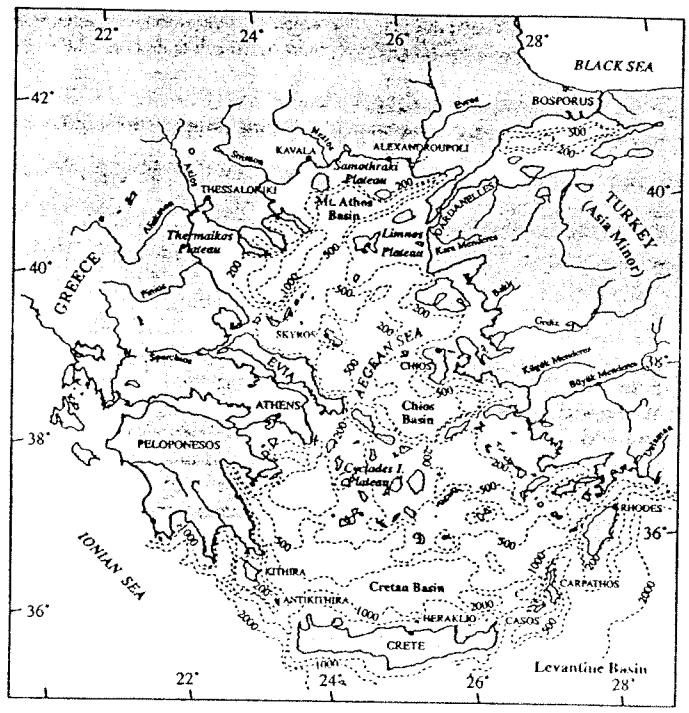
Şekil 16. Marmara Denizi' nin doğu ve batı kesiminde klorofilin su kolonundaki değişimi.

4. EGE DENİZİ'NİN OŞİNOGRAFİK ÖZELLİKLERİ

4.1. Geometrik Özellikleri

Yüzey alanı yaklaşık 180000 km^2 olan Ege Denizi, çok karmaşık bir taban topoğrafyası ve kıyı geometrisine sahiptir (Şekil 17). Ayrıca, bu denizde irili-ufaklı yüzlerce adacık bulunmaktadır. Havzanın genel olarak 3 tane derin çukurdan oluştuğu söylenebilir. Kuzey çukuru yaklaşık 1500 m derinliğinde olup 200-500 m derinliğinde bir tepe ile 1100 m'lik orta Ege çukuruna bağlanmıştır. En güney kısmında ise Girit Havzası bulunmaktadır. Burası 2000 m'yi geçen derinliklerle Ege

Denizi'nin en derin bölgesi olup Girit Adası'nın her iki tarafındaki boğazlar ile Doğu Akdeniz'e bağlanmıştır.



Şekil 17. Ege Denizi' nin coğrafik konumu ve batimetrik özellikleri.

4.2. Su Bütçesi

Karadeniz ve Marmara Denizi'nin aksine, yıllık buharlaşma ile olan su kaybı yağış ve nehir kaynaklı girdilerden daha fazladır. Ancak, Çanakkale Boğazı'ndan giren Karadeniz kaynaklı az tuzlu su girdisi dikkate alındığında, Ege Denizi'nde artı bir su bütçesinin olduğu görülmektedir. Bu bütçe Girit'in iki yakasındaki boğazlar yoluyla Doğu Akdeniz'le olan su alış-verişini dikkate almamaktadır. Buradaki su alış-verişleri buharlaşma, yağış vs'ye göre en azından 10 kat daha fazla olup yıl içinde Doğu Akdeniz sirkülasyonunun yapısındaki değişimlere bağlı olarak önemli farklılıklar göstermektedir. Son yıllarda yapılan model çalışmalarına göre, Girit'in doğu tarafındaki boğazlardan giren 5000 km^3/yıllık su debisi batı tarafındaki boğazlardan çıkan aynı miktardaki su ile dengelenmektedir.

4.3. Hidrografik Özellikleri

Ege Denizi'nde yüzey suyu sıcaklığı yıl içinde 24 °C ile 13 °C arasında değişmektedir. En düşük sıcaklıklar Şubat ayında görülürken, en yüksek su sıcaklıkları Ağustos ayında ortaya çıkmaktadır. Yüzey tuzluluk değerleri ise binde 31-39 arasında değişmektedir. Tuzluluk genellike kuzey-güney yönünde bir değişim göstermekte, kuzeyden güneye doğru artmaktadır. Kuzey tarafında, yüzeydeki daha az tuzlu sular Çanakkale Boğazı'ndan çıkan Karadeniz sularından kaynaklanmaktadır. Bu durum Karadeniz suyu debisinin daha da arttığı ilkbahar ve yaz aylarında daha belirgin bir hal almaktadır.

Ege Denizi'ndeki su hareketleri Karadeniz ve Marmara Denizi'ne göre daha kararsız ve meteorolojik koşullara bağlı olarak çok daha değişkendir. Kuzey Ege'de genellikle siklonik yöndeki bir su hareketinin varlığı ileri sürülmektedir. Buna göre akıntılar kıyılarımız boyunca kuzey istikametinde, Yunanistan tarafında ise güney yönündedir. Bu bölgedeki su hareketlerinin en önemli parçası Çanakkale Boğazı'ndan çıkan suların kuzey Ege'de ne şekilde dağıldığıdır. Genellikle yörenin meteorolojik koşullarına bağlı olarak Karadeniz yüzey suları, bazı durumlarda güneye

dönerek genel siklonik akıntı sisteminin tersi yönde hareket etmektedir. Bazı durumlarda ise kuzey-kuzeybatı istikametinde yayılarak, genel dolaşım sisteminin daha da kuvvetlenmesine katkıda bulunmaktadır. Bu akıntı sistemine bağlı olarak, Çanakkale Boğazı'nın Ege Denizi'ne bağlandığı bölgede siklonik veya antisiklonik karakterli küçük döngüler ortaya çıkmaktadır. Güney Ege'de de genel olarak siklonik bir dolaşım sisteminin varlığı öne sürülmektedir. Buna göre, Girit adasının doğu tarafındaki boğazlardan giren sular güney Ege baseninde saat yönünün aksi istikametinde dolaşarak Girit'in batı tarafındaki boğazlardan çıkmaktadırlar.

Anlatılan akıntı sistemine daha çok kış aylarında rastlanmaktadır. Bu akıntılar yaz aylarında Etezien rüzgarlarına bağlı olarak bir miktar değişmektedir. Bu rüzgarlar kıyılarımız boyunca yüzeye doğru dikey su hareketleri (upwelling), batı kıyıları boyunca ise deniz tabanına doğru dikey su hareketleri (downwelling) yaratmaktadır. Bu tür su hereketlerine bağlı olara kuzey Ege Havzası' nın doğu tarafında antisiklonik, batı tarafında ise siklonik iki hücre oluşmaktadır. Yaz aylarında güney Ege'de görülen su hareketleri ise oldukça değişken olup daha çok küçük döngülerden oluşmaktadır.

4.4. Biyokimyasal Özellikleri

Doğu Akdeniz'in bir uzantısı olan Ege Denizi gerek besin elementeri gerekse birinci üretim açısından oldukça fakirdir. Ancak, akarsuların ve Çanakkale yüzey akıntısının etkin olduğu kıysal bölgelerde belirgin plankton ve besin tuzları artışı olmaktadır (Küçüksezgin vd., 1996). Yüzeyden derin sulara organik madde taşını sınırlı olduğundan, üfotik tabaka altında kalan ara sular besin elementlerince fakirdir. Nutriklin tabakası oldukça geniş ve eğimi düşüktür. Ege'nin derin sulardaki fosfat (0.1-0.16 μM) ve nitrat (3-4.7 μM) derişimleri Marmara alt sularına kıyasla çok düşüktür. Marmara'daki durumun tersine bu denizin derin sularındaki nitrat/fosfat oranı 25'den daha büyük olup okyanus derin suları için hesaplanan 16'lık ortamala orana kıyasla oldukça yüksektir. Bu da yüzeydeki plankton üretiminin fosforca sınırlandırıldığı ve fakir olduğunu işaret etmektedir. Besin tuzlarının düşük olduğu bu denizin çözünmüş oksijen derişimi derin sulardaki organik madde parçalanmasından dolayı bir miktar azalmaktadır (Küçüksezgin vd., 1996).

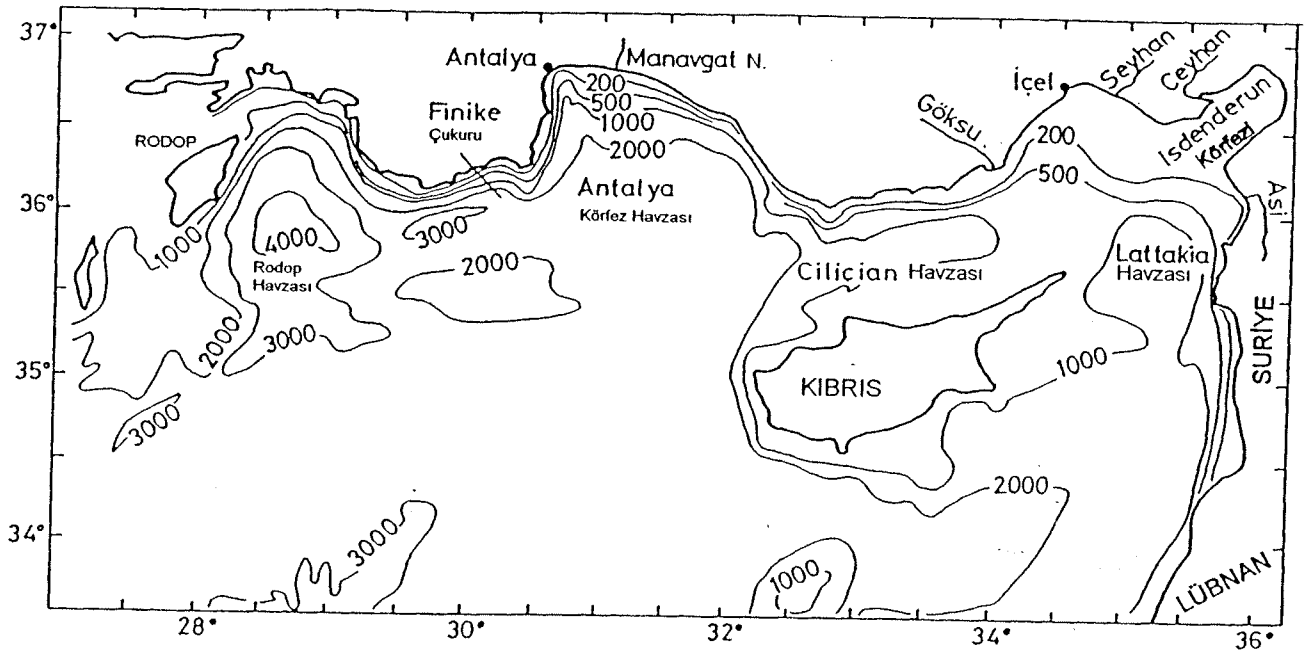
5. DOĞU AKDENİZ LEVANT HAVZASI' NIN OŞİNOGRAFİK ÖZELLİKLERİ

5.1 Geometrik Özellikleri

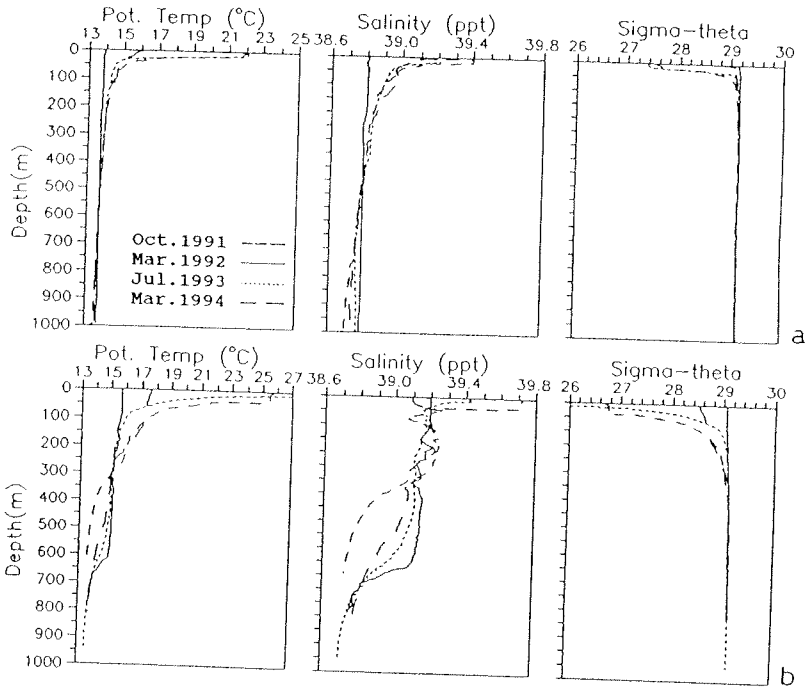
Yaklaşık olarak 26. doğu boylamının doğusunu kaplayan Levant Denizi, kuzeyde kıyılarımız, güneyde Mısır, doğuda İsrail, Lübnan ve Suriye tarafından çevrelenmiştir. Batıda Girit Geçiti ile Doğu Akdeniz'in diğer bölümlerine, Girit Adası'nın her iki tarafındaki geçitler ile de Ege Denizi'ne bağlanmaktadır (Şekil 18). Nil Deltası ile İskenderun ve Mersin körfezleri hariç olmak üzere Levant Denizi'nde hemen hemen geniş kıta sahanlığı bulunmamaktadır. Karadeniz'de olduğu gibi, Doğu Akdeniz kıyıları 10-20 km'lik bir topoğrafik eğim kuşağı ile derin havzaya bağlanmaktadır. Kuzey Levant Denizi'nin en belli başlı çukurları Rodos (4000 m), Antalya (2500 m), Kilikya (1000 m) ve Latakya (1500 m) basenleridir. Kilikya Havzası, Antalya Havzası' na göre daha sığ olup duvar biçimindeki bir topoğrafya ile birbirlerinden ayrılmıştır.

5.2. Hidrografik Özellikleri

Genelde buharlaşmanın tatlı su girdisinden daha fazla olduğu bir basen olan Akdeniz'de, su bütçesi Cebelitarık Boğazı yoluyla olan su alışverişi ile dengelenmektedir. Basende, fiziksel ve biyo-kimyasal özellikleri birbirinden farklı üç temel su kütlesi bulunmaktadır (Şekil 19). Yüzeydeki 25-3 metrelik bir tabaka içinde yaz aylarındaki ısınma ve buharlaşmaya bağlı olarak ortaya çıkan



Şekil 18. Kuzey Levant Denizi' nin coğrafik konumu ve batimetrik özellikleri.



Şekil 19. Kuzey Levant Denizi' nin (a) Rodos .Havzası ve (b) Antalya Körfezi' nde değişik aylardaki sıcaklık, tuzluluk ve yoğunluk profilleri.

daha tuzlu (binde 39.1-39.3) ve daha sıcak bir su kütlesi yer almaktadır. Bunun altında, yaklaşık 100 m derinlikte düşük sıcaklıkta (15 °C) ve düşük tuzlulukta (binde 36.5-38.5) Atlantik sularını yer almaktadır. Bu su kütlesinin izleri, üst tabakadaki konvektif kış karışımları ile yok olmaktadır.

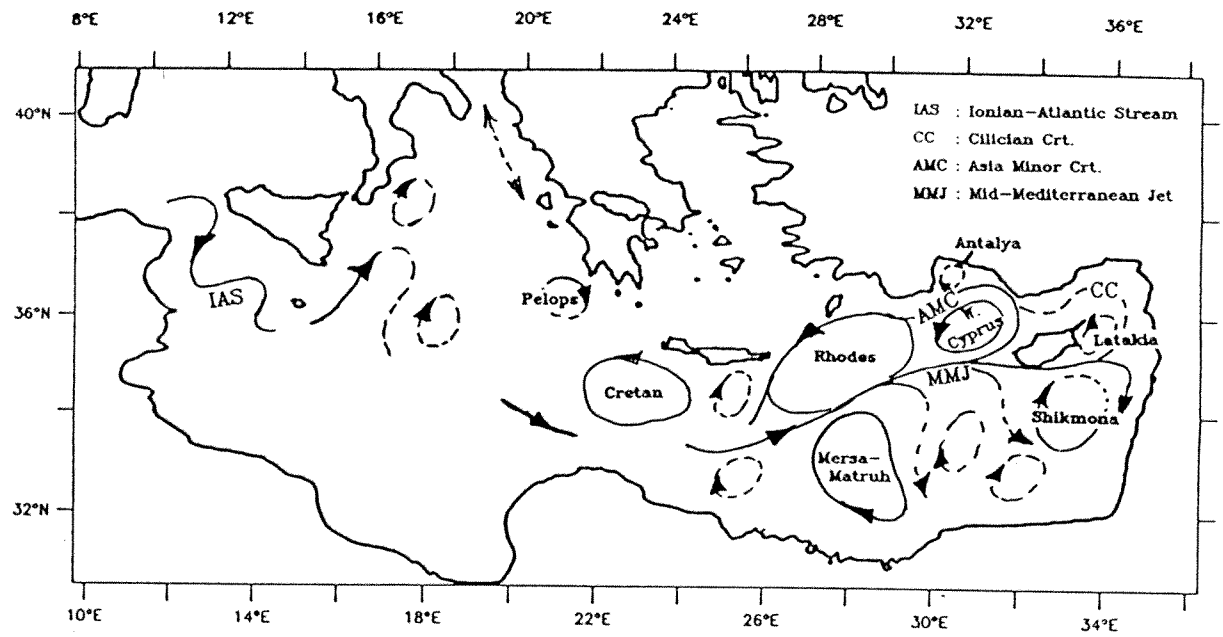
Yüzeydeki 150-200 m'lik tabakada kış aylarındaki sıcaklık 15-16 °C civarında olup tuzluluk binde 38.8-39.0 arasında değişmektedir. İlkbahar aylarında havaların ısınmasıyle yüzey tabakası sıcaklığı devamlı artarak yaz aylarında ilk 25-50 metrelik katmanda 25 °C civarına çıkmaktadır. Buna paralel olarak tuzluluk da binde 39.1-39.2'ye kadar çıkmaktadır. Mevsimsel termoklinin altında ise sıcaklık hızlı bir düşüş göstererek 150-200 metrelerde yaklaşık 16 °C ye inmektedir. Sonbaharda havaların soğuması yüzey sıcaklıklarının yavaş yavaş azaltarak tekrar kış şartların oluşmasına yol açmaktadır (Özsoy vd. 1989; 1991; 1993b). Az tuzlu ve kısmen soğuk Atlantik suyunun altında yaklaşık 200 ile 600 metreler arasında ise göreceli olarak daha tuzlu (38.5 fazla) ve daha sıcak Levant Arasuyu (LAS) bulunmaktadır. Bu su kütlesi siklonik döngülü alanlarda bulunmamamktadır. Daha derinlerde ise daha az tuzlu fakat daha soğuk Akdeniz dip suları bulunmaktadır. Bu tabakanın yer aldığı 700 metrenin altında sıcaklık sadece 13.79 °C den 13.35 °C kadar değişmekte, tuzluluk ise binde 38.74 ve daha azdır.

Kuzey Levant Denizi'nin en özgün özelliği kışın havaların soğuması ile yüzey sularının soğuması sonucu dikey konvektif karışım olayları meydana gelmekte ve yüzey suları yaklaşık 400-500 m'ye kadar batarak Levant arasuyunun oluşmasına yol açmaktadır (Özsoy vd., 1989, 1991). Zaman zaman ve/veya belirli bölgelerde, soğuyan suyun yoğunluğunun daha fazla olması sonucu batma ve konvektif karışım 1000-1500 m'ye kadar ulaşabilmekte ve bu durumda Levant dip suyunun oluşmasına neden olmaktadır (Sur vd., 1993). Bu olayların en özgün olarak görüldüğü bölge Rodos siklonik döngü olmakla birlikte, bu tür olaylar Antalya ve Kilikya basenlerinde de yaygın olarak ortaya çıkmaktadır.

Kuzey Levant baseninde kış aylarındaki LAS ve/veya dip suyu oluşum dinamiği daha önce Karadeniz için anlatılan KATS ile aynıdır. Fakat bu iki denizin çok farklı katmanlaşma özellikleri göstermesi açısından Karadenizde bu olay sadece 50-75 m'lik daha sığ bir tabakada gerçekleşirken, Rodos baseninde 1000 m'ye kadar olabilmektedir.

5.3. Kuzey Levant Denizi Dolaşım Sisteminin Özellikleri.

Yaklaşık 1980'li yılların ortasında başlayarak günümüze kadar devam eden oşinografik çalışmalar neticesinde, doğu Akdeniz dolaşım sisteminin bir seri kararlı, büyüklükleri birkaç 100 km'yi bulan hücreler ile bu hücrelerin aralarından geçerek Levant Denizi'nin içinde farklı yönlerde dağılan akıntılar ve bunların etrafındaki küçük döngülerden oluştuğu ortaya çıkmıştır (Şekil 20) (Poem Grubu, 1992).



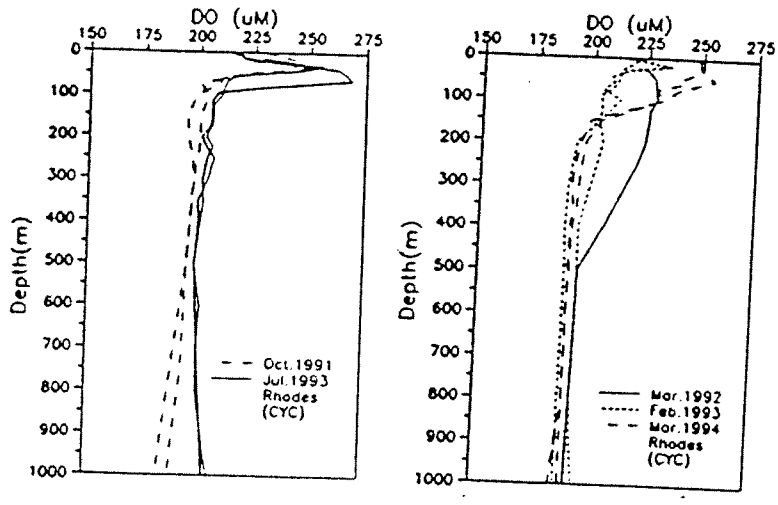
Şekil 20. Doğu Akdeniz' in Levant Havzas' ında çeşitli hidrografik bulguların bir senteziolarak elde edilen yüzey dolaşım sistemi.

Büyük hücrelerin en önemli iki tanesi Rodos Baseni'ni dolduran Rodos siklonik döngüsü ile bunun güney tarafında bulunan Mersa matruh antisiklonik döngüsüdür. Bunların doğusunda , Kıbrıs'ın güney tarafındaki bölge ise Shikmona antisiklonik döngüsü tarafından işgal edilmiştir. Bu döngüler arasından doğuya doğru ilerleyen akıntılar Kıbrıs Adası'nın doğu tarafından kuzeye doğru dönerek Kilikya Havzası' na girmekte ve daha sonra kıyılarımız boyunca kıvrımlar halinde batıya doğru akmaktadır. Bu kıyısal akıntı sistemine Küçük Asya (Asia Minor) akıntı sistemi adı verilmektedir. Ayrıca, bazı durumlarda, Levant Baseni'nin ortasından ilerleyen ana akıntı sisteminin bir parçası Kıbrıs Adası'nın batısından yukarı dönerek Küçük Asya akıntı sistemine katıldığı gözlenmiştir. Küçük Asya akıntı sisteminin her iki tarafında doğu-batı yönünde uzanan bir dizi

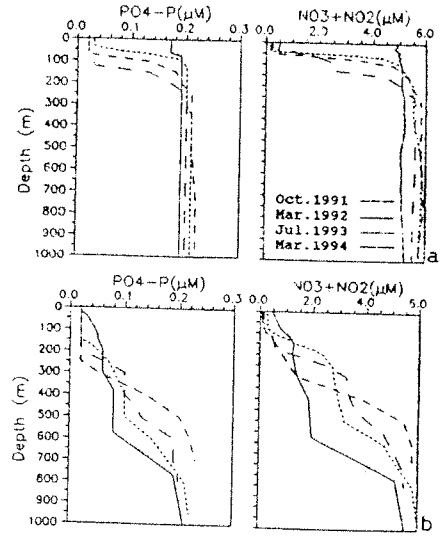
siklonik-antisiklonik döngüler bulunmaktadır. Bu döngülerin konumu ve büyüklüklerinin sabit kalmayıp zamana bağlı olarak değiştiği gözlenmiştir.

5.4. Kuzey-Levant Denizi'nin Biyo-kimyasal Özellikleri

Levant Denizi'ndeki oksijenin su kolonundaki düşey dağılımı genel olarak tuzluluk ile benzer bir yapı göstermektedir. Yüzeyden 100 m derinliğe kadar ulaşan üst tabaka sularında oksijen derişimi genelde 250-300 μM civarında olup suyun doygunluk değerine yakındır (Şekil 21). Üfotik tabakanın kalınlığı (%1 ışık derinliği) siklonik alanlarda, antisiklonlara göre daha sığ olup, genellikle 75 -85 m civarındadır (Ediger ve Yılmaz, 1996a). Antisiklonik yörelerde ise bu sınır 110-120 metreye kadar uzanmaktadır. Bu ışıklı tabakanın altında oksijen değerleri derinlikle azalan bir değişim göstermektedir. Levant arasuyunun altında 180-200 μM civarındaki sabit dip suyu konsantrasyonlarına ulaşmaktadır. Siklonik döngü alanında Levant arasuyu olamadığından, pinoklin tabakasının inceliğine bağlı olarak oksijen düşüşü bu alanda daha kaskin olmaktadır. Benzer derin su oksijen değerleri bölgesel olarak farklı derinliklerde gözlenmekle birlikte, yaklaşık aynı su yoğunluğu değerinde ölçülmektedir. Bu da alt suyun yatay hareketinin bölgesel farklılık yaratmayacak seviyede hızlı olduğununu işaret etmektedir (Yılmaz ve Tuğrul, baskıda).



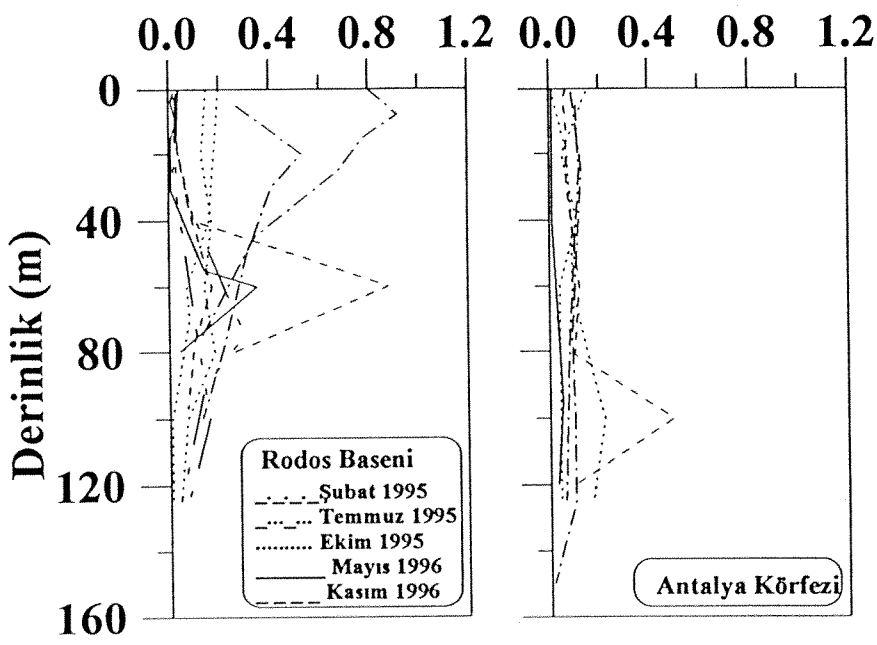
Şekil 21. Doğu Akdeniz' in Levant Havzası' nda değişik aylardaki oksijen profilleri.



Şekil 22. Kuzey Levant Denizi' nin (a) Rodos .Havzası ve (b) Antalya Körfezi' nde değişik aylardaki toplam oksitlenmiş azot ve fosfat profilleri.

Kuzey Levant Denizi besin tuzları açısından yörelere göre farklı özellikler göstermektedir (Şekil 22) (Salihoğlu vd., 1990; Yılmaz vd., 1994). Antalya Körfezinde 50-100 m kalınlığındaki ışıklı tabaka besin tuzlarınca oldukça fakirdir. Ancak, ışıklı tabakanın altında derinlere gidildikçe besin tuzları derşimleri artarak, 750-800 metrelerde sabit dip su değelerine ulaşmaktadırlar. Derin sulardaki N:P oranı Ege'deki gibi yüksektir (>25). Bu nedenle yüzey sularındaki birincil üretimin öncelikle fosfor elementince kontol edildiği ileri sürülmektedir. Rodos döngüsü içinde ise nütriklin ışıklı tabakanın hemen alt sınırında (50-75 m derinliklerde) yer almakta ve basenin diğer bölgelerine göre çok daha ince (50 m) olduğu görülmektedir. Buna paralel olarak, derin klorofil maksimumu Rodos Baseni'nde daha yüzeye yakın derinliklerde (50-60 m) oluşmaktadır (Şekil 23). Antalya ve Klikya Baseni gibi antisiklonik karakterli yerlerde ise derin

klorofil maksimumu daha derinlerde, yeterli ışığın ve yeterince besin tuzlarının bulunduğu dar bir tabaka içinde oluşmaktadır (Yılmaz vd., 1994; Ediger ve Yılmaz 1996b).



Şekil 23. Kuzey Levant Denizinin (a) Rodos .Havzası ve (b) Antalya Körfezi' nde değişik aylardaki klorofil profilleri.

6. KAYNAKLAR

Baştürk, O., C. Saydam, İ. Salihoğlu, L. V. Eremeeva, S. K. Konovalov, A. Stoyanov, A. Dimitrov, A. Cociasu, L. Dorogan, and M. Altabet, 1994, Vertical variations in the principle chemical properties of the Black Sea in the autumn of 1991. J. Marine Chemistry, 45, 149-165.

Baştürk, O., S. Tuğrul, and İ. Salihoğlu, 1996, Vertical chemistry of the three dynamically different regions of the Black Sea. Turkish Jr. Marine Sciences, 2, 35-50.

Baştürk, O., S. Tuğrul, S. Konovalov, and İ. Salihoğlu, 1997, Effects of circulation on the spatial distributions of principle chemical properties and unexpected short- and long-term changes in the Black Sea. NATO ASI Series, the Proceedings of the Symposium on the scientific results of the NATO TU-Black Sea Project, Crimea-Ukraine, 15-19 June, 1997.

Beşiktepe, S., E. Özsoy, and Ü. Ünlüata, 1993, Filling of the Marmara Sea by the Dardanelles Lower Layer Inflow. Deep-Sea Res., 40(9), 1815-1838.

Beşiktepe, S., H. İ. Sur, E. Özsoy, M. A. Latif, T. Oguz, and Ü. Ünlüata, 1994, The Circulation and Hydrography of the Marmara Sea. Prog. Oceanogr., 34, 285-334.

Codispoti L. A., G. E. Friederich, J. W. Murray, and C. M. Sakamoto, 1991, Chemical variability in the Black Sea: Implications of continuous vertical profiles that penetrated the oxic/anoxic interface. Deep Sea Res., 38(2), S691-S710.

Ediger D. and A. Yılmaz, 1996a, Characteristics of deep chlorophyll maximum in the northeastern Mediterranean with respect to environmental conditions. J. of Mar. Systems, 9, 291-303.

Ediger, D.and A. Yılmaz, 1996, Variability of light transparency in physically and biochemically different water masses; Turkish Seas. Fresenius Environmental Bulletin, 5, 133-140.

Faschuk, D.Ya., T.A. Ayzatullin, V.V. Dronov, T.M. Pankratova, and M.S. Finkelshteyn,

1990, Hydrochemical structure of the layer of coexistence of oxygen and hydrogen sulphide in the Black Sea and a possible mechanism of its generation. Oceanology, 30, 185-192.

Kıdeyş, A. E., 1994. Recent Changes in the Black Sea Ecosystem: The reason for the sharp decline in Turkish fisheries. J. Mar. Sys., 5,171-181.

Küçüksezgin, F., A. Balcı, A. Kontaş, and O. Altay, 1995, Distribution of nutrients and chlorophyll-a in the Aegean Sea. Oceanologica Acta, 18:343-352

Latif, M.A., E. Özsoy, T. Oğuz, Ü. Ünlüata, 1991, Observations of the Mediterranean inflow into the Black Sea. Deep Sea Res., 38 (supp 2), S711-S723.

Mee L. D., 1992, The Black Sea in Crisis: The need for concerted nternational action Ambio, 21(3), 278-286.

Murray J. M., H. W. Jannasch, S. Honjo, R. F. Anderson, W. S. Reeburgh, G. E. Friderich, L. A. Codispoti, and E. İzdar, 1989, Unexpected changes in the oxic/anoxic interface in the Black Sea. Nature, 338, 411-413.

Murray J. M., L. A. Codispoti, and G. E. Freiderich, 1995, Oxidation-reduction environments: The suboxic zone in the Black Sea. In: C. P. Huang, C. R. Omelia, and J. J. Morgan, eds., Aquatic Chemistry. ACS Advances in Chemistry Series No: 244, pp:157-176.

Oğuz, T. and H.İ. Sur, 1989, A two-layer model of water exchange through the Dardanelles Strait. Oceanologica Acta, 12, 23-31.

Oğuz, T. and L. Rozman, 1991, Characteristics of the Mediterranean underflow in the southwestern Black Sea continental shelf/slope region. Oceanologica Acta., 14, 433-444.

Oğuz T., E. Özsoy, M. A. Latif, Ü.Ünlüata, 1991, Modeling of the hydraulically controlled exchange flow in the Bosphorus Strait. J. Phys. Oceanogr., 20, 945-965.

Oğuz, T., P. E. La Violette, and Ü.Ünlüata, 1992, The Upper layer circulation of the Black Sea: Its variability as inferred from hydrographic and satellite observations. J. Geophys. Res., 97, 12569-12584.

Oğuz, T., V. S. Latun, M. A. Latif, V. V. Vladimirov, H. İ. Sur, A. A.Markov, E. Özsoy, B. B. Kotovshchikov, V. V. Eremeev, and Ü.Ünlüata, 1993, Circulation in the surface and intermediate layers of the Black Sea. Deep Sea Res. I, 40, 1597-1612.

Oğuz, T., D. G. Aubrey, V. S. Latun, E. Demirov, L. Koveshnikov, V. Diaconu, H. İ. Sur, S. Beşiktepe, M. Duman, R. Limeburner, and V. Eremeev, 1994, Mesoscale circulation and thermohaline structure of the Black Sea observed during hydroBlack91. Deep-Sea Res.I, 41, 603-628.

Oğuz, T., P. Malanotte-Rizzoli, and D. Aubrey, 1995, Wind and thermohaline circulation of the Black Sea driven by yearly mean climatological forcing. J. Geophys. Res., 100, 6845-6863.

Oğuz, T. and P. Malanotte-Rizzoli, 1996a, Seasonal variability of wind and thermohaline-driven circulation in the Black Sea: Modeling Studies. J. Geophys. Res., 101(C7), 16,551-16,569.

Oğuz, T., H. Ducklow, P. Malanotte-Rizzoli, S. Tuğrul, N. Nezlin, and Ü.Ünlüata, 1996b, Simulation of annual plankton productivity cycle in the Black Sea by a one-dimensional physical-biological model. J. Geophysical Res, 101, 16585-16599.

Oğuz, T., H. Ducklow, P. Malanotte-Rizzoli, J.W. Murray, E.A. Shuskina, V.I. Vedernikov, and Ü.Ünlüata (Baskıda), A physical-biochemical model of plankton productivity and nitrogen cycling in the Black Sea. Deep Sea Res.

Oğuz, T., H. Ducklow, E. A. Shuskina, P. Malanotte-Rizzoli, S. Tuğrul, L.P. Lebedeva, 1998a, Simulation of upper layer biogeochemical structure in the Black Sea. NATO ASI Series, the Proceedings of the Symposium on the Scientific Results of the NATO TU-Black Sea Project, Crimea-Ukraine, June 15-19, 1997.

Oğuz, T., L.I. Ivanov, and Ş. Beşiktepe, 1998c, Circulation and hydrographic characteristics of the Black Sea during July 1992. NATO ASI Series, the Proceedings of the Symposium on the Scientific Results of the NATO TU-Black Sea Project, Crimea-Ukraine, June 15-19, 1997.

Özsoy, E., A. Hecht, and Ü.Ünlüata, 1989, Circulation and hydrography of the Levantine basin. Results of POEM coordinated experiments 1985-1986. Progress in Oceanography, 22, 125-170.

Özsoy, E., A. Hecht, Ü. Ünluata, S. Brenner, T. Oğuz, J. Bishop, M. A. Latif, and Z. Rozentraub, 1991, A review of the Levantine basin circulation and its variability during 1985-1988. Dynamics of atmosphere and oceans, 15, 421-456.

Özsoy E., Ü.Ünlüata, and Z. Top, 1993a, The evolution of Mediterranean water in Black Sea: Interior mixing and material transport by double diffusive intrusions. Prog. Oceanogr. 31, 275-320.

Özsoy, E., A. Hecht, Ü. Ünluata, S. Brenner,H. I. Sur, J. Bishop,M. A. Latif, Z. Rozentraub, and T. Oğuz, 1993b, A Synthesis of the Levantine Basin circulation and hydrography, 1985-1990, Deep-Sea Res., 40, 1075-1119.

Özsoy, E. ve Ü.Ünlüata, 1997, Oceanography of the Black Sea: A Review of some recent results. Earth Sci. Rev., 42(4), 231-272.

Özsoy, E., M.A.Latif, Ş. Beşiktepe, N. Çetin, M.C. Gregg, V. Belokopytov, Yu. Goryachkin, and V. Diakonu, 1998, The Bosphorus Strait: Exchange fluxes, currents, and sea level changes. NATO ASI Series, Proceedings of the Symposium on the Scientific Results of the NATO TU-Black Sea Project, Crimea-Ukraine, June 15-19, 1997.

Poem Group, 1992, General circulation of the Eastern Mediterranean. Earth Science Reviews, 32, 285-309.

Polat, Ç. ve S. Tuğrul, 1995, Nutrient and organic carbon exchanges between the Black and Marmara Seas through the Bosphorus Strait. Continental shelf Res., 15, 1115-1132.

Polat, Ç and S.Tuğrul, 1996, Chemical exchange between the Mediterranean and the BlackSea via the Turkish straits. In: F. Briand, ed., Dynamics of Mediterrranean straits and channels. CIESM Science Series No.2, Monaco, Special Vol:17, 167-186.

Saydam, C., S. Tuğrul, Ö. Baştürk, and T. Oğuz, 1993, Identification of the oxic/anoxic interface by isopycnal surfaces in the Black Sea. Deep-Sea Res., 40(7), 1405-1412.

Stanev, E., V.M. Roussenov, N.H. Rachev, and J. V. Staneva, 1995, Sea response to atmospheric variability: Model study for the Black Sea. J. Marine Systems, 6, 241-267.

Stanev, E., J.V. Staneva, and V.M. Roussenov, 1997, On the Black Sea water mass formation. Model sensitivity study to atmospheric forcing and parameterizations of physical processes. J. Marine Systems, 13, 245-272.

Salihoğlu, İ., C. Saydam, Ö. Baştürk, K. Yılmaz, D. Ediger, E. Hatipoğlu, and A. Yılmaz, 1990, Transport and distribution of nutrients and chlorophyll-a by mesoscale eddies in the northeastern Mediterranean. Marine Chemistry, 29, 375-390.

Sur H. I., E. Özsoy, and Ü. Ünlüata, 1993, Simultaneous deep and intermediate depth convection in the northern Levantine Sea, Winter 1992. Oceanologica Acta, 16, 33-43.

Sur, H. I., E. Özsoy, and Ü. Ünlüata, 1994, Boundary current instabilities, upwelling, shelf mixing and eutrophication processes in the Black Sea. Prog. Oceanogr., 33, 249-302.

Sur H. I., E. Özsoy, Y.P. Ilyin, and Ü.Ünlüata, 1996, Coastal/deep interactions in the Black Sea and their ecological/environmental impacts. J. Mar. Systems, 7, 293-320.

Tuğrul, S., Ö. Baştürk, C. Saydam, and A. Yılmaz, 1992, Changes in the hydrochemistry of the Black Sea inferred from water density profiles. Nature, 359, 137-139.

Ünlüata, Ü., T. Oğuz, M.A. Latif, and E. Özsoy, 1990, On the physical oceanography of the Turkish straits. In: L.J. Pratt, ed., The Physical Oceanography of Sea Straits. NATO ASI Series, Kluwer, 25-60.

Yılmaz, A., D. Ediger, Ö. Baştürk, and S. Tuğrul, 1994, Phytoplankton fluorescence and deep chlorophyll maxima in the northeastern Mediterranean. Oceanologica Acta, 17, 69-77.

Yilmaz A., S. Tuğrul, C. Polat, D. Ediger, Y. Çoban, and E. Morkoç (Baskıda), On the production, elemental composition (C,N,P) and distribution of photosynthetic organic matter in the southern Black Sea. Hydrobiologia.

Yılmaz, A. and S. Tuğrul (Baskıda), The effert of cold and warm core eddies on the distribution and stoichiometry of dissolved nutrients in the northeastern Mediterranean. J. Marine Systems.

Yüce, H., 1990, Investigation of the Mediterranean water in the Strait of Istanbul (Bosphorus) and the Black Sea, Oceanologica Acta, 13, 177-186.

Yüce, H., 1996, On the variability of Mediterranean water flow into the Black Sea. Cont. Shelf Res., 16,1399-1413.

Okan, T., 1998, Karadeniz Pontus Euxinus. *Türkiye Denizlerinin ve Çevre Alanların Jeolojisi.* (Editör N. Görür), s. 23-129, İstanbul.

Bölüm 2

Karadeniz

Pontus Euxinus

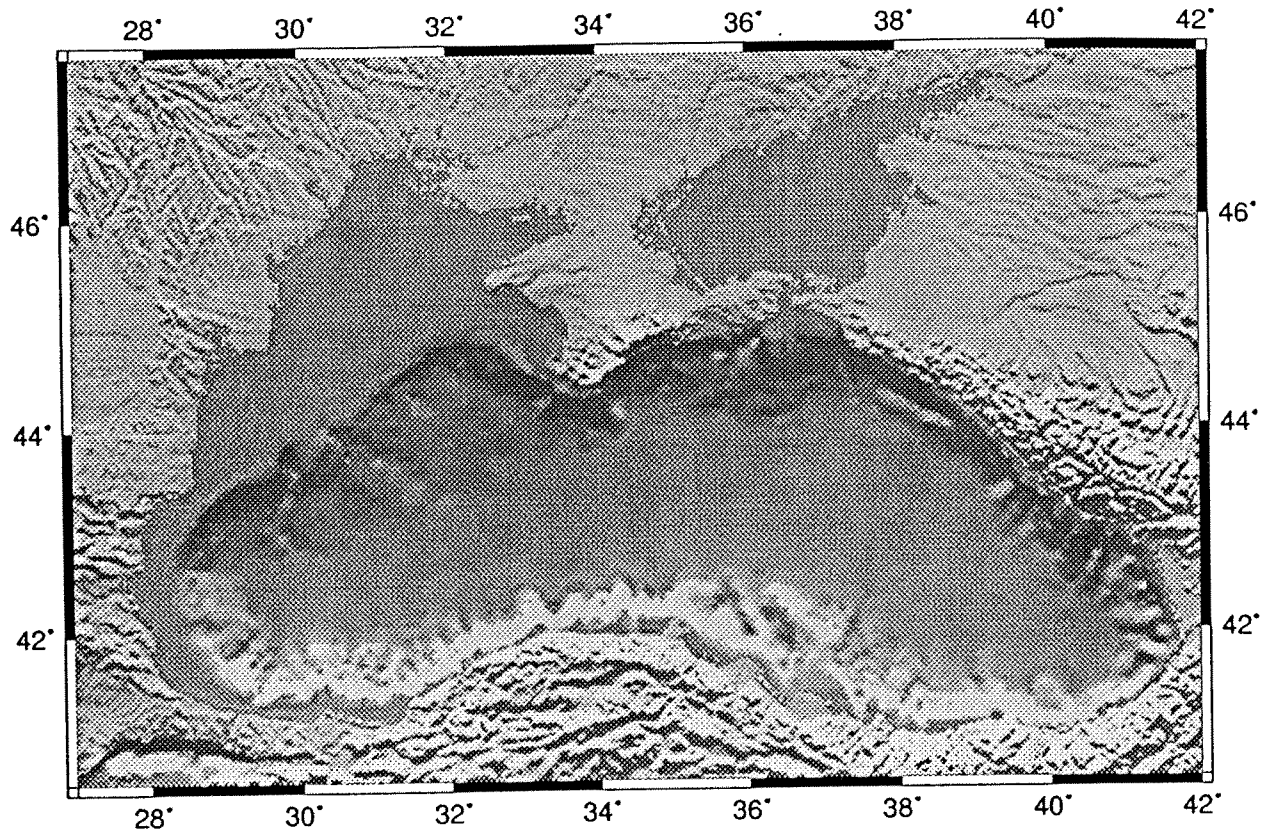
Okan TÜYSÜZ
İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü
80626, Maslak, İstanbul

1. GİRİŞ

Türkiye'nin kuzeyinde yeralan ve ülkenin en uzun kıyılarından birini oluşturan Karadeniz (Şekil 1), Alp-Himalaya dağ sistemi içerisinde sıkışmış çok sayıdaki denizlerin en büyüklerinden biridir. Coğrafi bakımdan bir kıta içi deniz halinde olan ancak jeolojik özellikleri açısından bir mini okyanus niteliğindeki Karadeniz, kendisini çevreleyen ülkelerin sosyal yaşamı açısından hayati öneme sahiptir. Karadeniz'in önemi hem barındırdığı ekonomik materyallerden hem de bu ülkelerin dünya denizleri ile bağlantısını oluşturmasından kaynaklanmaktadır. Karadeniz, bir yandan Tuna nehri vasıtası ile Avrupa ortalarına kadar uzanan, diğer yandan İstanbul ve Çanakkale boğazları ile Akdeniz'e ve oradan da okyanuslara açılan önemli bir su yoludur. Eski Sovyetler Birliği'nin dağılmasından sonra Karadeniz'in önemi daha da artmıştır. Artık bağımsız birer ülke konumuna gelen eski Sovyetler Birliği üyeleri henüz üretime açılmamış zengin yeraltı kaynakları içermektedirler. İlerleyen teknoloji ile birlikte enerji kaynaklarına ihtiyacın artması, buna karşılık yeni enerji kaynaklarının Karadeniz çevresinde ya da Karadeniz'e kolaylıkla bağlanabilir bu ülkelerde bulunması Karadeniz'in önemini artırmıştır. Karadeniz, gelecekteki dünya petrol rezervlerinin çok önemli bir kısmına sahip olan Hazar Denizi çevresindeki eski Sovyetler Birliği ülkelerinin kaynaklarının taşınmasında çok önemli bir yere sahiptir. Nitekim günümüzde bu ülkelerin boru hatları ile Karadeniz'e ya da Karadeniz altından birbirlerine bağlanmaları ya da Karadeniz yolu ile deniz taşımacılığı çeşitli projelerle gündeme gelmektedir.

Dip sularında anaerobik bakteriler dışında yaşam olmayan ancak yüzey sularındaki canlı verimi dünya denizleri ortalamasının iki misli olan Karadeniz, bu bakımdan da kıyısı olan ülkelerin ekonomisinde son derece önemli bir yere sahiptir. Ancak içinde bulunduğumuz yüzyılın son çeyreğinde sanayileşmenin ve teknolojinin hızlanmasına paralel olarak global bir sorun olmaya başlayan çevre kirlenmesinden Karadeniz de nasibini almıştır. Büyük ölçüde kapalı bir deniz olan Karadeniz bu niteliğinin de etkisi ile hızla kirlenmeye devam etmektedir. Bunun sonucunda da Karadeniz'in canlı verimi giderek azalmakta, yaşam gözle görülür bir biçimde sona ermektedir.

Jeolojik özellikleri Karadeniz'i petrol açısından potansiyel bir bölge haline getirmiştir. Nitekim Karadeniz çevresindeki ülkelerde önemli sayılabilecek petrol sahaları mevcuttur. Türkiye açısından ele alındığında ise Karadeniz henüz değerlendirilememiş bir petrol potansiyeli olarak görülmektedir. İğneada ve Ereğli civarında açılmış olan birkaç kuyuda gaz emarelerine rastlanmıştır. Sinop ve İnebolu açıklarında ve Doğu Karadeniz'de TPAO ve yabancı petrol



Şekil 1. Karadeniz ve çevresinin röliyef haritası. Kuzeyde ve kısmen de güneybatıda oldukça geniş bir şelf görülmektedir. Karadeniz'in Kerch Boğazı ile Ereğli arasındaki kısmında ise kara üzerindeki dağlar deniz tabanına doğru hızla alçalmaktadır. Abisal düzlük son derece belirgindir. Büyük nehirlerin ağzında alüvyal yelpazeler ve deltalar gelişmistir. Röliyef haritasını Şekil 74'deki jeomorfoloji haritası ile karşılaştırınız. (Sayısal topoğrafya ve batimetri verilerinden hazırlanmıştır)

şirketleri tarafından son yıllarda çok sayıda araştırma yapılmış, ancak 2000 m'yi bulan su derinliği yüzünden yüksek risk taşıyan bu sahalarda -bölgenin ümitli olmasına rağmen- sondaj faaliyetlerine geçilememiştir. Kuşkusuz bunda ülkeler arası siyasetin ve gelişmiş teknolojiye sahip uluslararası petrol şirketlerinin politikalarının da büyük önemi vardır. Ancak uluslararası petrol şirketlerinin Karadeniz'e olan ilgisi giderek artmaktadır ve gelecekte Karadeniz Türkiye'nin kaderini belirleyecek bir rol oynayabilecektir.

Yukarıda ana hatları ile özetlenen sosyal ve ekonomik özelliklerinin yanısıra Karadeniz, bilimsel açıdan da son derece önemli bir bölgedir. Dünyanın en büyük anoksik su kütlesini içeren ve üzerinde en çok çalışılan denizlerden biri olan Karadeniz hakkında yüzyılımızın başında yoğunlaşmaya başlayan akademik ilgi son yıllarda giderek artmıştır. Jeolojik açıdan bir okyanusun gelişme aşamalarının izlerini taşıyan Karadeniz'in oluşumu hakkında yüz yıldan bu yana çok sayıda modeller ileri sürülmüştür. Karadeniz'den yararlanma ve onu öğrenme açısından son derece önemli olan bu modellerin büyük bir kısmı Karadeniz'i çevreleyen alanlardan elde edilen jeolojik verilere dayanmaktadır. Karadeniz'in bizzat içerisinden elde edilen bilimsel veriler ise jeofizik çalışmaların yanısıra derin sondaj, yüzeysel numune alma (tarama ve çakma) gibi çalışmalara dayanmaktadır. Karadeniz, çevreleyen diğer ülkeler için olduğu gibi Türkiye açısından da kritik öneme sahiptir. Bu denizin fiziksel, kimyasal ve biyolojik koşullarının bilimsel metodlarla araştırılmasının ülke ekonomisine yapacağı katkılar açıktır. Bunun için de öncelikle Karadeniz'in nasıl oluştuğu ve günümüze kadar ne tür bir evrim geçirdiğinin bilinmesi gereklidir. Karadeniz hakkındaki bilgilerimizin ve sorunların ortaya konması onu daha iyi tanımamıza ve bundan sonra yapılacak araştırmaların yönlenmesine yardımcı olacaktır. Bu makalede günümüze kadar gerek karada,

gerekse denizde yapılmış olan çalışmaların verileri ışığında Karadeniz'in jeolojik özellikleri tanıtılmaya çalışılmıştır. Araştırmanın veri tabanını Karadeniz çevresinden ve içinden derlenen yayınlanmış veriler ve Kuzey Türkiye'deki saha gözlemlerimiz oluşturmaktadır.

2. ESKİ İNCELEMELER

Karadeniz'in jeolojisi anlamaya yönelik önemli araştırmalar 19. Yüzyılın başında başlamış, içinde bulunduğumuz yüzyılın son çeyreğinde ise giderek artmıştır. Karadeniz hakkında en büyük bilgi birikimi kuşkusuz bir asrı aşkın bir süreden beri bu konu üzerinde çalışan Rus yerbilimcilerinde bulunmaktadır. Her ne kadar yakın zamanlarda önemli yayınlar ya tercüme edilmiş ya da batılı bilim adamları ile yapılan ortak çalışmalarla kullanıma açılmış ise de bunların birçoğu batı dünyası için hala erişilemez niteliktedir.

Karadeniz'in yapısı ve oluşumuna ilişkin en önemli çalışmalar Andrusov (1890) ile başlar. Bu araştırıcı savaş gemileri ile Karadeniz'in sığ ve derin sularında araştırmalarda bulunmuş, batimetrisini öğrenmeye çalışmış ve numuneler almıştır. Karadeniz'in derinliği 2244 m'ye ulaşan bir abisal düzlüğe sahip olduğu Andrusov tarafından ortaya konmuştur. *Sovyet Hidrometeoroloji Servisi*'nin 1923-1935 yılları arasındaki çalışmaları Karadeniz'in Kuvaterner stratigrafisi ve havzadaki çökelimin niteliklerinin belirlenmesinde temel oluşturmuştur. Nitekim bu çalışmadan edinilen verilerle Arkhangel'sky (1928 ve 1930), Andrusov (1926, 1929) Arkhangel'sky ve Strakhov (1932 ve 1938) daha sonraki benzer bir araştırmaya dayanarak da Goncharov (1958) bu havzanın çökellerinin özelliklerini ortaya koymuş ve onun erken Pliyosen'den geç Pliyosen'e kadar bir göl halinde olduğunu belirlemişlerdir. Shokalsky (1928) ilk defa tüm Karadeniz'in bir batimetrik haritasını oluşturarak morfolojisini ortaya koymuştur. Türkiye'de ise Erinç (1953, 1973) yaptığı jeomorfolojik çalışmalarla ve Ruscadan yaptığı tercümelerle Karadeniz'in anlaşılmasına önemli katkılarda bulunmuştur.

1900 lü yılların ikinci yarısından itibaren yerbilimlerinde modern yöntemlerin kullanılmaya başlaması ve son çeyreğinde de levha tektoniği kuramının benimsenmesi ile birlikte Karadeniz hakkındaki görüşler değişmeye, yeni modeller önerilmeye ve buna paralel olarak da bilgi birikimi hızla artmaya başlamıştır. Bu dönemdeki çalışmaların büyük bir kısmına metin içerisinde değinilecektir. Bu dönemde Goncharov ve Neprochnov (1967) eko-sound sistemi ile Karadeniz'in detaylı batimetrisini ortaya koymuşlardır. Modern jeofizik çalışmaları ise Goncharov vd (1966), Malovitskiy vd. (1969 a ve b), Neprochnov vd. (1964), Melikov vd. (1969) tarafından yayınlanmıştır.

1960 lı yılların sonunda batılıların Karadeniz'e ilgisi başlamıştır. 1967 ve 1969 da *Woods Hole Oşinografi Enstitüsü*'nün *ATLANTIS II* araştırma gemisi Karadeniz'in yapısı, batimetrisi, su kimyası ve çökel sistemi üzerinde araştırmalarda bulunmuştur. Bu çok disiplinli araştırmanın sonuçları *AAPG (American Association of Petroleum Geologists)* tarafından bir özel sayı (Memoir) halinde yayınlanmıştır (Ross ve Degens, 1974). 1969 yılındaki araştırmada Karadeniz'in yüzey çökellerinden piston numuneleri alınarak incelenmiş ve bu araştırmanın verileri daha sonrakiler için temel oluşturmuştur.

1976 da *DSDP (Deep Sea Drilling Project)* kapsamında *GLOMAR CHALLENGER* Karadeniz'de üç derin sondaj açmıştır. Karadeniz hakkında çok önemli veriler sağlayan bu çalışmanın sonuçları kapsamlı bir *ODP (Ocean Drilling Programe)* raporu olarak yayınlanmıştır.

Karadeniz'in derin kesimlerinin modern yansıma (refleksiyon) metodları kullanılarak araştırılması 1970'li yıllarda başlamıştır. 1975 yılında bir İtalyan araştırma gemisi Karadeniz'de

kapsamlı bir jeofizik araştırma yapmış, çok sayıda sismik refleksiyon profilleri almıştır. 1979-1984 yılları arasında Bulgaristan'ın kıyı ötesinde 15.000 km sismik hat atılmıştır. 1978 den itibaren *Rus Jeoloji Bakanlığı* tarafından bölgesel profiller alınmıştır. Giderek biriken bu araştırmaların sonuşları 1988 yılında *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* dergisinin Karadeniz monografında topluca yayınlanmıştır. Bilhassa derin bölgelerde sondaj verileri ile denetlenemediği için yorumları tartışmalı olan bu araştırmaya ait sismik veriler büyük ölçüde Karadeniz hakkında bundan sonra önerilen modellerin de veri tabanını oluşturur. Yine bu çalışma ile Karadeniz'in aslında iki farklı havzadan oluştuğu verilerle ortaya konmuştur.

Karadeniz'in oluşum zamanı ve mekanizmasına dair çok çeşitli modeller önerilmiştir. Başlangıçta Karadeniz'in oluşumu için Prekambriyen den (Milanovskiy, 1967) Kuvaterner'e (Nalivkin, 1960) kadar farklı zamanlar öngörülmekte iken 1970 li yılların sonundan itibaren bu öneriler terkedilmeye başlanmıştır. Levha tektoniğine yönelik çalışmalar arttıkça ve Alp-Himalaya sistemini oluşturan Tetis sistemi öğrenildikçe Karadeniz'in de bu sistemin bütünü içerisinde bir parça olduğu anlaşılmış ve Karadeniz'in Kretase'de açılmış bir yayardı havza olduğu büyük ölçüde kabul edilmeye başlamıştır. Bu modern görüşe önderlik eden başlıca çalışmalar arasında ise Adamia vd. (1974), Hsü vd. (1977), Letouzey vd. (1977), Manetti vd. (1988), Görür (1988), Okay vd. (1994) sayılabilir. Bu araştırmalara metin içerisinde sık sık değinildiği için burada tekrarlanmamışlardır. Ancak Karadeniz'in ne tür bir mekanizma ile açıldığı ve günümüze kadar hangi aşamalardan geçmiş olduğu konusunda tartışmalar hala yoğun bir biçimde sürmektedir.

1990'lı yıllar Karadeniz jeolojisi için önemli bir aşamaya şahit olmuştur. Gerek eski Sovyetler Birliği üyelerinin bağımsız ülkeler haline gelerek kendi politikalarını belirlemeleri gerekse Türkiye'nin Karadeniz sahasında yabancı petrol şirketleri ile lisans anlaşmaları yapması ile Karadeniz araştırmalarına hız verilmiştir. Bilhassa TPAO-BP, TPAO-ARCO ortaklıkları ile Batı ve Doğu Karadeniz'de çok sayıda sismik refleksiyon çalışmaları, petrol örneklerinin değerlendirilmeleri, dip taraması gibi araştırmalar gerçekleştirilmiştir. Benzer şekilde Karadeniz'in diğer kesimlerinde de bilhassa petrole yönelik araştırmalar bu dönemde yoğun bir şekilde sürdürülmüştür. Ancak petrol şirketlerinin elinde olan bu bilgilerden çok azı bilimsel çalışmalarda kullanılmıştır (Robinson vd., 1996).

1997 yılında AAPG yeni bir özel sayı ile Karadeniz çevresi alanların jeolojisindeki son gelişmeleri yayınlamış, bu kitap içerisindeki makalelerde bazı kıyıötesi veriler de kullanılmıştır.

3. KARADENİZ'İN MORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ

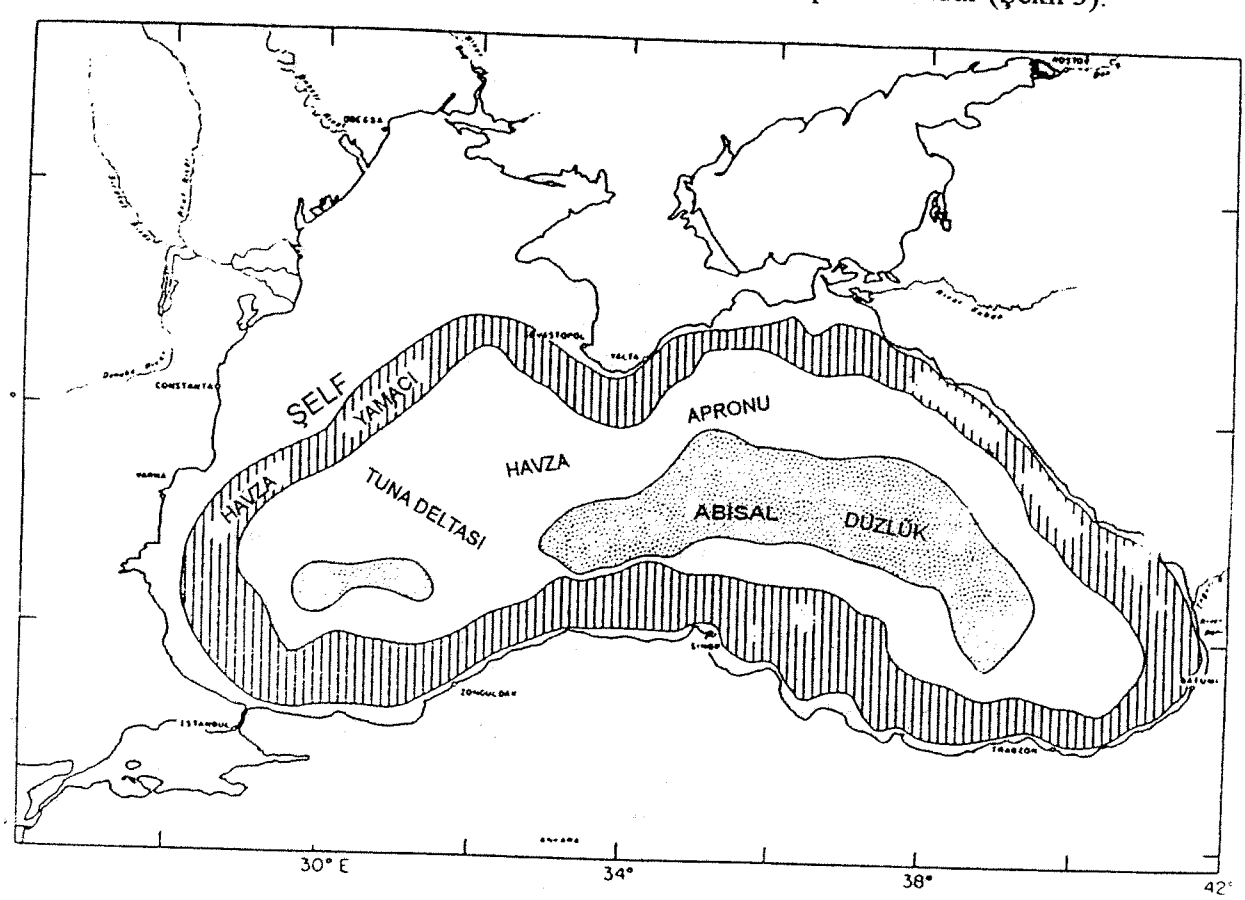
Coğrafi anlamda Karadeniz, oval biçimli iki havzanın birleşmesi ile oluşan kıta içi bir denizdir. Kuzey Anadolu ve Yıldız (Istranca) dağları, Kafkaslar ve Kırım dağları gibi kıvrımlı dağ kuşakları ile çepeçevre kuşatılmıştır. Bu bakımdan ise Karadeniz günümüzde bir dağarası havza niteliği sergilemektedir. Bu dağarası nitelik doğu havzada çok daha belirgindir. Alp-Himalaya sistemi içerisindeki yeri gözönüne alınırsa Karadeniz batıdan doğuya doğru Panonya havzası, Güney Hazar ve Kopet Dağları boyunca uzanan bir dağarası çöküntü silsilesinin bir parçası halindedir (Erinç, 1984).

Morfolojik açıdan ele alındığında Karadeniz'de iki ayrı tipte kıyının varlığı dikkat çeker. Doğu ve güneyde şelf gelişmemiştir ve kıyılar çok kısa bir yatay mesafede aniden derinleşirler. Bu özellikleri ile sözkonusu alanlar morfolojik olarak Pasifik tipi kıta kenarları ile kıyaslanabilirler (Erinç, 1984 tarafından da kullanılan bu deyim ile kıyıların tektonik değil sadece morfolojik özellikleri anlatılmak istenmektedir). Karadeniz'in kuzey ve batı kısmında ise geniş bir şelf

mevcuttur ve bunun önünde bir kıta şevini takiben abisal düzlüğe geçilir. Bu kesimler ise morfolojik özellikleri bakımından Atlantik tipi bir kıta kenarı özelliği sergilerler (Erinç,1984).

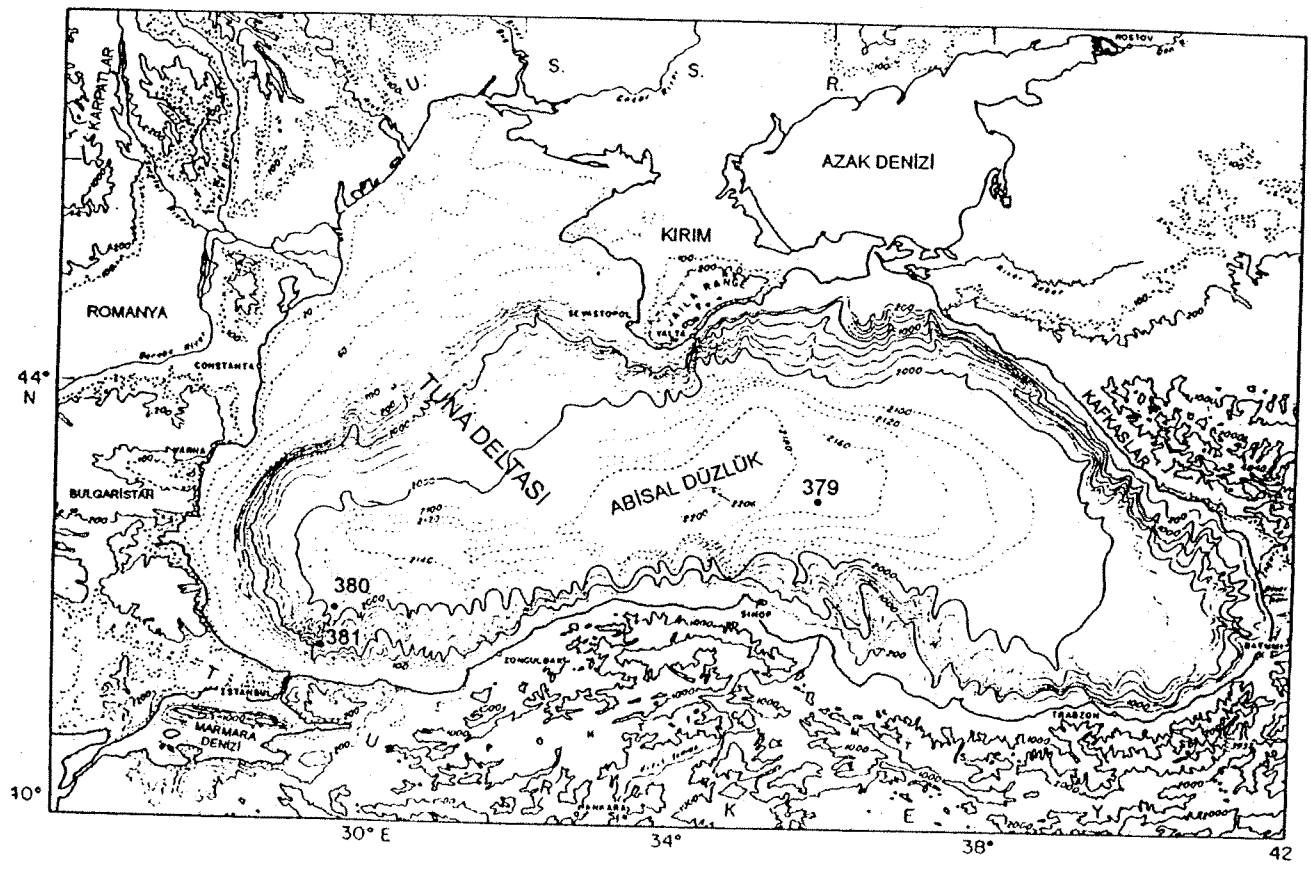
Karadeniz, derinliği ortalama 50 m civarında olan İstanbul Boğazı yolu ile Akdenize bağlanan kapalı sayılabilecek bir denizdir (Şekil 1). Oldukça genç olan bu bağlantı Karadeniz'in evrimi açısından çok önemli değişimlere yolaçmıştır. İstanbul Boğazı Karadeniz'i olduğu gibi çevresindeki alanları ve buradaki yaşamı da etkilemiştir (Ryan vd., 1997).

Karadeniz'in jeolojik ve jeofizik bakımından olduğu kadar morfolojik olarak da minyatür bir okyanus niteliğindedir. Gerçekten, tıpkı okyanus kenarları gibi burada da şelf, kıta yamacı ve abisal düzlük olmak üzere birbirinden çok belirgin bir şekilde ayrılmış üç ana morfolojik ünite dikkati çeker (Şekil 2 ve 3). Ancak büyük okyanuslardan farklı olarak Karadeniz'de abisal düzlük çok derin değildir (Erinç, 1984). Karadeniz şelfi genellikle 100 m eşderinlik münhanisi ile sınırlanır ve genişliği Kırım Yarımadası batısında olduğu gibi 190 km ile Türkiye ve bazı Rusya kıyılarında olduğu gibi 20 km arasında değişir. Tuna açıklarındaki geniş şelf Tuna, Dinyestr, Bug ve Dinyepr gibi nehirlerin taşıdıkları malzemenin burada çökelmesi sonucunda gelişmiştir. Kıta yamacı dik ya da çoğu Anadolu ve Kafkas sınırlarında olduğu gibi denizaltı kanyonları tarafından biçilmiş haldedir. Romanya ve Bulgaristan kesiminde ise kıta yamacı nispeten düzdür (Şekil 3).



Şekil 2. Karadeniz'in başlıca morfolojik unsurları (Ross vd., 1974 ten alınmıştır)

1800 lü yılların sonundan itibaren başlayan ve Karadeniz içerisini hedef alan çalışmaların temel uğraşı alanlarından biri Karadeniz'in batimetrisinin belirlenmesi olmuştur. Yakın zamanlara kadar sürdürülen ve giderek geliştirilen çalışmalar sonucunda bugün artık Karadeniz'in batimetrisi oldukça sıhhatli bir biçimde tanımlanmış bulunmaktadır (Şekil 3). Erinç (1984) batimetrik haritalara dayanarak Karadeniz şelfinin dış kenarının -94 ilâ -104 m derinlikte bulunduğunu ve



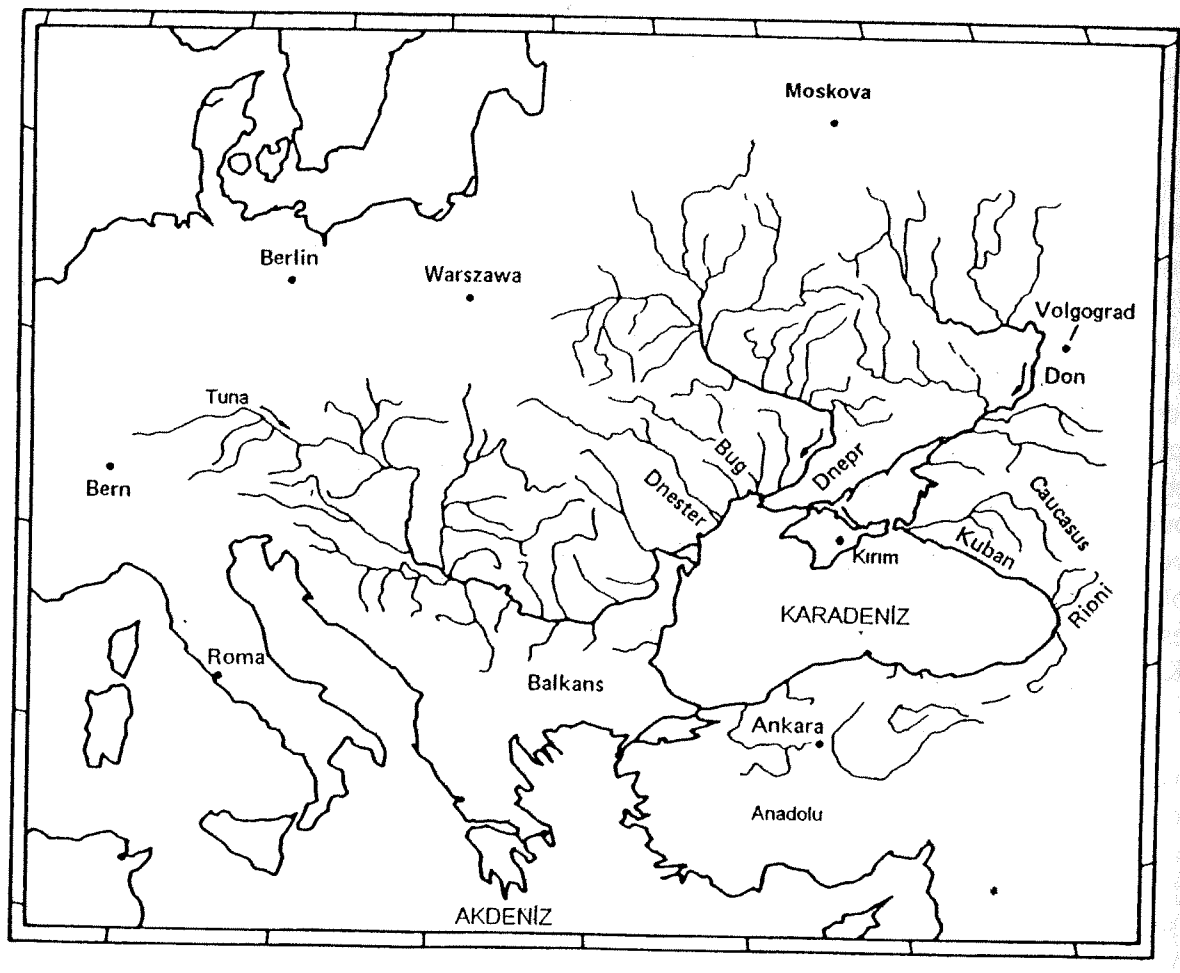
Şekil 3. Karadeniz'in batimetri haritası ve DSDP leg 42B esnasında açılan kuyu yerleri (Ross vd.,1974'ten alınmıştır)

bunun da dünya okyanuslarının son glasiyal sırasındaki östatik alçak seviyesine karşılık geldiğini belirtmekte ve buna dayanarak yaklaşık 25- 34 bin yıldan bu yana şelfin sınırları içinde önemli bir deformasyon oluşmadığını ileri sürmektedir. Şelf Karadeniz'in yukarıda belirtilen Pasifik tipi kıyıları önünde son derece dar; batı ve kuzeybatıdaki Atlantik tipi kıyılar önünde ise çok geniştir. Eğim azdır ve binde 4,5 - 5 arasında değişir. Kara üzerindeki önemli bazı akarsuların uzantıları şelfi oldukça derin vadilerle yarmıştır (Erinç, 1958 ve 1984, Ross, 1974). Erinç (1984) e göre bu özellikler Karadeniz şelfinin karasal bir aşınım ve birikim yüzeyinin son Akdeniz suları ile istilası sonucunda oluştuğunu belirtmektedir. Benzer sonuç Ryan vd (1997) tarafından Karadeniz'in kuzey kıyılarından derlenen verilerle de ortaya konmuştur. Bu araştırmacılar Kırım'ın batı ve doğusunda bugün Karadeniz'in suları altında kalmış olan alanlardan alınan bazı karotlarda tatlı su fosilleri bulmuş ve bunların 7150 yıl önce yaşadıklarını belirlemişlerdir. Yine bu yazarlar elde ettikleri verilerle bu zamanda Karadeniz'in Akdeniz'den en azından 100 m daha aşağı bir seviyede olduğunu ileri sürmüşler, Akdeniz'in boğazlardan geçerek Karadeniz'i hızla doldurması sonucunda eski aşınma alanlarının şelf haline geldiğini belirtmişlerdir. Aslında bu, ileride de değinileceği gibi Karadeniz'in geçmişinde defalarca tekrarlanmış bir olaydır.

Kıta yamacı Karadeniz'in güney ve doğusunda morfolojik olarak çok belirgin ise de, yükseltisi okyanuslara göre azdır ve ortalama olarak 2000 m dolayındadır. Bununla beraber, şelfin ortadan kalktığı örneğin Doğu Karadeniz gibi bazı kesimlerde gerideki dağlarla abisal düzlük arasındaki seviye farkı okyanuslardakine benzer bir şekilde 5-6 bin m'yi bulur. Kıta yamacının profili de, tıpkı okyanuslarda olduğu gibi iç bükeydir. Kıta yamacı havzanın hemen her tarafında, şelften başlayan derin kanyonlarla yarılmıştır. Bütün bu özellikler kıta yamacının jeolojik anlamda kıtasal bir kabuğun riftleşmesi sonucunda oluştuğu görüşünü destekleyen jeomorfolojik veriler olarak değerlendirilebilir (Erinç, 1984).

Karadeniz havzası içerisinde önemli bir alan kaplayan abisal düzlük yaklaşık olarak -2000 m eşderinlik eğrisinin sınırları içinde kalır (Şekil 3). Hemen hemen yatay duran (Şekil 1) bu alan aslında kalın bir çökel dolgunun üst yüzeyini temsil etmektedir. Bu çökel dolgu Batı ve Doğu Karadeniz havzalarında farklı derinliklere sahip olup özellikleri üzerinde ileride jeofizik veriler ışığında ayrıntılı olarak durulacaktır. Abisal zonun diğer bir özelliği, havza kenarlarını oluşturan granitik kabuğun bu zona doğru giderek incelmesi ve sonunda tamamen ortadan kalkmasıdır. Havzanın orta kesimlerinde çökel dolgunun ise doğrudan bazaltik kabuk üzerine oturmuş olduğu jeofizik verilerden tahmin edilmektedir.

Karadeniz'in alanı ve havzadaki morfolojik birimlerin ne kadar yer kapladıkları hakkında farklı değerler ileri sürülmüştür. Erinç (1984) daha önce ileri sürülen değerleri yeniden ele almış ve Karadeniz'de şelf alanının -100 m eşderinlik eğrisi ile sınırlandığını, abisal düzlüğe ise ortalama -2.000 m civarında geçildiğini kabul etmiş, kıta yamacını üstte -100 ve altta -2.000 m eşderinlik eğrileri ile sınırlandırmıştır. Bu durumda Karadeniz'in alanını 422.189 km^2; Azak Denizinin alanını 36,875 km^2, bütün havzanın toplam alanını ise 459.064 km^2 olarak bulmuştur. Bu değerler alansal olarak Karadeniz'de şelfin havzanın % 24,1'ini, kıta yamacının %38.7 'sini ve abisal düzlüğün de % 37,2'sini oluşturduğunu göstermektedir. Azak Denizi ile birlikte ele alınırsa aynı oranlar sıra ile yüzde 30,2; 35,6 ve 34,2 olmaktadır. Yine aynı yazarın hesaplarına göre Karadeniz'in hacmı 536,969 km^3, Azak ile birlikte ise 537.250 km^3 tür. Karadeniz'de nispeten düşük tuzluluğa sahip (‰ 0,18) 300 m'den daha ince bir yüzey suyu, bunun altındaki ise çok daha tuzlu (‰ 0,22) derin sular bulunmaktadır. Yüzey sularının tuzluluk ve kalınlığı genellikle büyük nehirlerden olan uzaklığa ve mevsimlere göre değişmektedir. Kuzey ve batıdaki bol su getiren akarsuların ağzında



Şekil 4. Karadeniz'in drenaj alanı (Ross vd., 1978 den alınmıştır)

tuzluluk oranı ‰ 0,10 a kadar düşmektedir. Yüzey suları ile derin sular arasındaki bu tuzluluk ve onun neden olduğu yoğunluk farkı iki su kütlesinin birbirine karışmasını engellemekte, böylece derin sular oksijen alamamaktadır. Bu durum Karadeniz'in derin sularında canlı yaşamasına imkan vermemektedir. Yüzeysel su tabakası 5,5-7 cm^3 /litre oksijen içerdiği halde derin sularda 8-12 cm^3 /litre H_2S bulunmakta ve bu oran derine doğru giderek artmaktadır.

Nehirler		Sıvı Atımı (km^3)	Katı atımı (10^6 ton)
Dnyepr		52.0	2.12
Güney Bug		3.0	0.53
Dnyestr	10.0	2.50	
Don		28.0	6.40
Tuna		198.0	83.00
Kuban		12.8	8.40
Kerch Boğazı ile Batum arasındaki nehirler		41.0	?
Gürcistan kıyısındaki nehirler			
Bzyb'			0.60
Kodori			1.01
Inguri			2.78
Rioni			7.08
Chorokh (Goruh)			15.13
Diğerleri			2.40
Türkiye kıyısındaki nehirler		25	~17.00
Bulgaristan'daki kıyılar		3	~0.50
Toplam		373.8	149.45

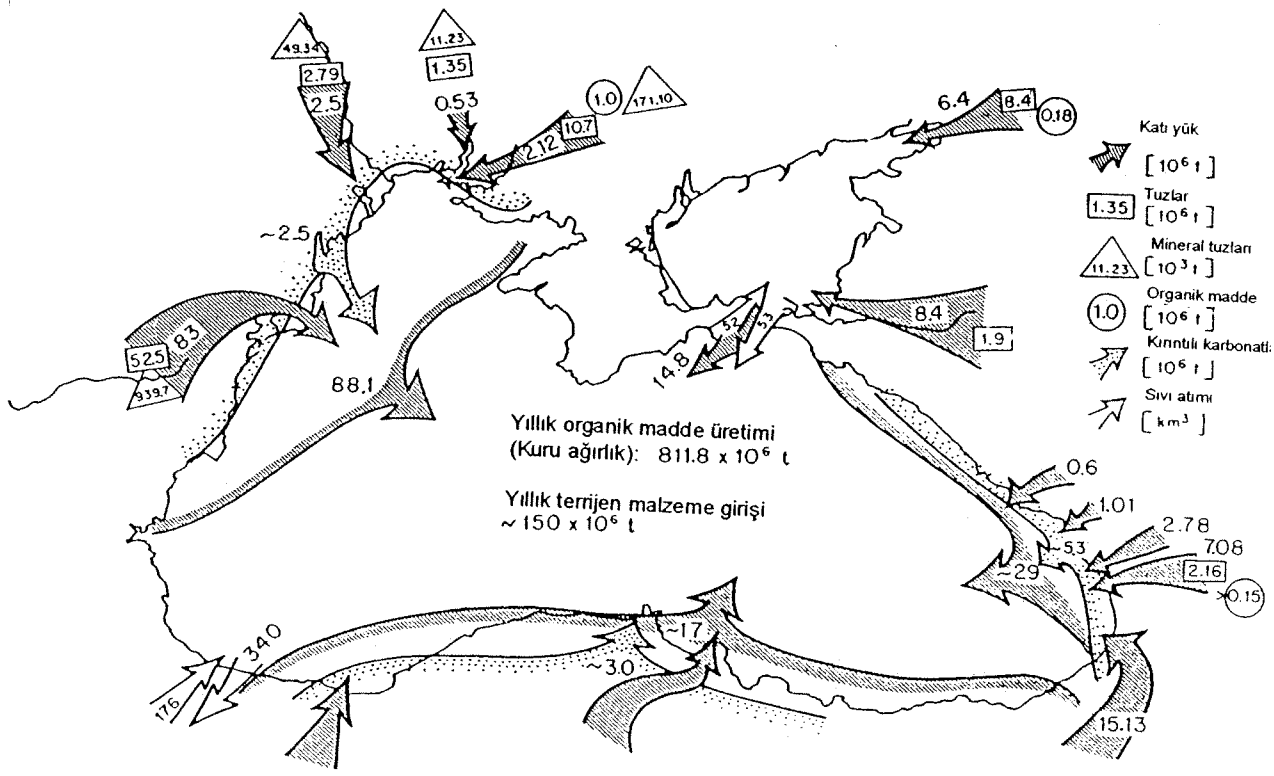
Tablo 1. Karadeniz'e taşınan çökel miktarı (Ross, 1978 den alınmıştır)

Karadeniz'in 1.864.000 km^2 lik geniş bir drenaj alanı vardır (Şekil 4). Drenaj alanının % 85 i kuzeydeki alçak alanlardan , % 15 i ise yüksek dağlardan oluşur. Kuzey ve batıdaki alçak alanlardan Tuna, Dinyepr, Dinyestr ve Don gibi düşük hızlı ancak büyük nehirler Karadeniz'e malzeme taşımaktadır. Güney, güneybatı ve doğudaki dağlık alanlarda ise nispeten küçük ancak çok önemli aşındırma yeteneği olan nehirler mevcuttur. Bunların başlıcaları olan Kızılırmak ve Yeşilırmak'ın ağzındaki geniş deltalar bu malzeme getiriminin açık delilleridir. Karadeniz'in drenaj alanını gösteren Şekil 4 den de izlendiği gibi drenaj alanının en büyük kısmı Tuna nehri ve kolları ile kaplanmıştır. Nitekim Karadeniz'e çökel taşıyan nehirler arasında Tuna nehrinin önemi Tablo I de açıkça görülmektedir. Şekil 5 ise yıllık olarak Karadeniz'e taşınan materyel miktarı ve bunların türlerini göstermektedir.

Türkiye kıyıları açısından ele alındığında, çok büyük olmayan ancak aşındırma ve taşıma gücü yüksek nehirlerin bulunması, topografik röliyefin yüksek olması, çökelleri tutacak büyük haliçlerin bulunmaması, şelfin dar olması ve çökelleri havzanın derin kesimlerine taşıyan derin kanyonların varlığı gibi nedenlerle çökelme hızı yüksektir. Havzanın doğu kesimlerinde türbidit çökeliminin yüksek frekanslı olması nedeniyle çökelme hızı yüksektir. Buna karşılık batı kesimlerde röliyefin daha düşük olması, geniş kıyı düzlüklerinin bulunması ve büyük nehirlerin çökellerini kendi ağızlarında çökeltmeleri nedeniyle daha düşük bir çökelme hızı görülür. Ancak geçmişte batıda çökelme hızının bugünkünden çok daha fazla olduğu Tuna yelpazesinin geniş şelfi ve yayvan yamaç alanından anlaşılmaktadır (Ross, 1978).

Türkiye'de Karadeniz kıyıları İğneada ile Ereğli arasında nispeten yayvan bir morfoloji sunar. Trakya Yarımadası'nda Istranca Masifi'nden beslenen küçük akarsular Karadeniz'e malzeme taşımaktadır. Bu kuşaktaki Karadeniz'e akan en önemli akarsu Sakarya Nehri'dir. Ereğli'den daha doğuda Sinop Yarımadası'na kadar olan kesimde isekıyı sarp, ve yüksek açı ile Karadeniz'e eğimlidir. Bu bölgedeki en önemli akarsu olan ve çevresindeki sarp morfolojiye rağmen bilhassa Karadeniz'e yakın aşağı kesimlerinde oldukça sakin bir rejime sahip olan Filyos çayı en önemli akarsudur. Sinop yarımadası düz, yayvan morfolojisi ve Neojen yaşlı çökelleri ile doğu ve batısındaki sarp Karadeniz kıyılarına morfolojik açıdan tezat oluşturur.

Güney Karadeniz kıyılarının iki önemli unsuru birbirine oldukça benzeyen Yeşilırmak ve Kızılırmak deltalarıdır. Bafra ovasını oluşturan Kızılırmak deltası Karadeniz'e ortalama 184 m^3/sn (en az 18,4 en çok 1673 km^3) su boşaltan 1355 km uzunluğundaki Kızılırmak nehrinin ağzında



Şekil 5. Karadeniz'e bir yılda taşınan malzeme miktarı (Shimkus ve Trimonis, 1974 ten alınmıştır)

gelişmiştir. Yaklaşık 600 km^2 alan kaplayan deltanın ortalama yükseltisi 50 m dolayındadır. Kızılırmak delta içerisinde gömük bir yatakta akmaktadır. Delta kenarlarında kıyı setleri nedeniyle Uzungöl, Balık Gölü gibi çok sayıda lagünler meydana gelmiştir. Çarşamba ovasını oluşturan Yeşilırmak deltası ise yaklaşık 675 km^2 lik bir alan kaplar. Ortalama 177 m^3/sn (en az 1,5 en çok 1.914 m^3/sn) su boşaltan Yeşilrmak nehrinin oluşturduğu delta oldukça düz bir topoğrafyaya sahiptir. Taşkın ovaları, akarsu taraçaları, menderesleriin kopması ile oluşmuş öküz boynuzu (ox-bow) gölleri ve eski kanal dolguları ve lagünler gibi sedimanter ve morfolojik unsurlar her iki deltanın da kara kesiminde izlenen delta düzlüğünün başlıca yapılarıdır. Her iki delta da geç Pleyistosen sonunda oluşmaya başlamıştır (Hakyemez vd., 1989; Erkal, 1985). Bu dönemde güneyde yeralan yükselimlerin önünde bir fan-delta halinde gelişmeye başlayan bu deltalar başlangıçta faylar tarafından denetlenmiştir. Bu durum erken Kuvaterner'e kadar sürmüştür. Kuvaterner başında ilk delta, nehirlerin eski alüvyal fanları yarması ile oluşmaya başlamıştır. Bu gelişim varlığını günümüzde de sürdürmektedir.

Karadeniz'i Marmara ve Çanakkale Boğazı üzerinden açık denizlere bağlayan tek su yolu İstanbul Boğazıdır. Karadeniz'in yakın jeolojik geçmişte de dünya denizleri ile bağlantısı yine boğaz vasıtası ile olmuştur. Bu nedenle İstanbul Boğazı'nın Karadeniz'in oluşumu ve evriminde büyük önemi vardır.

Asya ve Avrupa kıtaları arasındaki sınırı oluşturan İstanbul Boğazı 700 m ile 4 km genişliğinde, ortalama derinliği 50 m olan dar bir su yoludur. Boğaz'ın taban topoğrafyası oldukça düzensiz olup yer yer 70-80 m derin çukurlar içerir. Genel olarak kuzeye doğru hafif bir eğimle alçalan boğazın güney ucunda Marmara şelfi içine gömülmüş bir denizaltı vadisi bulunmaktadır. Boğazın kuzey ucunda ise 50 m'den biraz daha derin bir kanal şelf üzerinde kuzeye doğru uzanmakta ve daha ötede kıta yamacı içine gömülmüş bir vadi şeklinde 1,000-1500 m derinliklere kadar devam etmektedir. Buna karşılk boğazın yardığı şelf Karadeniz'in suları altında düz bir peneplen sathı şeklinde uzanmaktadır.

İstanbul Boğazı'nda iki akıntı sistemi vardır. Yüzeydeki akıntı ile Karadeniz'in az tuzlu suları Marmara'ya akarken alt akıntı ile Akdeniz'in tuzlu suları Karadeniz'e dolmaktadır. Karadeniz'in

seviyesi Akdeniz'den 25 cm kadar yüksekte durur. Bu farklılık nehirlerle Karadeniz'e taşınan tatlı suyun Akdeniz'e akmasındaki temel nedenlerden biridir. Akdeniz suyu tuzlu ve dolayısı ile yoğun olduğu içim Karadeniz suyu ile karışmamakta, Karadeniz dibine çökerek anoksik bir ortamda kalmaktadır. Bu nedenle Karadeniz'deki oksik-anoksik su arayüzü giderek yükselmektedir.

İstanbul Boğazı 120-200 m yükseklikteki bir plato üzerinde açılmıştır. Bu platonun üzerinde geliştiği birimler İstanbul zonunun Paleozoyik çökelleri, boğazın kuzey kesiminde Üst Kretase volkanik kayaları ve bunları örten Pliyosen yaşlı genç kırıntılılardır. Boğaz, Pliyosen çökelleri üzerinde Pliyosen sonlarına doğru kurulmuş eski bir akarsu vadisidir. Yamaçlarında yer yer görülen taraça düzlükleri, onları örten kum ve çakıl yığınları, su altında kalmış dolgu taraçaları ve kavisli kıyı şekilleri bu akarsu kökeninin verileridir. Diğer yandan boğazın bugünkü şeklini kazanmasında fayların da çok önemli bir rol oynadığı kuşkusuzdur (Gökaşan vd.,1997).

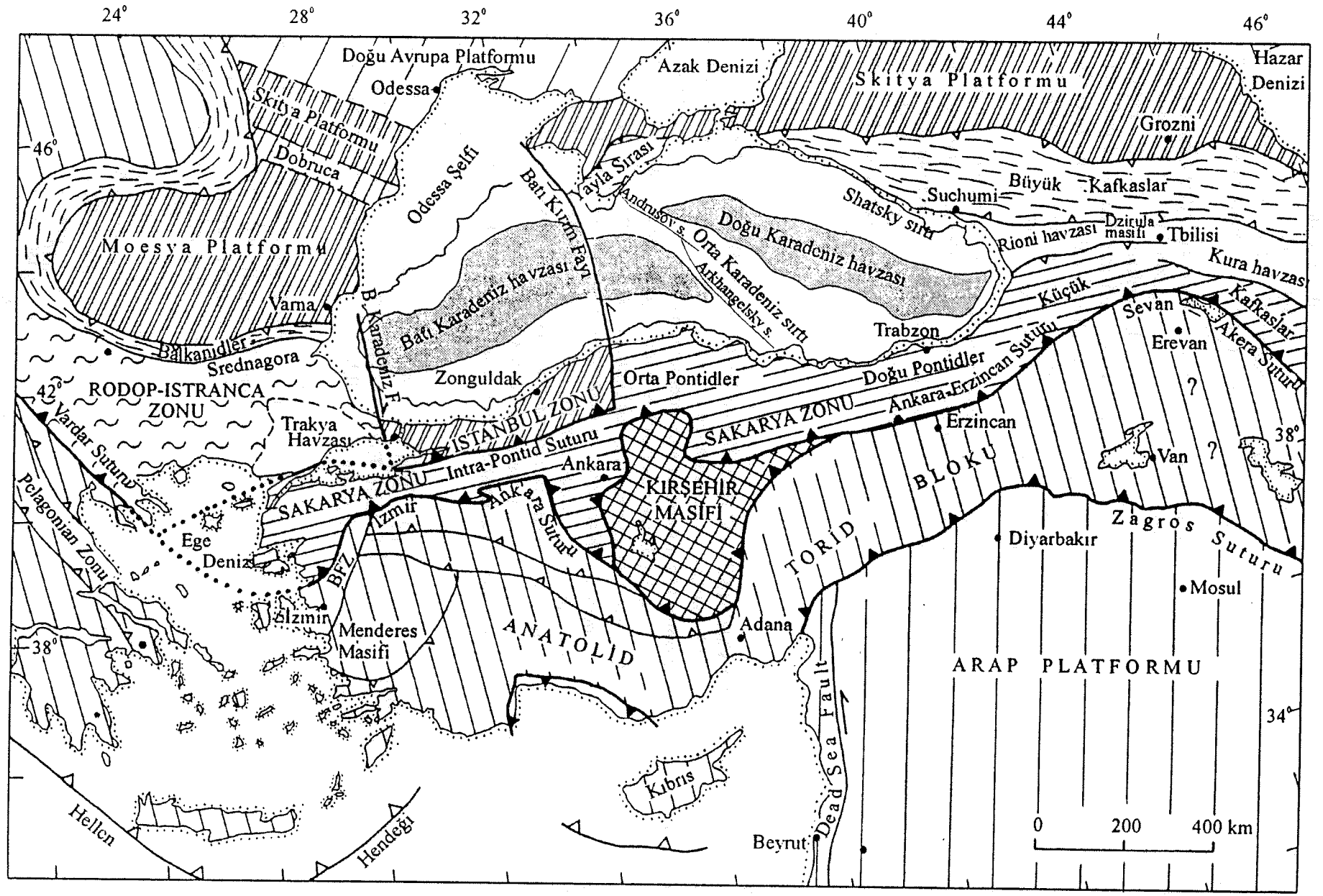
Neojen'de boğaz hem Karadeniz'e su taşıyan hem de su boşaltan bir su yolu olarak kullanılmıştır. Buzullararası (interglasiyal) dönemlerin oldukça ilerlemiş evrelerinde deniz seviyesi yükselince Akdeniz suları boğaz yolunu kullanarak üç defa (Uzunlar, Karangat ve Eski Karadeniz evreleri) Karadeniz'e sokulmuş, buna karşılık buzullaşma (glasiyel) dönemi başlarında ise dünya denizleri seviyesinin düşmesi ile Karadeniz'in suları aynı vadiyi izleyerek bu defa Akdeniz'e akmışlardır.

4. KARADENİZ ÇEVRESİNİN JEOLOJİSİ ve TEKTONİK BİRLİKLERİ

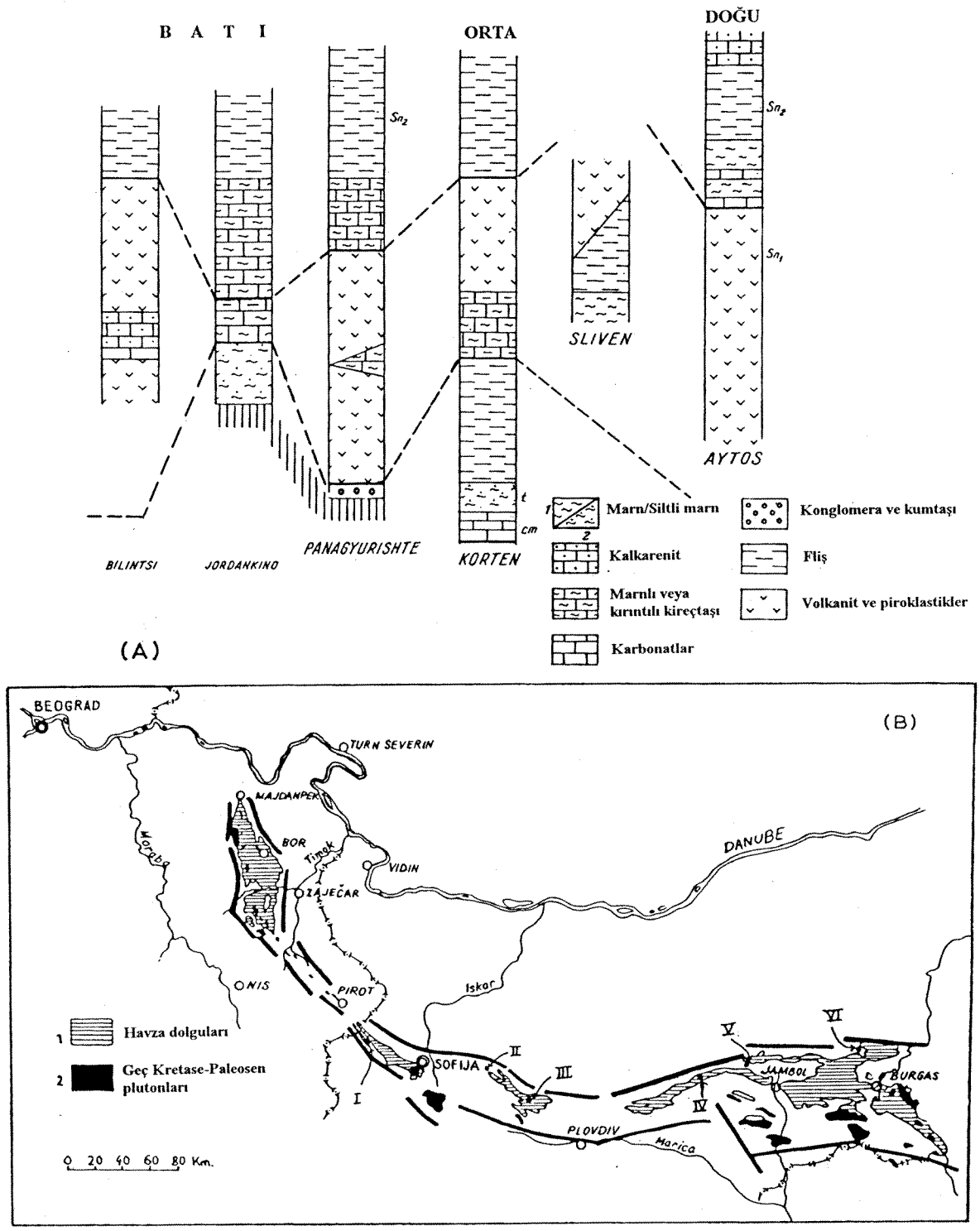
Tetis sisteminin bir parçası olan Karadeniz, bugünkü genel kabule göre güneyde bulunan Tetis Okyanusu'nun kuzeye doğru dalması sonucunda bir yayardı havza olarak oluşmuştur. Her ne kadar oluşum zamanı ve mekanizması açısından önemli görüş ayrılıkları varsa da Karadeniz'i çevreleyen alanları oluşturan tektonik birlikler hakkında az çok bir görüş birliği vardır. Şekil 6 bu tektonik birlikleri göstermektedir. Karadeniz'in oluşumu hakkındaki verilerin hemen hemen tamamı bu birliklerden sağlandığına göre Karadeniz'in jeolojisini tanıtmaya bu tektonik birliklerden başlamak yararlı olacaktır. Bu birimlerin tanıtımında Türkiye dışında kalanlar için Karadeniz'in batı kenarında Türkiye-Bulgaristan sınırından başlanarak saatin dönüş yönünde, Türkiye sınırları içerisindeki birliklerin tanıtımında ise batıdan doğuya doğru bir sıra izlenecektir.

Istranca Masifi'nin kuzeyinde doğu-batı gidişli bir kuşak oluşturan Srednagora Zonu morfolojik olarak düz bir alan halindedir. Hemen hemen tamamen Üst Kretase yaşlı volkanitlerden oluşan (Şekil 7) bu düzlükte yer yer görülen tepecikler ise genellikle granit intrüzyonlarına karşılık gelmektedir.

Srednogora zonu Boccaletti vd (1974) tarafından Üst Kretase yaşta ensialik bir magmatik yay olarak yorumlanmıştır. Daha sonra yapılan çalışmalar (Aiello vd., 1977; Boccaletti vd., 1978; Dabovski, 1980; Dabovski vd., 1991; Nachev, 1993) bu görüşü desteklemiş ve Srednogora zonunun Üst Kretase'de Batı Karadeniz Havzası'nın batı devamını oluşturduğu görüşü genel olarak kabul edilmiştir (Görür, 1988). Bu görüşe göre Srednagora zonu Kuzey Tetis'in (İntra-Pontid Okyanusu, Şengör ve Yılmaz, 1981) kuzeye dalması sonucunda gelişmiş bir ada yayı üzerinde yeralmaktadır. Bu yayın arkasında Karadeniz açılırken Srednagora zonu Karadeniz kadar gelişememiş bir rift olarak kalmıştır. Jeokimyasal olarak güneyde kalkalkalin nitelik gösteren lavlar kuzeye doğru potasik bir nitelik kazanırlar. Bazı araştırmacılar bu zonun potasik alkalin lavların varlığına dayanarak bir rift zonu olabileceğini (Popov, 1987), bazıları ise her ikisini de içeren bir tektonik ortamı yansıttığını (Banks, 1997) belirtmişlerdir. Yılmaz vd. (1997) ise Srednagora zonunun



Şekil 6. Karadeniz'i çevreleyen alanları oluşturan tektonik bilgiler.



Şekil 7. Srednagora zonunun basitleştirilmiş jeoloji haritası (Antonijeviç , vd , 1974) ve Üst Kretase birimlerine ait sütun kesitler (Aiello, vd, 1977; Görür, 1988)

İstanbul zonunu güneyden sınırlayan İntra-Pontid süturunun (Şekil 6) devamı olabileceğini belirtmişlerdir. Benzer görüş daha önce Dewey vd. (1973), Hsü vd. (1977) ve Burcfiel (1980) gibi araştırmacılarca da savunulmuştur.

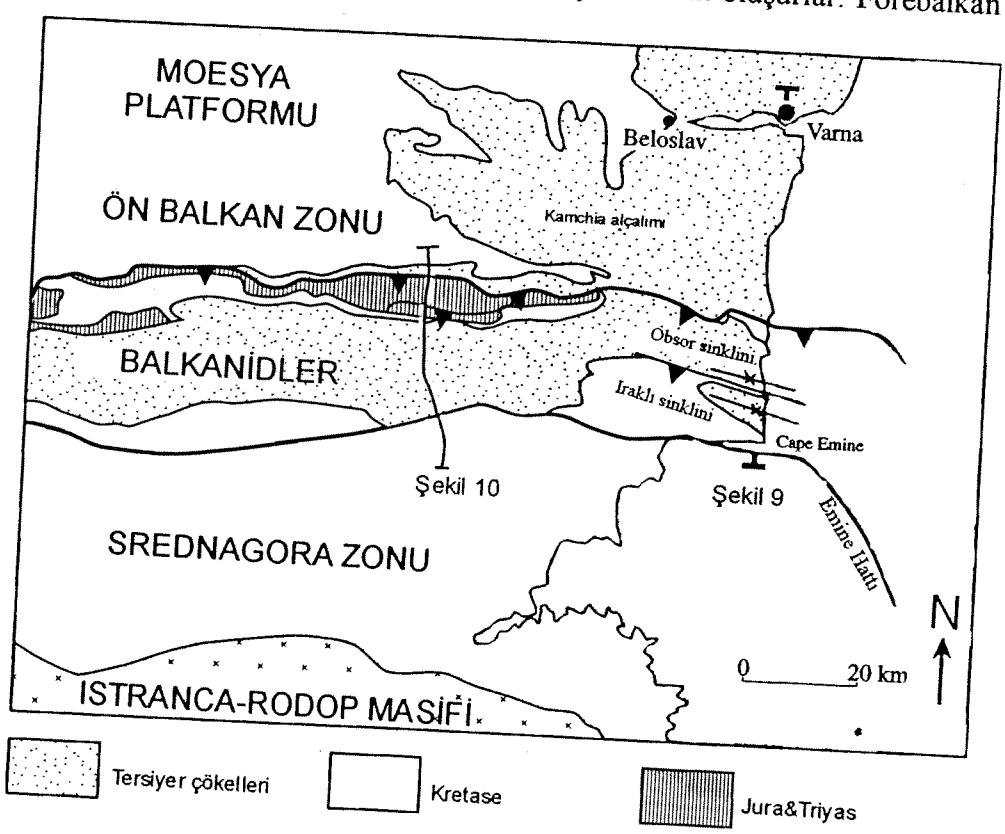
Srednagora zonunun Karadeniz içerisindeki devamı Burgaz havzası olarak bilinir. Bu havza geç Paleojen'de bir dağarası havza olarak çökmüş ve içerisinde volkanik olmayan 1500 m kadar kalın çökeller gelişmiştir (Dachev, 1988).Srednagora zonunun Kretase yaşlı birimleri

Bulgaristan'da Istranca Masifi'nin metamorfik kayaları üzerinde diskordansla yer alan Senomaniyen yaşta konglomera, kumtaşı, silttaşı ve şeyl ile başlar. Bir kısmı İğneada civarında da görülen bu sığ denizel istif üste doğru Turoniyen - Alt Senoniyen yaşta bir fliş istifine geçer. Koniasiyen-Kampaniyen'de başlayan kalk-alkalen volkanitler, bu kırıntılı kayalarla ardalanmalı olarak, Senoniyen sonuna kadar devam eder (Istranca Masifi ile ilgili bahise bakınız).volkanitler, bu kırıntılı kayalarla ardalanmalı olarak, Senoniyen sonuna kadar devam eder (Istranca Masifi ile ilgili bahise bakınız).

Srednogora zonunun batı kesiminde Sofya çevresinde tüf, aglomera ve az miktarda lavdan oluşan kalkalkalen volkanitlerin kalınlığı 3000 m'yi geçer (Gocev, 1970). Bu bölgede sedimenter kayalar ile ardalanan bu denizaltı volkanitlerinin yaşı Koniasiyen ile Üst Kampaniyen arasındadır (Şekil 6, Gocev, 1970). Kalkalkalen volkanitler bu bölgede Maastrihtiyen flişi ile örtülür. Boccaletti vd. (1978) Srednogora zonunun doğu kesiminde volkanizmanın Maastrihtiyen'de de devam ettiğini, Nachev (1993) ise Kampaniyen sonunda bittiğini belirtmektedir. Geç Maastrihtiyen ve Paleosen'den başlıyarak Srednogora havzası sıkışmaya ve kapanmaya başlamış ve buna bağlı olarak Istranca Masifi yer yer kuzeydeki Üst Kretase volkano-tortulları üzerine itilmiştir.

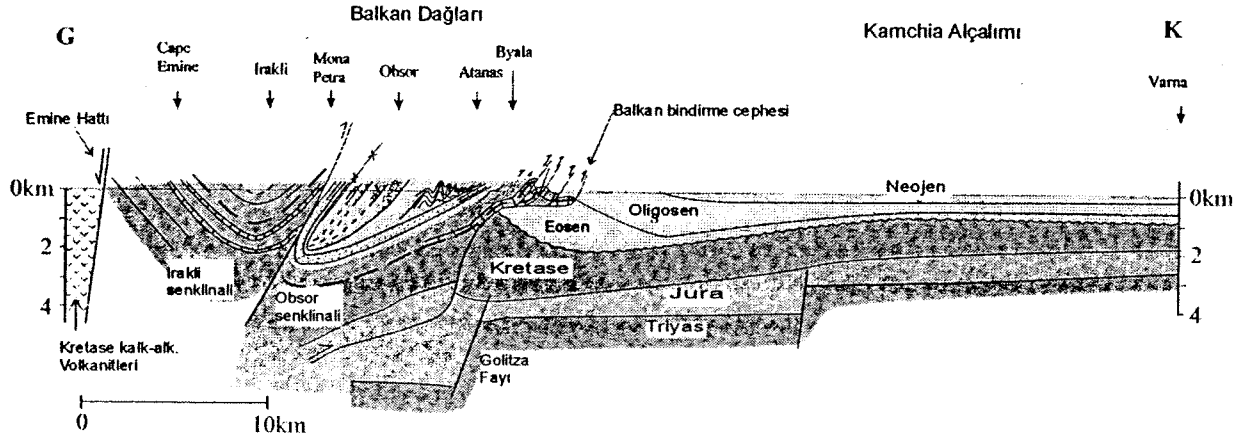
4.2. Balkan Bindirme Kuşağı (Balkanidler veya Stara Planina Zonu) ve Önbalkan (Forebalkan) Zonu (Şekil 8 , 11)

Balkan bindirme kuşağı, Stara Planina zonu ya da Balkanidler adı ile bilnen bu tektonik birlik (Şekil 8, 11) kuzeyde Moesya platformu ile güneyde Srednagora zonu arasında yeralan, yaklaşık 30 km eninde doğu-batı uzanımlı bir kuşaktır. Balkanidler batıda Sırbistan'a kadar devam eder ve burada kuzeye dönerek Karpatlar'ın güney kolu ile birleşir. Karadeniz içerisinde ise ani olarak güneye döner, İstanbul Boğazı'na doğru uzanır ve burada kaybolur. Kuzeydeki Moesya platformu üzerinde gelişmiş Tersiyer kayaları üzerine itilmiş olan Balkanidler kıvrımlı ve bindirmeli bir yapıya sahip olan Triyas, Jura, Kretase ve Tersiyer kayalarından oluşurlar. Forebalkan (Önbalkan)



Şekil 8. Bulgaristan'ın Karadeniz kıyısında Balkanların başlıca tektonik birlikleri (Sinclair vd., 1997 den alınmıştır)

zonu adı ile bilinen Moesya Platformu'nun güney ucu üzerinde gelişmiş olan bu Tersiyer birimleri Kamchia alçalımını oluşturular (Şekil 8, 11). Bu alçalım doğuda Karadeniz'e doğru giderek genişleyen üçgen şeklinde bir geometriye sahiptir. Balkanidler'den Karadeniz kıyısına paralel olarak alınan kuzey-güney yönlü bir kesit Şekil 9 da görülmektedir. Kesitte görüldüğü gibi Balkanidler kuzeye doğru bindirmiş iki sinklinalden (Iraklı ve Obsor sinklinalleri) oluşmakta, bu sinklinaller ise Kretase ve Tersiyer birimlerini içermektedir.

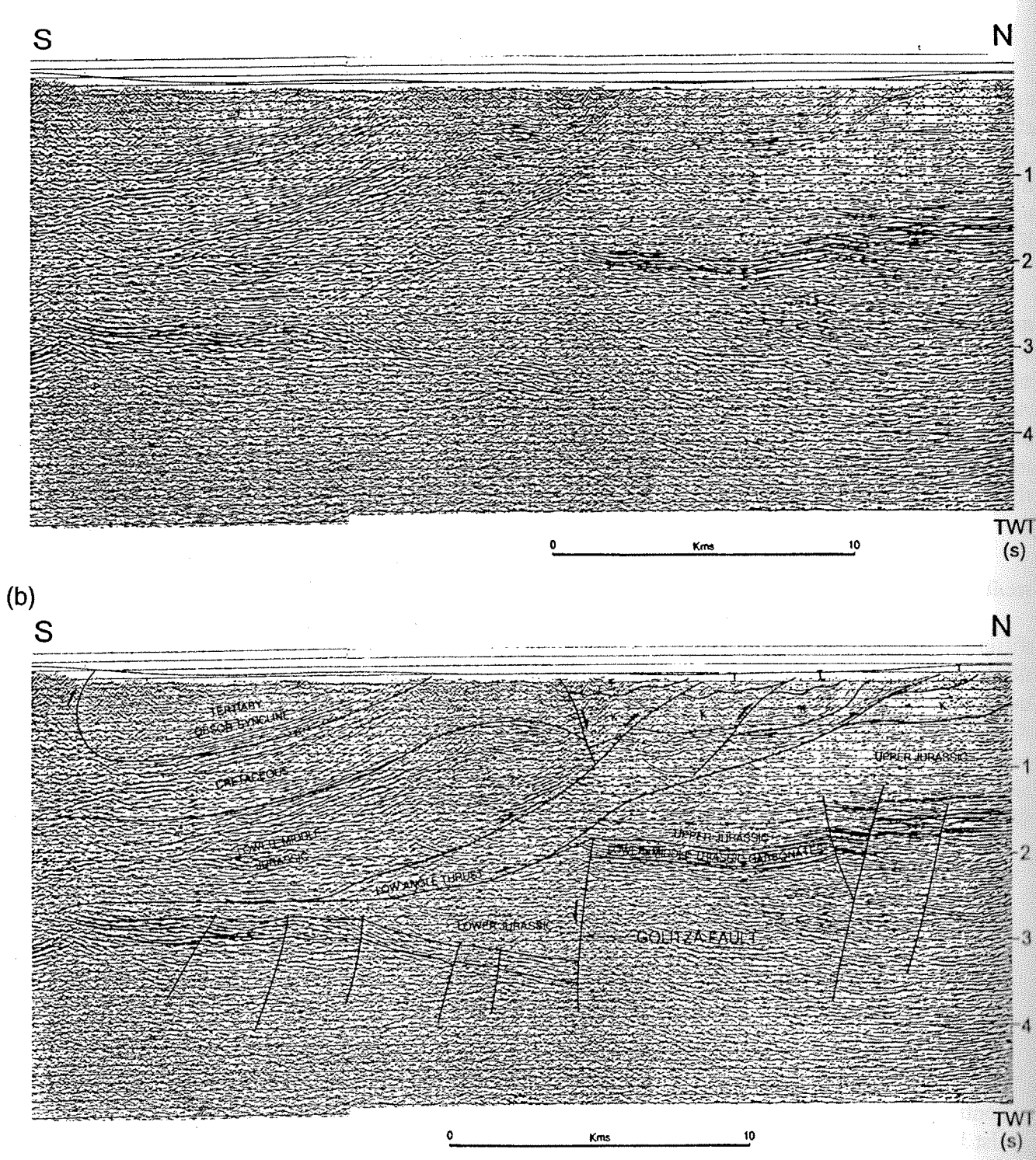


Şekil 9. Karadeniz'in batı kenarında Balkanlar ve Moesya Platformu'nun ilişkilerini gösteren kuzey-güney kesit (Sinclair vd., 1997 den alınmıştır). Kesitin yeri için Şekil 8 e bakınız

Balkanidler'deki petrol üretimi bölgenin gerek karada gerekse denizaltında oldukça iyi çalışılmasına neden olmuştur. Şekil 10 da Balkanidler'in doğrultusuna dik olarak alınmış sismik kesit ve yorumu verilmiştir. Bu şekilden de görüldüğü gibi normal faylı ve Triyas-Jura birimlerini içeren bir temel üzerinde Alt-Orta Jura birimlerinden sıyrılmış (detached) kuzey verjanslı düşük açılı bindirmeler vardır. Kuzey verjanslı bu bindirmeler hemen hemen hiç deforme olmamış Üst Eosen derin denizel çamurtaşları ve kumtaşları tarafından örtülmektedir. Bu durum bölgedeki kuzey verjanslı bindirmelerin ileride tanıtılacak olan Türkiye'nin Batı Karadeniz bölgesindeki gibi geç Eosen'de bittiğini göstermektedir.. Sinclair vd. (1997) bu bindirmeler nedeniyle bölgenin en azından %44 oranında bir kuzey-güney kısalmaya uğradığını hesaplamışlardır.

Balkanidler'de mostra veren en yaşlı birim Noriyen yaşlı bir fliş istifidir. Alt-Orta Jura kırıntılılarla temsil edilmiştir (Tcoumatchenko vd., 1992). Bu birim doğu-batı uzanımlı faylarla kontrol edilen bir horst-graben topoğrafyası üzerinde çökelmiş olup altta sığ denizel, üste doğru ise Üst Jura yaşlı derin denizel fliş tipi çökellerden oluşmaktadır (Tchoumatchenko ve Sapunov, 1994). Bu Jura çökelleri Moesya Platformu'nda tanıtılacak olan Jura transgresyonunun başlangıç ürünleri ile deneştirilebilir. Kamchia alçalımında Kampaniyen yaşlı bir fliş istifi bu birimleri örtmektedir. Kıyı ötesinde ise Kretase istifi orta Kretase'de gelişmiş bir diskordans tarafından ikiye bölünür. Bu diskordansın altında yeralan Hotriviyen-Apsiyen istifi sismik kesitlerde normal faylardan etkilenmiş olarak görülmektedir. Diskordansın üstünde ise derin denizel nitelikli Senomaniyen-Maastrihtiyen karbonatlı çamurtaşı ve silttaşları bulunmaktadır. Diskordansın altında yeralan ve bir kısmı daha sonra inversiyona uğramış olan normal faylar Karadeniz'in açılma evresinin temsilcileridir.

Kıyıötesi kesitlerinde Paleosen (?)-Alt Eosen istifi denizel yelpaze çökelleri ile başlar. Alt-Orta Eosen istifinin düzensiz bir taban üzerinde çökelmiş olması Balkanidler'deki sıkışmalı rejimin bu birimin çökelimi ile yaşıt başladığı şeklinde yorumlanmıştır (Sinclair vd., 1997). Ancak bu rejimin geç Kretase'den itibaren geliştiği de oldukça yaygın olarak kabul edilen diğer bir görüştür. Tersiyer ve Kretase birimleri içerisinde izlenen geometrik unsurlar ve bu birimlerin litolojik özellikleri Balkanidler'deki kısalmanın Kretase-Tersiyer sınırı yakınında meydana geldiğini ve



Şekil 10. Karadeniz'in batı kenarında Balkanların açığından geçen sismik kesit ve yorumu (Sinclair vd., 1997 den alınmıştır). Kesitin yeri için Şekil 8 e bakınız

bunu sağlayan bindirmelerin de derindeki eski fayların yeniden aktiflenmesi ile geliştiğini belirtmektedir. Bindirmelerle kısalma orta-geç Eosen'e kadar sürmüştür. Başlangıçta derin fayların yeniden hareketlenmesi ile başlayan kısalma daha sonra yüzeysel sıyrılmalı (thin-skinned) bir yapının gelişimine yolaçmıştır. Bazı sismik kesitlerde bindirme uçlarında yeralan Oligosen tabakalarının domlanmış olması deformasyonun zayıf ta olsa etkisini bu dönemde de sürdürdüğünü belli etmektedir.

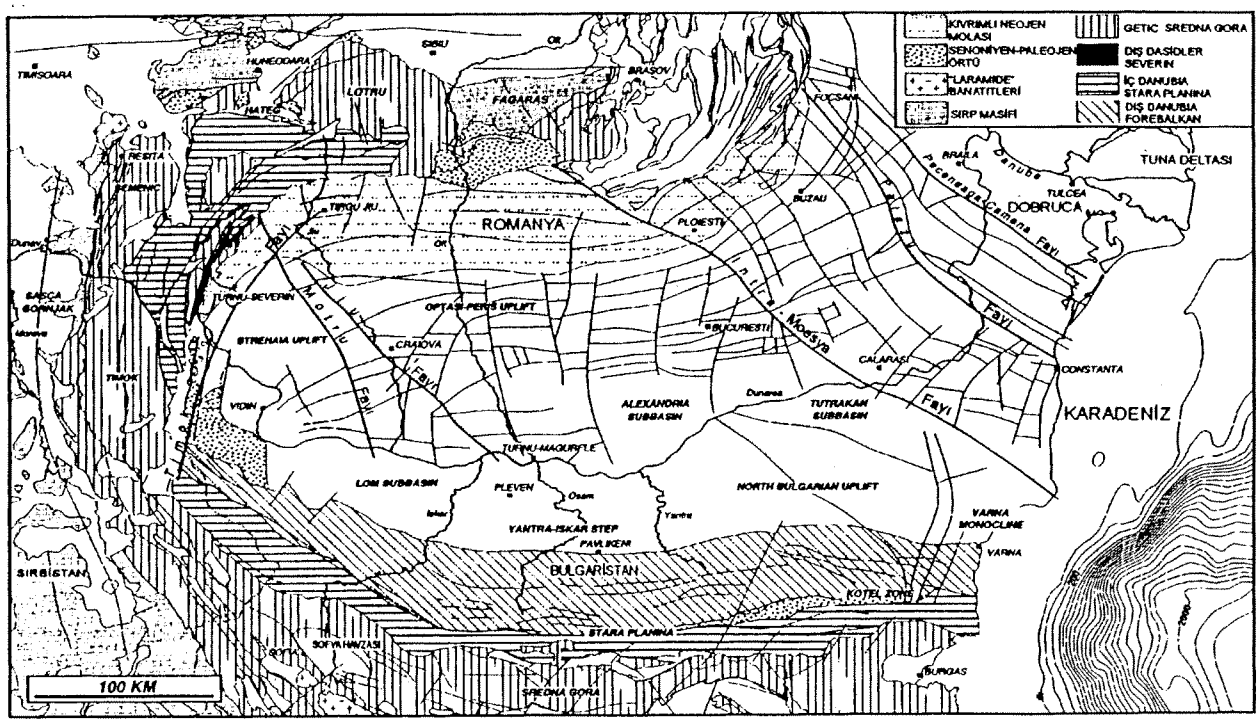
Stara Planina zonunun Triyas-Üst Kretase birimleri kuzeye doğru Önbalkan zonu üzerine itilmiştir (Şekil 8). Önbalkan Zonu'nda görülen Mesozoyik birimleri yer yer kaba kırıntılılar içeren Üst Jura kireçtaşları, Alt Kretase yaşlı marn ve kumtaşlarından oluşan kalın bir istif ve yer yer

görülen ince bir Üst Kretase platform kireçtaşı ile temsil edilmiştir. Paleosen ve Orta Eosen birimleri bindirme düzlemlerinin altında, onlara paralel ince seviyeler halindedir. Bindirmeli yapıyı örten post-tektonik Üst Eosen-Oligosen birimleri karada oldukça ince iken Karadeniz'e doğru hızla kalınlaşırlar (Banks, 1997)

4.3. Moesya Platformu (Şekil 6, 11)

Moesya plaformu Doğu Avrupanın üretken ve ümit veren petrol sahalarından birini oluşturduğu için üzerinde oldukça fazla araştırma yapılmıştır (Vuchev vd., 1994; Tari vd., 1997; Banks, 1997, Harbury ve Cohen, 1997 ve buradaki referanslar). Platform, Karpatlar'ın ve Istranca-Balkanid bindirme kuşağının nispeten duraylı bir önülke bloku durumundadır. Bu orojenik kuşakların evrimi esnasında sadece kenarlarında sıkışmalı ve gerilmeli hareketlerden etkilenmiştir. Bindirmeler altında kalmış olan kuzey ve kuzeybatı kenarları Karpatlar tarafından, güney ve güneybatı kenarları ise Balkanidler tarafından sıkıştırılmıştır. Moesya Platformu'nun Balkanid'lere bakan güney kesimi Forebalkan ya da Önbalkan zonu olarak bilinir (Şekil 8). Moesya Platformu'nun Bulgaristan ve Romanya'nın kıyıötesini oluşturan güneydoğu kesimi Batı Karadeniz Havzası'nın açılması esnasında gelişmiş büyük normal faylarla biçilmiştir (Finetti vd., 1988; Robinson vd., 1996). Platform, kuzeydeki Skitya Platformu'ndan Kuzey Dobruca orojeni ile ayrılır (Şekil 2). Çevresini saran orojenik kuşakların aksine Moesya platformu bu kuşaklar arasına adeta sıkıştırılmış bir düz ve alçak alan şeklindedir. Bu morfolojik özelliği nedeniyle de Moesya Platformu'nu oluşturan birimler yüzeyde fazla mostra vermezler.

Genel olarak doğu-batı uzanımlı, Karadeniz'e doğru açılan bir yarım elips biçimindeki Moesya platformu kuzey-güney uzanımlı küçük fayların yanısıra kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı büyük faylarla da biçilmiş olup bunlardan en önemlisi İntra-Moesya fayıdır (Şekil 11). Bu fayın iki tarafında birbirinden çok farklı birimler yeralmaktadır. Batı kesim epi ve mezo metamorfik Prekambriyen yaşlı kayalardan oluşurken doğu kesimdeki kayalar Orta Proterozoyik yaşlı



Şekil 11. Moesya platformu, Güney Karpatlar ve Balkanlar'ın basitleştirilmiş jeoloji haritası (Tari vd., 1997 den alınmıştır)

metamorfik bir temeli diskordan olarak örten zayıf metamorfik Üst Vendiyen-Alt Kambriyen flişoid tipte yeşilşistlerden oluşmaktadır. Fayın iki tarafında farklı kabuk kalınlığı (batıda 30-33 km, doğuda ise 40-45 km) ve farklı jeotermal değerlerin bulunması da (batıda 5-6^{0}C/100 m, doğuda 1-2^{0}C/100m) bu fayın tüm kabuğu etkileyebilecek kadar derin ve önemli bir fay olduğunu belirtmektedir (Tari vd., 1997).

Moesya Platformu'ndaki ikinci önemli fay, platformu kuzeydeki Dobruca orojeninden ayıran Peceneaga-Camena fayıdır (Şekil 11). İntra-Moesya fayı gibi kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı olan bu fayın da iki tarafındaki istiflerde önemli stratigrafik farklılıklar vardır. Fayın kuzeydoğusundaki Dobruca bloku ileride ele alınacaktır.

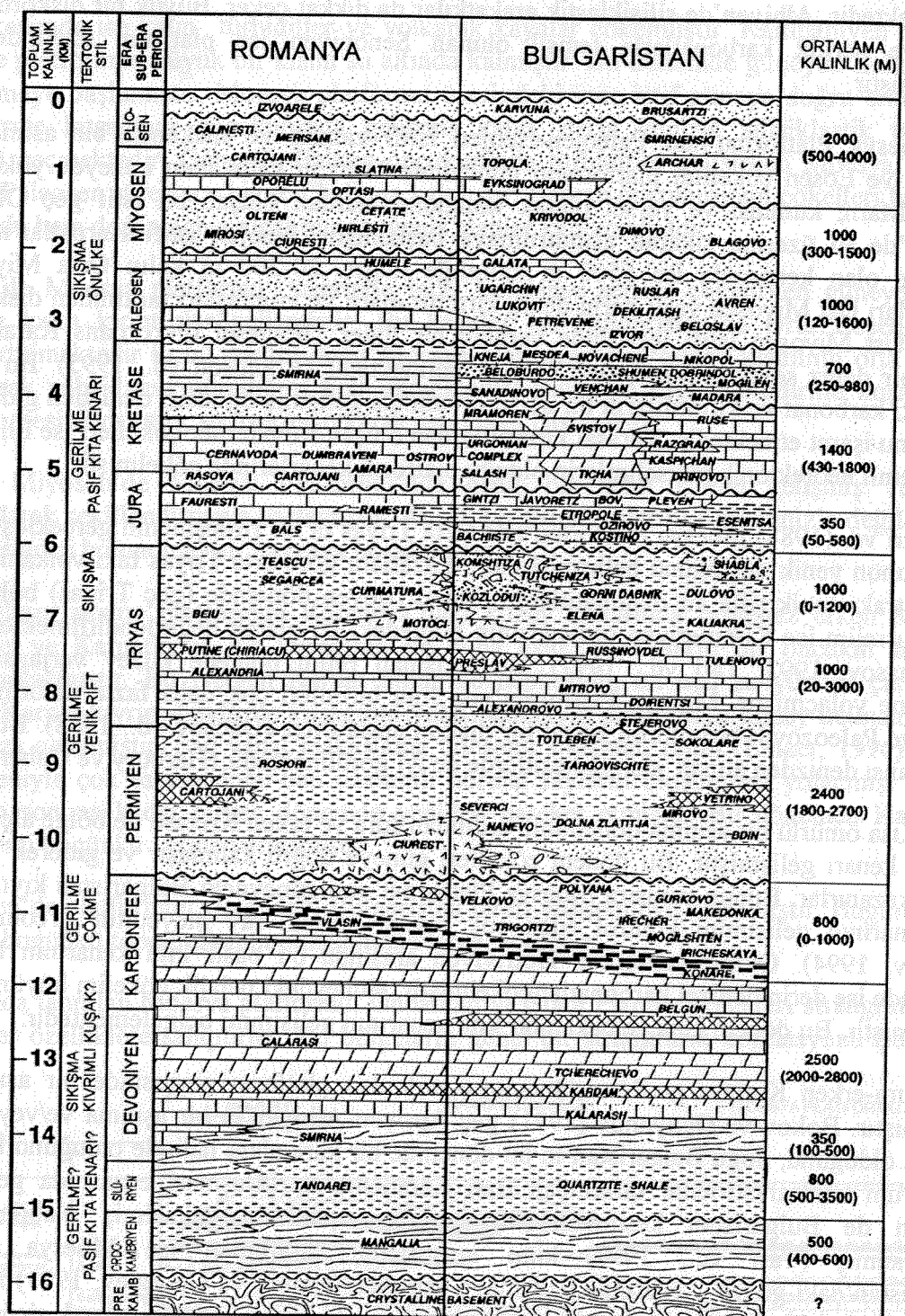
Moesya platformu batıya doğru izlenirse bu kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı fayların etkisinin azaldığı görülür (Şekil 11). Batıda temel yükselimleri daha çok doğu-batı ve kuzeydoğu-güneybatı uzanan faylarla kontrol edilmektedir. Bu temel yükselimlerinde Paleozoyik veya daha yaşlı birimler Jura diskordansı altında yeralmaktadır. Bu temel yükselimleri arasında ise içleri 10 km yi aşan Paleozoyik ve Triyas çökelleri ile doldurulmuş havzalar bulunmaktadır.

Moesya Platformu'nun Üst Proterozoyik yaşlı şist ve grovaklardan (yeşilşistler) oluşan temeli platformun kuzeyinde mostra verir (Banks, 1997). Güneyde yeralan Paleozoyik birimleri ise ancak kuyularda kesilebilmektedir (Burcfiel,1980; Pol'ster vd., 1976; Vinogradov, 1988). Tektonostratigrafik açıdan Moesya Platformu'nu oluşturan Fanerozoyik birimleri üç grupta ele alınabilir. Bunlar alttan üste doğru Hersiniyen, Kimmeriyen ve Alpin orojenik dönmelerine karşılık gelirler. Karbonifer öncesi Paleozoyik istifi Hersiniyen dönemde gelişmiştir. Daha üstteki Permiyen-Alt Kretase birimleri Kimmeriyen orojenezi esnasında gelişmişlerdir. Kimmeriyen-Alpin sınırı çok net değildir. Tari vd. (1997) Moesya Platformu'nda bu sınırın yaklaşık olarak Alt Kretase istifinin üst kesimlerine karşılık gelebileceğini belirtmişlerdir.

Moesya Platformu'nununun kalınlığı 10 km'yi geçen Fanerozoyik istifi stratigrafik olarak büyük diskordanslarla birbirinden ayrılan dört çökel gruptan oluşur (Şekil 12). Bunlar Orta Kambriyen-Üst Karbonifer, Permiyen-Üst Triyas, Jura-Senoniyen ve Paleojen-Kuvaterner istifleridir. Bu birimler içerisinde de diskordanslar mevcuttur ve bunlar Şekil 12 de platformun Romanya ve Bulgaristan kesimindeki formasyon adlamaları ile birlikte gösterilmişlerdir.

5500 m kalınlığa ulaşan Orta Kambriyen-Üst Karbonifer istifi kendi içerisinde üçe ayrılabilir (Tari vd., 1997). Altta yeralan Üst Kambriyen-Orta Devoniyen yaşlı kırıntılı grup silt ve şeyl arakatkılı arkozik ve kuvarsitik kumtaşlarından oluşan bir taban seviyesi ile başlar. Bu birim 800 m kadar kalın graptolitli Siluriyen şeylleri ile diskordan olarak örtülür. Devoniyen'in en alt kısımları silt, kireçtaşı ve konglomera arakatkılı kuvarsitik kumtaşları ile temsil edilmiştir. Ortada yeralan Orta Devoniyen-Karbonifer yaşlı karbonat grubu 2800 m kalınlığa erişen masif kireçtaşı ve dolomitlerden oluşur. Bunlar içerisinde bitümlü kireçtaşları ve evaporitler de bulunmaktadır. Üstte yeralan Orta-Üst Karbonifer yaşlı 700-800 m kalın kırıntılı grup kömürlü bir istif ile üzerindeki silt, marn ve kumtaşlarından oluşmaktadır. Bu dizilim daha ileride tanıtılacak olan İstanbul-Zonguldak arasındaki Paleozoyik istifi ile deneştirilebilir bir stratigrafiye sahiptir.

Permiyen-Alt Triyas yaşlı alt kırmızı kırıntılı istif alttaki Hersiniyen birimlerini diskordan olarak örter ve 2700 m kadar kalın dolomitik kireçtaşı, anhidrit ve tuz arakatkıları içeren kil, silt, kum, kuvarsitik kumtaşı, karbonatlı kumtaşı ve konglomeralardan oluşur. Orta Triyas yaşlı karbonat istifi 1000 m kadar kalın olup marn, anhidrit ve tuz arkatkılı neritik kireçtaşlarından oluşur. Üst Triyas yaşlı üst kırmızı kırıntılı istif 1200 m kalınlığa ulaşır. Karasal bir ortam ürünü olan şeyl, marn, kum, kumtaşı ve konglomeralarından oluşmaktadır. Orta-Üst Triyas sınırında bimodal volkanitler ve bunlara eşlik eden büyük miktarda piroklastikler gelişmiştir. Moesya platformu



Şekil 12. Romanya ve Bulgaristan'daki Moesya Platformu'na ait birimlerin stratigrafik kesitleri (Tari vd., 1997 den alınmıştır)

üzerinde gelişmiş olan bu Triyas istifi de tıpkı Hersiniyen birimleri gibi İstanbul zonu üzerinde gelişmiş olan Triyas birimleri ile deneştirilebilir.

Moesya Platformu'nda Jura-Kretase istifi kalınlığı 3500 m'ye ulaşan karbonatlarla temsil edilir. Bu istif yer yer 600 m kadar kalın olabilen Liyas yaşlı karasal-sığ denizel kırıntılılarla başlar. Kalloviyen'le birlikte kırıntılı çökelim yerini 1700 m kalınlığa erişen masif karbonatlara bırakmıştır. Karbonatlar farklı kesimlerinde neritik ve pelajik fasiyesler ve yersel resif büyümeleri

de içermektedir. Albiyen'de silisiklastik arakatkılar da dikkat çeker. Büyük bir diskordans üzerinde oturan ve neritik karbonatlarla temsil olunan Senoniyen ise platform üzerinde her yerde gelişmemiştir.

Moesya Platformu'nun Paleojen-Neojen istifi zaman ve mekanda bir asimetri gösterir. Paleosen ve Eosen çökelimi platformun güneyinde 1600 m kalın iken kuzeyde yoktur veya çok incedir. Marn, kumtaşı ve yersel olarak konglomeralardan oluşan bu istif geç Oligosen-erken Miyosen'de su üzerine çıkarak aşındırılmaya başlamıştır. Neojen istifi Karpatlar'ın su üzerine çıkmamış olan kenarında ise 5500 m kalınlığa ulaşır. 20-200 m kalın Orta Miyosen sığ su karbonatları Üst Miyosen yaşlı derin deniz kırıntılı marn ve kumtaşları tarafından diskordan olarak örtülür. Üst Miyosen istifi içerisinde yeralan bir diğer bölgesel diskordans Karadeniz'de çok önemli bir deniz seviyesi düşmesine karşılık gelmektedir (Robinson vd., 1995). Bu diskordansın üstündeki karbonat ve kırıntılıların bir acısu ortamında gelişmiş olmaları denizden giderek artan bir izolasyonu işaret etmektedir. Karasal kırıntılılardan oluşan Kuvaterner çökelleri ise Pliyosen'den bu yana önemli neotektonik yükselimlerin olduğu platform kenarlarında çökelmiştir.

Tari vd. (1988) Moesya Platformu'nda Orta Triyas'ta bir riftleşmenin gerçekleşmiş olduğunu ancak bunun yenik düştüğünü belirtmişlerdir. Yazarlara göre orta Triyas'taki volkanik birimler bu yenik intrakratonik rifte ait magmatitlerdir. Bunu izleyen dönemde (geç Triyas) bölgede yaşanan sıkışmalı rejim ise Kimmeriyen orojenezinin bölgedeki izi olarak değerlendirilmektedir (Georgiev ve Atanasov, 1993, Tari vd., 1997). Bu sıkışmalı rejim bölgede kuzey verjanslı kıvrımların gelişimine yolaçmıştır. Moesya Platformu'nda Jura birimleri çok daha fazla deforme olmuş olan Triyas ve Paleozoyik birimlerini açısal bir diskordansla örter (Dachev vd., 1988). Bu Kimmeriyen diskordansı denizden alınan sismik kesitlerde de iyi görülmektedir (Harbury ve Cohen, 1997).

Kısa ömürlü bir aşınma döneminin ardından Jura ve erken Kretase'de bölge alçalmış ve pasif bir kıta kenarı gelişmiştir. Bu dönem çökelleri güneye doğru kalınlaşır ve giderek derinleşen bir nitelik kazanırlar. Bunun yanısıra Moesya Platformu'nun güneydeki Bulgaristan kıyısında bu pasif kıta kenarının gelişimini kontrol eden çok sayıda normal fay mevcuttur (Tcoumatchenko ve Sapunov, 1994). Oxfordiyen-erken Hotriviyen arasında bu pasif kıta kenarının kuzeyinde sığ güneyinde ise derin denizel karbonatlar çökelmiştir. Güneydeki pelajik çökelim büyüme faylarından etkilenmiştir. Bu dönem güneye bakan bir kıta kenarının gelişimini belgelemektedir.

Jura-erken Kretase gerilme döneminin ardından platform çevresinde bir aşınma dönemi yaşanmıştır. Bokov ve Ognyanov (1991) geç Apsiyen-Albiyen'in bir aşınma ve/veya çökelmezlik dönemi olduğunu, doğu Bulgaristan'ın bu dönemde bir kara alanı halinde olduğunu belirtmişlerdir. Bu durum bazı araştırıcılar tarafından Batı Karadeniz'in riftleşmesi esnasında geç Apsiyen ve Albiyen de Bulgaristan kesiminin rift omuzları şeklinde yükselmiş olabileceği şeklinde yorumlanmış (Tari vd., 1997) kimi araştırıcılar tarafından ise Moesya Platformu'nun Bulgaristan'daki güney kenarında gelişmeye başlayan (Emery ve Georgiev, 1993) kuzey verjanslı Balkan kıvrım-bindirme kuşağının yarattığı sıkışmalı bir rejimin etkisi olarak değerlendirilmiştir (Harbury ve Cohen, 1997). İleride değinileceği gibi İstanbul Zonu'ndaki benzer birimlerdeki gözlemler ilk görüşü destekler niteliktedir.

Moesya Platformu'nda Senomaniyen güneyden başlayan transgresif bir istif ile temsil edilir (Jolkicev, 1989). Bu transgresyon güneydoğu Bulgaristan'da Balkanidler'de ve Rodop Masifi'nde de belgelenmiştir (Nachev ve Dimitrova, 1996). Ancak bu transgresyon kuzeye doğru platformun tamamını kaplayamamış, platformun bir kısmı Senoniyen'de kara halinde kalmıştır. Transgresif istifin tabanındaki kaba kırıntılıların nitelikleri kaynak alanının güneydeki Rodop Masifi olduğunu göstermektedir (Tari vd., 1997). İstifin daha üstünde platform üzerindeki kesimlerde Turoniyen-Santoniyen'de glokonili ve siltli dış şelf karbonatları, güneydeki Srednagora zonu ve Balkanidler'in

bulunduğu kesimde ise kalın türbiditler ve volkanik kayalar çökelmiştir. Kampaniyen'de denizin ilerlemesi ile platformun büyük bir kısmı su altında kalmıştır. Bu dönemde güneyde Balkan kıvrım kuşağı gelişmeye başlamıştır. Moesya platformu üzerindeki ince istif güneye doğru erken Balkan kıvrım-bindirme kuşağının önçukurunda gelişmiş kalın, derin denizel silisiklastik türbiditlere (Emine flişi) geçmektedir. Güneyde Balkan önçukurunda türbiditler gelişirken Moesya platformu geç Kretase-Paleosen süresince bir şelf halinde kalmıştır. Balkan önçukurunun çökelleri bugün hem Balkanidler'de hem de Kamchia alçalımında geniş alanlar kaplamaktadır.

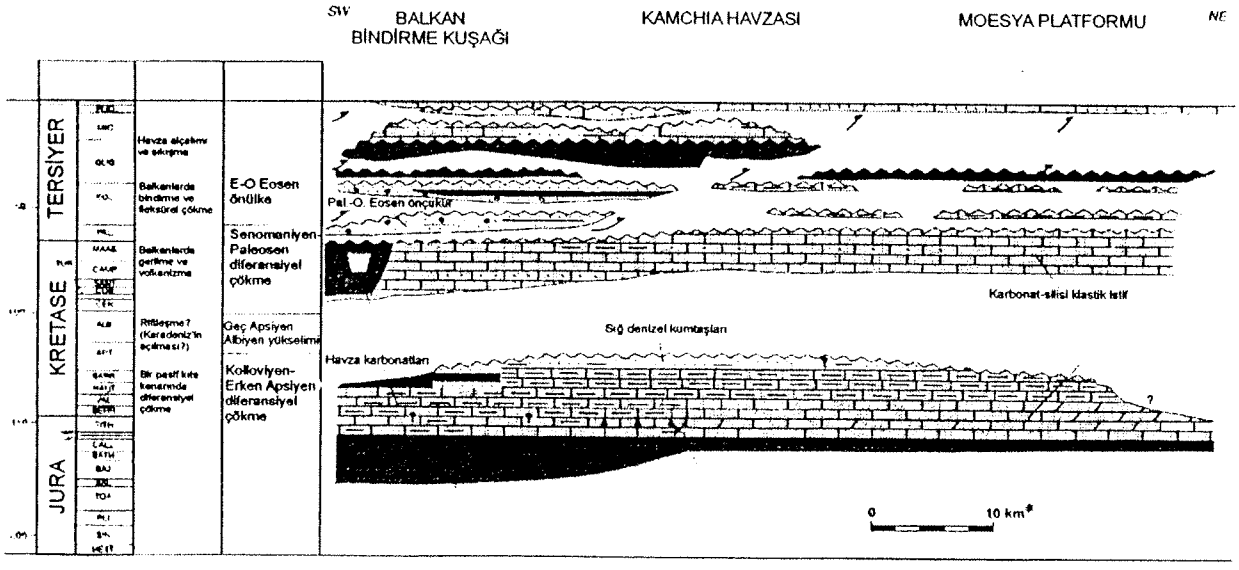
Eosen'de Moesya platformu üzerinde ince, kondanse seriler çökelirken güneyde Balkan önçukurunda kalın kırıntılılar gelişmiştir. Bu kayalar ise Bulgaristan'da Orta Eosen marnları tarafından örtülmektedir ki bu durum doğu Moesya platformu'nun güney kısmının orta Eosen'de rejyonal olarak sübsidansa uğradığını belli etmektedir. Balkanid kıvrım-bindirme kuşağı Eosen sonunda aktivitesini yitirmiş, su üzerine çıkarak aşınmaya başlamıştır.

Erken Miyosen'de Moesya Platformu'nda geniş bir nehir sitemi gelişmiş ve bölgeyi morfolojik olarak şekillendirmeye başlamıştır. Ancak bu sistem sularını Karadeniz'e değil kuzeyde bugün Karpatlar'ın bulunduğu bir havzaya boşaltmıştır.

Balkanların aksine platformun Romanya'daki kuzey kenarında orojenez erken Miyosen'e kadar sürmüş ve Karpatlar'ın dış kuşağının ve buna eşlik eden derin bir önçukur havzasının oluşumuna yolaçmıştır. Bu Neojen Karpat bindirme cephesinin ön ucu su yüzüne çıkmamıştır. Miyosen'de Karpat kıvrım-bindirme kuşağının yükü nedeniyle platformun kuzey ucunda derin bir önçukur havza gelişmiştir. Sağ yanal makaslama bileşenli sıkışmalı rejim (Linzer, 1996) fleksürel gerilme nedeniyle çok sayıda doğu-batı uzanımlı normal fayların oluşumuna yolaçmış, bu faylar geç Miyosen sonuna kadar birkaç dönemde yeniden hareket etmiştir. Bu dönemde Karpatlar'ın güney segmenti bugünkü yerine yerleşmiştir.

Pliyosen'de platformun güneydeki Bulgaristan tarafı yükselmeye başlamıştır. Bugün de süren bu yükselim bugünkü topoğrafyanın oluşumunda temel etkendir.

Yukarıda tanıtılan Moesya platformu, Önbalkan ve Stara Planina bölgeleri stratigrafik açıdan az çok benzer özelliklere sahiptirler. Bu bölgelerin genel bir stratigrafik korelasyonu Şekil 13 de



Şekil 13. Balkanidler ve Moesya Platformu'ndaki Mesozoyik ve Senozoyik birimlerin korelasyonu ve evrimi (Harbury ve Cohen, 1997' den alınmıştır.)

görülmektedir. Bölge, bu şekilden de görüldüğü üzere Kalloviyen'den erken Apsiyene kadar güneye bakan pasif bir kıta kenarının gelişimine şahit olmuştur. Geç Apsiyen-Albiyen'deki çökelmezlik dönemi olasılıkla Karadeniz'in açılma dönemine karşılıktır. Bilindiği gibi bu dönemde Batı ve Orta Pontidler'de bu açılmaya eşlik eden çökeller gelişmiştir. Senomaniyen'den itibaren güneyden bir deniz transgresyonu gelişmiş, bunu takiben Balkan bindirmeleri bölgeyi etkilemişlerdir.

4.4. Kuzey Dobruca Orojeni (Şekil 6)

Kuzey Dobruca orojeni Romanya ve Ukrayna sınırları içerisinde kalan ve Moesya Platformu'nu kuzeydeki Skitya Platformu'ndan ayıran bir kıvrım-bindirme kuşağıdır (Şekil 6). Bu kuşak kuzeydoğudaki Skitya Platformu'na doğru verjans gösteren bindirmelerden oluşur. Kuzey Dobruca orojeni iki zona ayrılabilir (Burcfiel, 1976; Gradinariu, 1984 ve 1988; Banks, 1997). Bunlardan Macin zonu birbiri üzerine bindirmiş dilimler halindeki Prekambriyen ile Üst Jura arasında gelişmiş birimler ile bunları örten Üst Kretase çökellerinden oluşmaktadır. Dış zon olarak bilinen ikinci zonda ise Triyas ve Alt Kretase birimleri yüzeylemektedir.

Macin Zonu'ndaki en yaşlı birim Prekambriyen amfibolit ve şistleridir. Bunlar üzerinde Ordovisiyen'den Devoniyene kadar uzanan bir çökel istif bulunur. İstifin daha üstündeki Karapelit formasyonu olarak bilinen Karbonifer yaşlı karasal kırıntılılar içerisinde riyolitik lavlar ve intrüsif Permiyen granitleri bulunmaktadır. Daha üstte ise yersel olarak gelişmiş Orta Triyas karbonatları vardır. Tüm bu birimler Kimmericiyen yaşlı platform karbonatları tarafından diskordan olarak örtülürler.

Banks (1997) Macin Zonu'nda üç ana bindirme diliminin bulunduğunu, bunların üzerine ise Peceneaga-Camena fayı boyunca güneydeki Moesya Platformu'nun itilmiş olduğunu belirtmektedir. Bu araştırmacıya göre Peceneaga-Camena fayı orijinal olarak Moesya Platformu'nun Dobruca üzerine bindirmesini sağlayan yatay bir bindirme düzlemi iken sonradan sıkışarak bugünkü yüksek açılı konumunu kazanmıştır. Buna karşılık Gradinariu (1984), Visarion vd. (1990) gibi bazı araştırıcılar ise bu fayın yanal atımlı bir fay olduğu görüşündedirler.

Kuzey Dobruca orojeninin dış zonu kuzeydeki Skitya platformu üzerine bindirmiş olan tektonik dilimlerden oluşmaktadır. Triyas-Alt Kretase birimlerini içeren bu dilimler Consul, Niculitel ve Tulcea ünitelerine ayrılmışlardır. Bunlardan Consul Skitiyen-Karniyen, Niculitel Orta-Üst Triyas, Tulcea ise bunların yanısıra Paleozoyik birimlerini içermektedir. Niculitel diliminde *Halstatt* fasiyesinde pembe pelajik karbonatlardan ve onların üstündeki fliş tipi çökellerden oluşan Triyas istifi rift kökenli (Savu, 1986) bazaltik lavlar da içermektedir. Triyas istifi Tulcea ünitesinde Nalbant flişi olarak bilinen Alt-Orta Jura flişine geçmektedir. Dış zon ve Macin zonunu oluşturan tektonik dilimler hemen hemen yatay duran Senomaniyen-Koniasiyen çökelleri tarafından diskordan olarak örtülürler. Bunların üzerinde ise Tuna nehrinin delta çökelleri ve glasiyal çökeller bulunmaktadır. Kuzey Dobruca orojeni doğuda olasılıkla Kırım'a doğru uzanmaktadır.

4.5. Skitya Platformu (Şekil 6)

Kuzey Dobruca orojeninin kuzeyinde yeralan ve Karadeniz'in kuzey kıyısında geniş yayılımı olan (Şekil 6) Skitya Platformu'nun temelini Kuzey Dobruca da yüzeyleyen Rifeen, Vendiyen ve Paleozoyik yaşlı birimler oluşturur. Bu temel Kırımda da sondajlarla kesilmiştir. Hazar denizi batısında ise Skitya Platformu'nun temelini 410-470 my (Ordovisiyen-Siluriyen) yaşlı (Belov, 1981) yeşilşistler oluşturur. Geniş alanlar kaplayan Devon ve Alt Karbonifer çökelleri deforme olmuş ve Alt-Orta Karbonifer granitleri tarafından kesilmişlerdir. Üst Paleozoyik çökelleri koyu renkli molas ve karasal andezit ve riyolitlerden oluşurlar. Permiyen, şeyl ve kireçtaşından oluşan denizel bir istifle temsil edilmiştir. Permiyen'i diskordan olarak örten denizel Triyas birimlerine ise

kalkalkalin volkanitler eşlik etmişlerdir (Zonenshain vd., 1990). Platformun örtü birimleri ise Jura'da çökelmeye başlamışlardır.

Kırım düzlüğünün güney ve kuzeyindeki sondajlarda kesilen Alt-Orta Jura birimleri 500 m kadar kalın olan kireçtaşı mercekleri içeren silttaşı ve şeyllerden oluşur. Üst Jura çökelleri yoktur. 300-2500 m kalınlığındaki Alt Kretase çökelleri ise Üst Hotriviyen terrijen killi kırıntılıları ile başlar. Albiyen volkanojenik birimlerle temsil edilmiştir.Yeraltı verilerine göre Apsiyen-Albiyen birimleri bir horst-graben topoğrafyası üzerinde oturmaktadır ki bu yapı olasılıkla diğer bölgelerde olduğu gibi Karadeniz'in açılması esnasında gelişmiştir.

Üst Kretase çökelleri karbonatlarla temsil edilmiştir. Bunlar içerisinde tebeşirler en yaygın olanlarıdır. Kırım düzlüğünün kuzeydoğusunda Üst Kretase çökelleri içerisinde volkanojenik kayalar da vardır. Paleosen ve Eosen 400 ile 1500 m kalın karbonatlarla, şelfte ise daha çok marn ve kili kireçtaşları ile temsil edilmiştir. Oligosen ve Alt Miyosen Kırım düzlüğünde son derece yaygındır. Maykop adı ile de bilinen bu seri genellikle killerden oluşur. Orta-Üst Miyosen ve Pliyosen çökelleri tüm bu birimler üzerinde sürekli bir örtü şeklinde durmaktadır.

4.6. Doğu Avrupa Platformu (Şekil 6)

Karadeniz'in kuzeyinde yeralan ve Karpatlar'ın doğusundaki tüm Doğu Avrupayı kaplayan Doğu Avrupa platformu, 1600 my önce oluşmuş bir temele sahip olan kıtasal bir bloktur. Platformun kenarları kıvrım kuşakları tarafından sınırlanmaktadır. Karadeniz kuzeyinde Odessa körfezinin kuzeyi ile Azak Yarımadası'nın kuzeyinden geçen bir tektonik hat Doğu Avrupa Platformu'nu güneydeki Skitya platformundan ayırmaktadır (Zonenshain vd., 1990) (Şekil 6). Ancak bu hattın yeri farklı araştırmacılar tarafından değişik şekillerde yorumlanmıştır (Belusov vd., 1988)

Doğu Avrupa Platformu'n sadece Ukrayna kalkanında görülen Prekambriyen temeli sütur zonları ile birbirinden ayrılmış olan çeşitli bloklar içerir (Zonenshain vd., 1990). Granit-gnayslar ve granit-yeşilkayalardan oluşan bu temel dar ve 3 km den daha derin grabenlerle parçalanmıştır. Yenik riftler ya da alakojenler şeklinde gelişmiş olan bu çukurluklar Rifeen, Devoniyen ve Permiyen'de oluşmuştur.

Platform örtüsünün yaşı Rifeen'den Senozoyik'e kadar uzanır ve kalınlığı güneye doğru artar. Kara üzerinde oldukça düzenli olan örtü birimleri güneye doğru birkaç derece eğimli bir monoklin şeklindedirler. Ancak bu düzenli yapı Karadeniz'in şelf alanına doğru karışır.

Platformun Rifeen'den başlayan örtü birimleri Paleozoyik'in hemen hemen tamamını içerir. Triyas sadece Karadeniz'in kuzeybatısında görülür ve batıda Orta, doğuda Üst , merkezde ise tüm Triyas'ı içerir. Alt Triyas kireçtaşı, silttaşı, marn kumtaşı ve dolomitlerle, Orta Triyas çoğunlukla kireçtaşı ve dolomitlerle, Üst Triyas ise Karniyen'in silttaşı, kumtaşı ve kireçtaşları ile Noriyen'in lagüner-gölsel kil, dolomit ve marnları ile temsil edilmiştir.

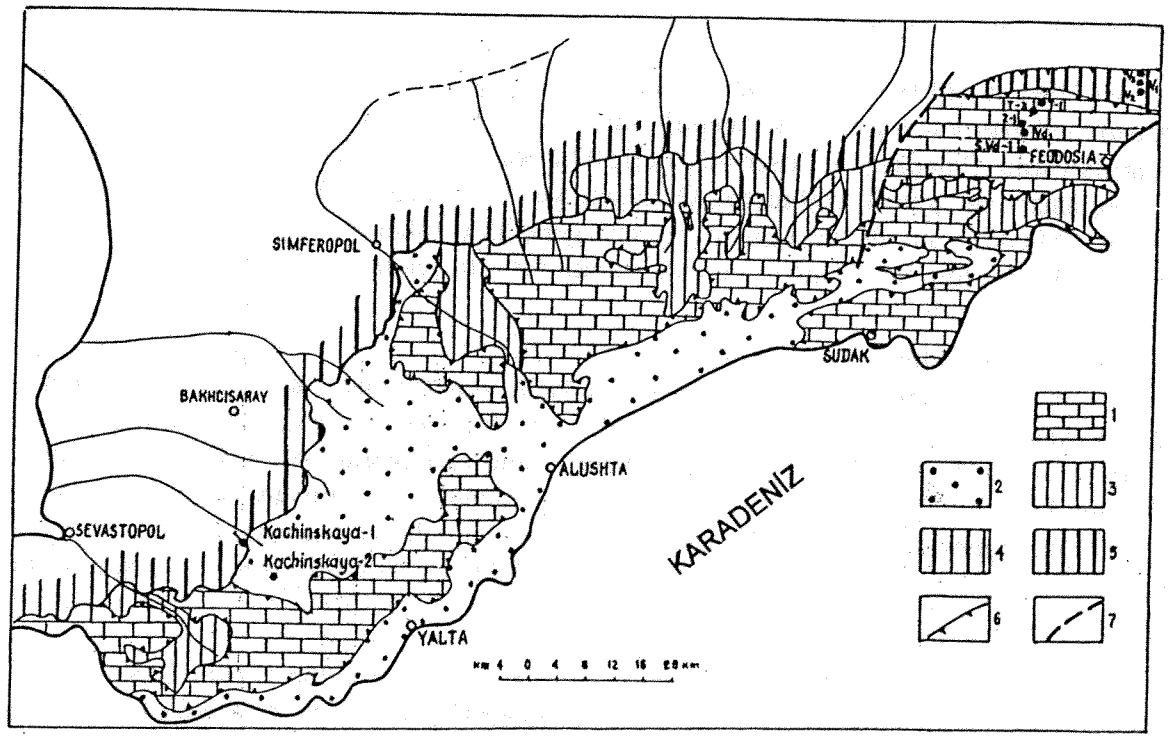
Dinyester ve Prut nehirleri arasındaki kesimde Mesozoyik Orta Jura yaşlı kireçtaşı arakatkılı kırıntılılarla başlar. Üst Jura ise altta karbonatlarla üstte kırmızı karasal çökellerle temsil edilmiştir. Güneyde yeralan Moldavya Havzası'nda ise Jura çökelleri Doğu Avrupa platformu ve Skitiya Platformu'nun temelini ortaklaşa örter (Belusov vd., 1988).

4.7. Kırım (Şekil 6)

Kırım Yarımadası'nın güney kısmı Yayla dağ sırasını oluşturan kuzey verjanslı kıvrımlı ve bindirmeli Üst Jura karbonatları ve Alt Kretase fliş serilerinden oluşur. Yaklaşık 170 km

uzunluğunda ve 50 km genişliğindeki bu kuşak 1500 m'ye varan yüksek bir dağ sırası halindedir. Bu kuşak jeofizik araştırmalara göre batıda Dobruca'ya doğuda ise Büyük Kafkaslar'a doğru deniz altında da devamlılık göstermektedir (Khain, 1994).

Kırım dağ kuşağında Popadyuk ve Smirnov (1996) tarafından başlıca 4 tektonostratigrafik ünite ayrılmıştır. Bunlar Orta Jura-Alt Kretase yaşlı göreceli bir otokton ile allokton konumdaki Tauriyen flişi, Üst Jura yaşlı Yayla ünitesi ve büyük ölçüde post-tektonik olan Üst Kretase-Senozoyik yaşlı bir ünitedir (Şekil 14).



Şekil 14. Kırım' ın basitleştirilmiş jeoloji haritası (Popadyuk ve Smirnov, 1996' dan alınmıştır). 1-Yayla napı, 2-Tauriyen napı, 3- Alt Kretase otokton istifi, 4-Üst Kretase-Miyosen neootokton istifi, 5- Vladislavovka napı, 6- bindirme fayları, 7- normal fay.

Göreceli otokton istif yapısal olarak allokton birimlerin altında yeralır. Bu birim zayıf deforme olmuş koyu gri, plastik yapılı Albiyen ve Apsiyen killeri, Barremiyen ince tabakalı flişoid kumtaşı silttaşı ve şeylleri, Hotriviyen-Valanjiniyen karbonatlı şeyl, silttaşı ve kireçtaşı ardalanması ve Berriasiyen karbonatlı şeyl ve kireçtaşlarından oluşmaktadır. 4.5 km kalınlığa ulaşan bu istif Orta Jura yaşlı kömürlü karasal birimler üzerine diskordan olarak oturmaktadır. Bu kömürlü birimin daha altı ise bilinmemektedir. Otokton istif Skitya Platformu'nun örtüsü ile deneştirilebilir.

Tauriyen flişi şiddetle deforme olmuş koyu renkli hatta genellikle siyah, ince tabakalı, şeyl, silisiklastik kumtaşı ve silttaşlarından oluşur. Tauriyen flişi yakın zamanlara kadar Üst Jura öncesi olarak değerlendirilmiş ve bu özelliği ile de Orta Pontidler'deki Akgöl flişi ile deneştirilmiştir. Ancak yakın zamanda bu birimden daha genç yaşlar alınmıştır. Tauriyen flişi içerisinde Eski-Odra formasyonu adı ile bilinen kaba kırıntılı bir fasiyes vardır. Eski-Odra formasyonu kumtaşları ve konglomeraların yanısıra devasa Karbonifer, Permiyen, Triyas ve Alt Jura yaşlı bloklar içermektedir. Tauriyen flişi içerisinde diyabaz ve tüfler de vardır. Tauriyen flişinin matriksinden alınmış birincil bir fosil bulgusu yoktur. Birim içerisinde bilhassa Eski-Odra formasyonunda bulunmuş çok sayıda Ammonit, Belemnit, Brakiyopod, Gastropod, Krinoid ve Foraminifer fosili vardır ve bunlar Karbonifer'den Orta Jura'ya kadar yaşlar vermektedir. Ancak yakın zamandaki bulgular bunların çoğunun birim içerisindeki blok veya çakıllardan alındığını yani daha eski

birimlerden formasyon içerisine aktarıldığını belirtmektedir (Popadyuk ve Smirnov, 1996). Dekhtyareva vd. (1978) ise Triyas faunasının yanısıra birim içerisindeki karbonat kırıntılarından Hotriviyen-Barremiyen ile Orta-Geç Apsiyen arasında bir dönemi gösteren Ammonitler bulmuşlardır. Bu bulguya dayanarak Tauriyen flişinin en azından Hotriviyen-Apsiyen arasında gelişmiş olduğu kabul edilmektedir. Tauriyen flişi şiddetle deforme olduğu için kalınlığı bilinmemektedir. Bu birimin derin ve tektonik açıdan son derece aktif bir ortamda gelişmiş olduğu açık olmakla birlikte tektonik anlamı ve yaşı yukarıda belirtildiği gibi halen tartışmalıdır.

Yayla ünitesi ya Tauriyen flişi ya da otokton istif üzerinde yeralan Kimmeriyen-Titoniyen yaşlı, 800-1000 m kalın yer yer resifal nitelikteki bir kireçtaşından oluşur. Kireçtaşının altında seyrek olarak Kimmericiyen yaşlı bir karbonat çimentolu konglomera üstünde ise bazı yerlerde Neokomiyen karbonat flişi vardır. Yayla karbonatları Tauriyen flişine oranla daha az deformedir. Yayla ünitesinin alttaki Tauriyen flişini diskordan olarak örttüğü kabul edilmektedir. Ancak yakın zamanda Popadyuk ve Smirnov (1996) Yayla ünitesinin bir nap şeklinde yerleştiğini ileri sürmüşlerdir (Şekil 14)

Üst Kretase-Senozoyik neootokton birim Yayla ve Tauriyen serilerini diskordan olarak örter. Birim tabanda yukarıda tanıtılan birimlerin çakıllarından oluşan bir konglomera ile başlar, üste doğru Senomaniyen kireçtaşlarına geçer. Kırımın kuzeydoğu kısmında Kretase-Paleojen tabakaları Yayla ünitesinin Üst Jura karbonatları ile birlikte Vladislavovka napını oluştururlar. Bu nap Yayla napının geç Alpin evrede (Eosen ve daha genç) yeniden hareketlenmesi sonucunda oluşmuştur (Şekil 14).

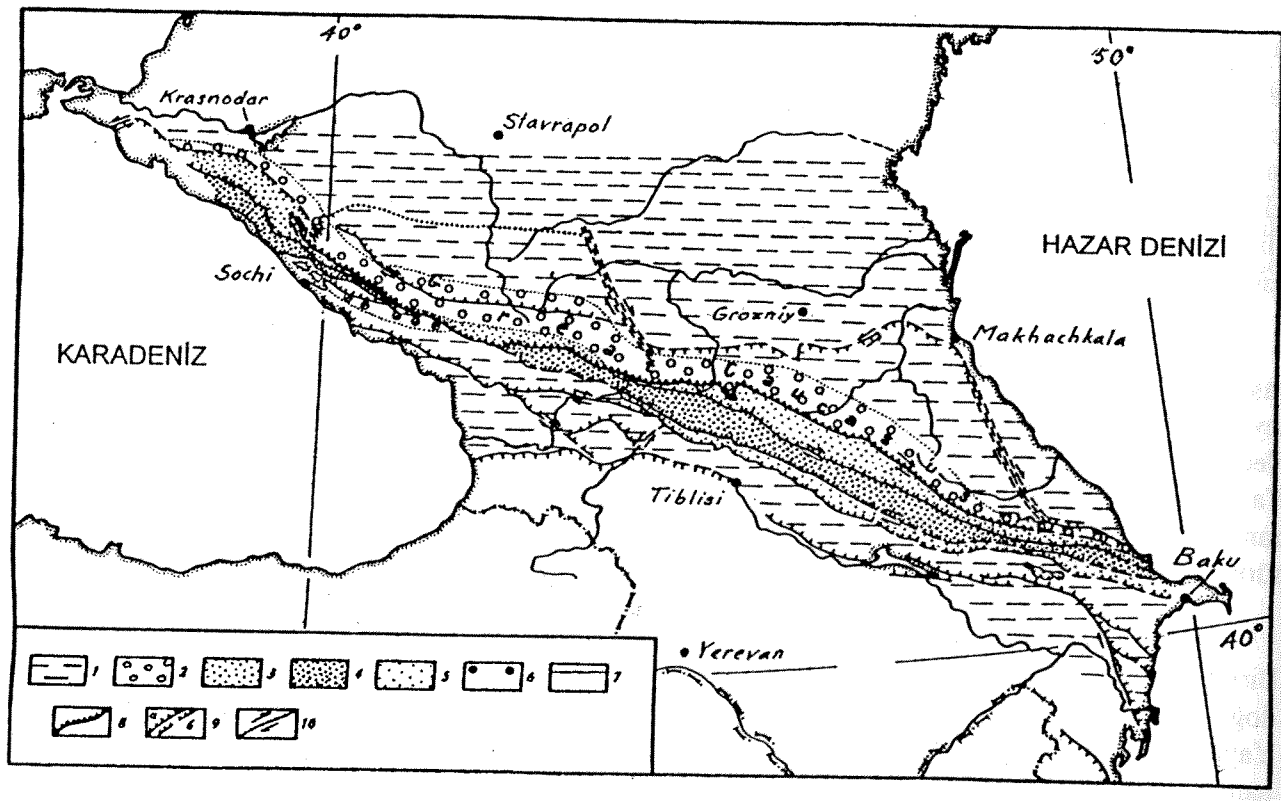
Popadyuk ve Smirnov (1996) Kırımda ayırtladıkları bu napların geç Albiyen'de yerleştiğini belirtmekte, Kırımdaki bu verileri Dobruca ile de kıyaslayarak daha önce Kimmeriyen orojenezi ile geliştiği ileri sürülen bu deformasyonların erken Alpin olabileceğini ileri sürmektedirler. Henüz yeni olan bu teori ise Karadeniz'in Albiyen-Apsiyen'de açıldığı şeklindeki verilerle çelişmektedir.

4.8. Büyük Kafkaslar (Şekil 6)

Büyük Kafkaslar güney verjanslı naplardan oluşur (Şekil 15). Bunlardan en fazla dikkat çeken güney yamaçta Büyük Kafkaslar'ın Pliyosen çökelleri üzerine itilmesini sağlayan bindirmedir. Bu bölgenin günümüzde de sismik açıdan aktif olması (Eva vd., 1988), bu sıkışmalı rejimin hala sürdüğünün açık delilidir. Bu kuşakta belirlenen deprem odakları kuzeye eğimli ve 100 km derine dalan bir dizilim gösterirler (Vardapetyan, 1979).

Büyük Kafkaslar'ın temel birimleri Asıl (Main) Kafkaslar ve Peredovoy sıradağlarında yüzeyleyen Prekambriyen ve Paleozoyik yaşlı kayalardan oluşur. Asıl Kafkaslar'da plajiyogranitler tarafından kesilmiş olan yüksek dereceli metamorfitler denizel geç Paleozoyik tarafından örtülürler. Bunlar üzerinde ise diskordansla Alt Jura kayaları bulunmaktadır. Daha kuzeydeki Perodovoy sırasında ise temelde birbiri ile dilimlenmiş Paleozoyik ofiyolitleri ve ada yayı kompleksleri bulunmaktadır (Khain, 1979). Üst Vizeen kömürlü kırıntılıları ve Permiyen kırmızı karasal çökelleri bu temeli diskordan olarak örterler. Bunlara yer yer kalkalkali volkanitler de eşlik etmektedir.

Büyük Kafkaslar'ın Alt ve Orta Jura birimleri şeyl ve sleyt açısından zengidirler. İçlerinde çeşitli seviyelerde bulunan ve kalınlığı yer yer 3 km yi bulan lavlar içerirler. Sinemuriyen-Pliensbahiyen volkanitleri kalkalkalin bir bileşime sahiptir ve Lordkipanidze (1980) tarafından bir yay magmatizmasının ürünü olarak değerlendirilmiştir. Toarsiyen, Aaleniyen ve Bajosiyen bazaltları ise toleyitik bir bileşime sahiptir (Lordkipanidze, 1980) ve riyolitlerle birlikte bulunurlar. Bu bimodal lavların ise Büyük Kafkas çökel havzasının (Sleyt-Diyabaz Okyanusu) açılması ile ilişkili olduğu düşünülmektedir (Adamia vd., 1977; 1982; Gamkrelidze, 1986).

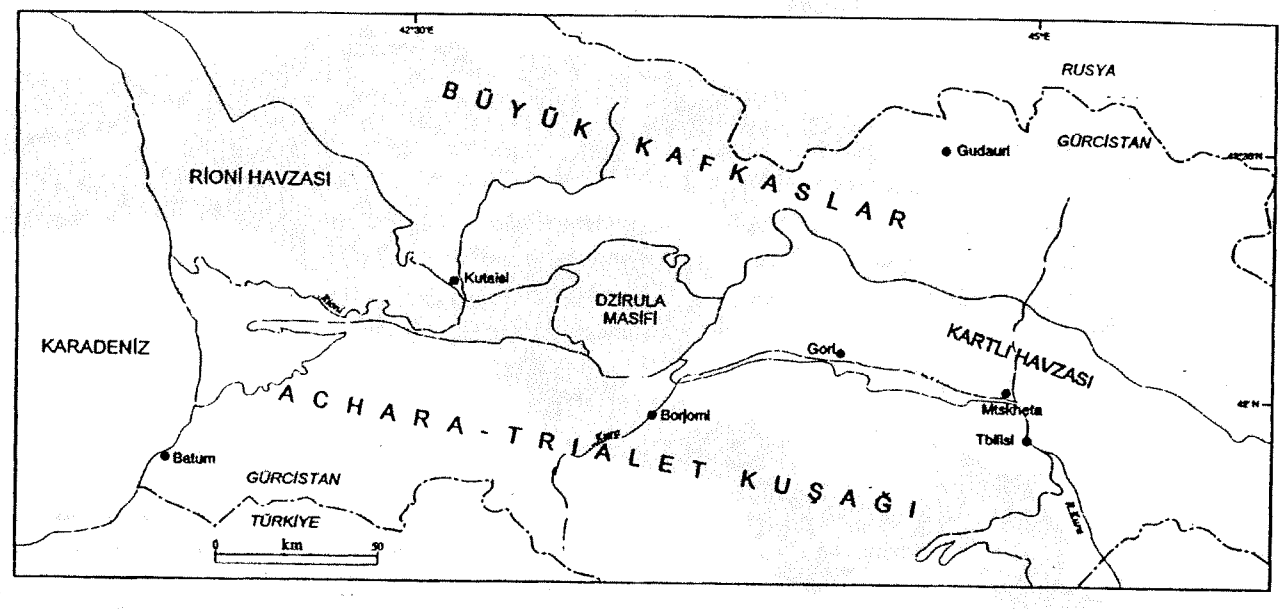


Şekil 15. Büyük Kafkaslar'ın basitlştirilmiş jeoloji haritası (Zonenshain, vd., 1990' dan alınmıştır). 1-Kuzey Kafkas lagünü, 2-Sakdağ-Fiktin bariyer resifi, 3-Kuzey subfliş zonu, 4- Novorossisk fliş zonu, 5- Güney subfliş zonu, 6-Aksu-Dzikra bariyer resifi, 7-Transkafkas lagünü, 8-Ana Büyük Kafkas bindirmesi, 9- bindirme, 10- doğrultu atımlı fay.

Büyük Kafkaslar'ın Orta Jura sonrası evrimi kuzey ve güney alanlarda farklılıklar gösterir. Kuzey yamaçta Üst Jura kireçtaşları tarafından diskordan olarak örtülen ve dilimlenmiş Alt ve Orta Jura çökellerinden oluşan ince bir kuşak vardır. Güneyde ise çökelim Jura, Kretase ve Paleojen'de devamlıdır. Bu birimlerin fasiyes özellikleri Büyük Kafkaslar'da Paleojen sonundan önce bir topoğrafik yükselimin gelişmediğini göstermektedir. Zonenshain vd. (1990) a göre Büyük Kafkaslar'ın yükselmesi orta-geç Miyosen'de başlamış olup günümüzde de sürmektedir. Kafkaslar'ın yukarıda bahsedilen sismik aktivitesi debu görüşü doğrulamaktadır. Büyük Kafkaslar erken-orta Jura'da gerilmeli bir havza olarak açılmış, ve Orta Miyosen'e kadar çökellerle doldurulmuştur. Bu havza Küçük Kafkas ada yayının arkasında gelişmiş bir yayardı havza olarak değerlendirilmektedir (Zonenshain vd., 1990).

4.9. Achara-Trialet Kıvrım Kuşağı (Küçük Kafkaslar) ve Rioni Havzası (Şekil 6)

Büyük Kafkaslar'ın güneyinde Rioni ve Kartli önülke havzaları ile bir temel yükselimi olan Dzirula Masifi bulunur. Bunların güneyinde ise Achara-Trialet kuşağı vardır (Şekil 16). Doğu Gürcistan'da Büyük Kafkaslar'ın güney verjanslı bindirmeleri Achara-Trialet kuşağının kuzey verjanslı bindirmeleri ile karşı karşıya gelir. İki yakınsayan dağ kuşağı arasında iki küçük alçak alan bulunur ki bunlar içleri Neojen çökelleri ile doldurulmuş olan Rioni ve Azerbaycan'daki Kura çöküntüsünün batı devamı olarak düşünülen Kartli havzalarıdır. Gürcistan'ın güneyini kaplayan bir kıvrım-bindirme kuşağı olan Achara-Trialet kuşağı Transkafkaslar ya da Küçük Kafkaslar adı ile de bilinmektedir (Adamia vd., 1992). Achara-Trialet kuşağı batiya doğru Karadeniz kıyısında güneye doğru döner ve Doğu Pontidlerle birleşir. Güneyde ise genellikle Neojen volkanitleri ile örtülüdür. Gürcistanın jeolojisi oldukça iyi çalışılmış, petrol açısından verimli ve ümitli bir bölge olması



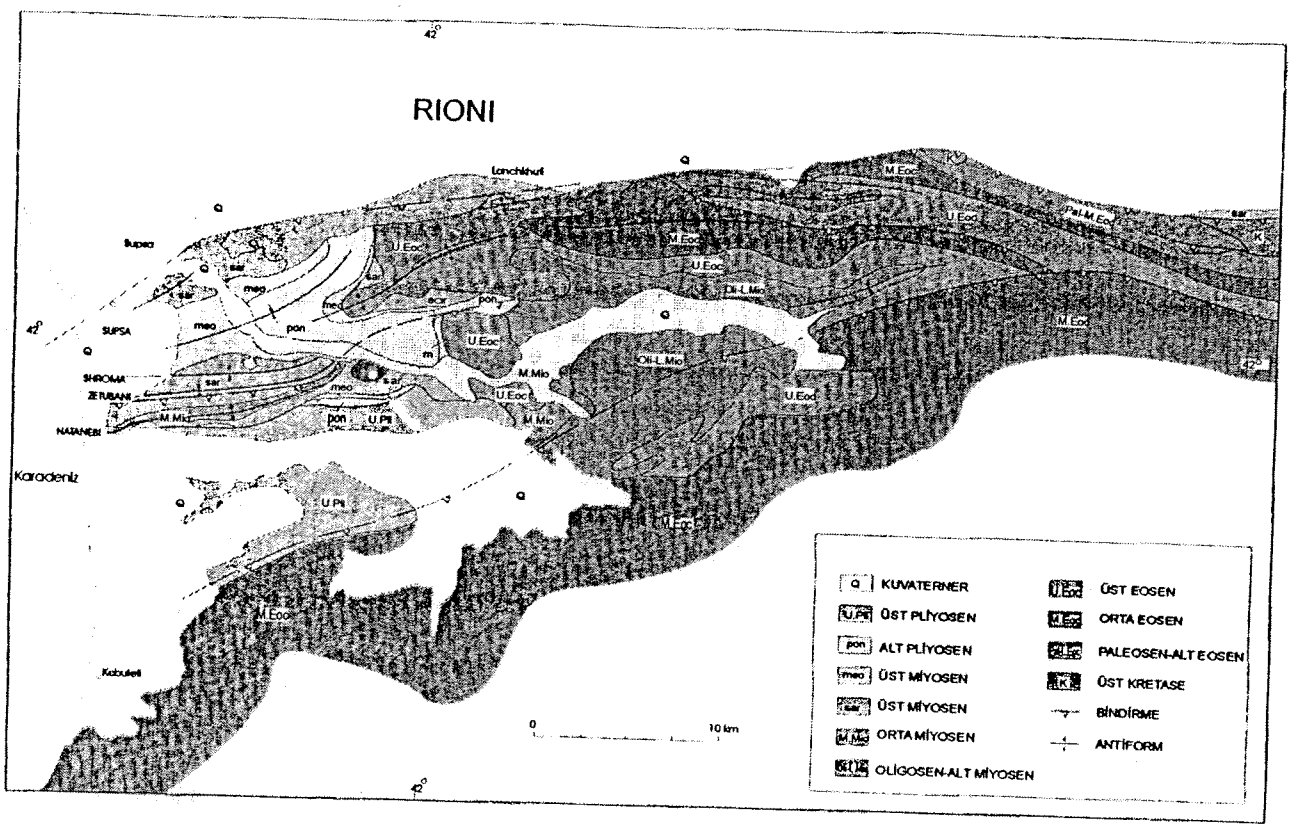
Şekil 16. Achara-Trialet Kuşağı, Büyük Kafkaslar ve Rioni Havzası'nın basitleştirilmiş jeoloji haritası. (Banks, vd, 1997 den alınmıştır)

nedeniyle de jeofizik araştırmalar ve kuyu verileri ile de test edilmiştir (Khain, 1975; Adamia vd., 1981; İsayev vd., 1981; Tsagareli, 1984; Gamkrelidze, 1986 ve 1991; Philip vd., 1989; Zonenshain vd., 1990; Kazmin, 1991).

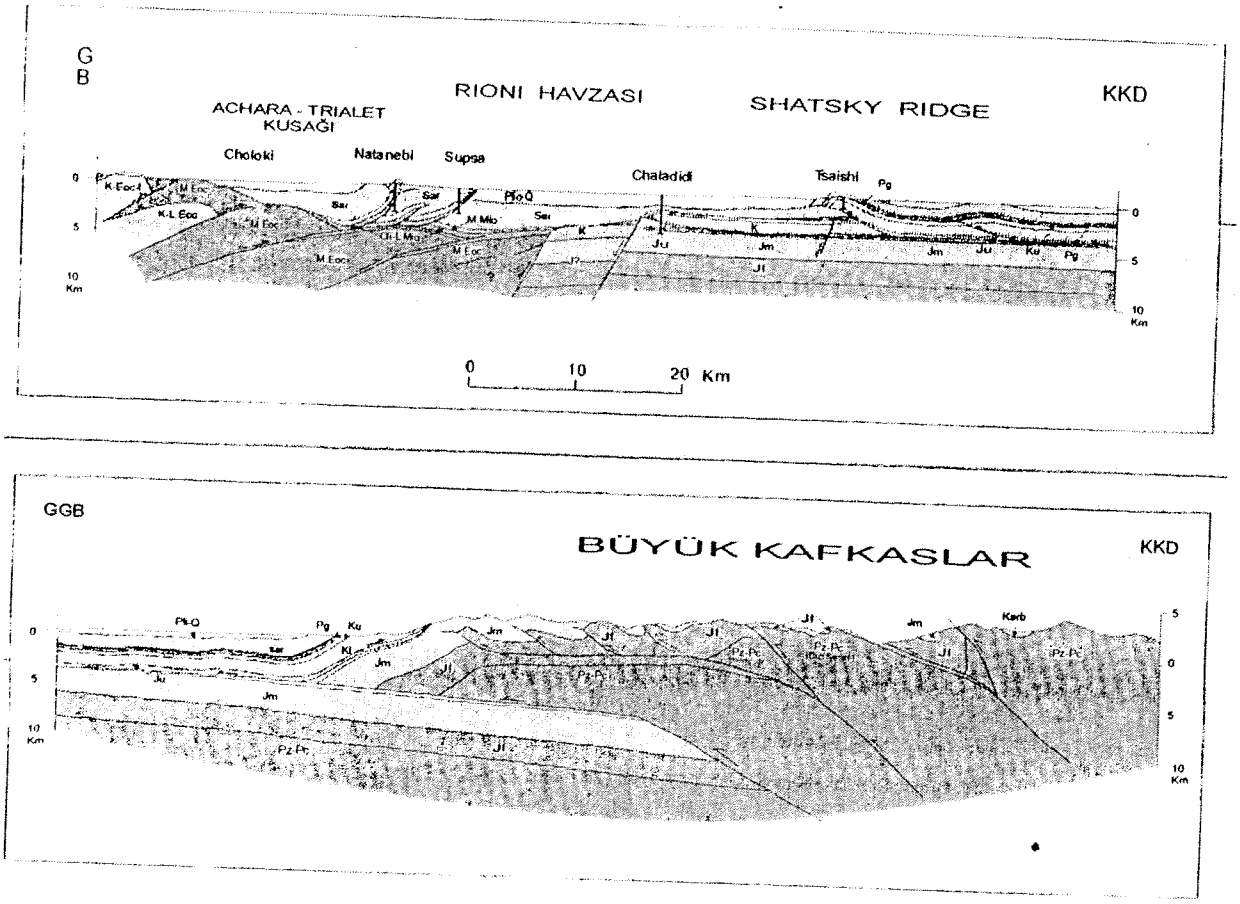
Achara-Trialet kuşağı Paleojen yaşlı bir gerilmeli havzadır. Bu kuşağın riftleşme öncesi temeli Gürcistan'daki Dzirula ve Harami masiflerinde görülmektedir. Her iki masifte de metasedimenter ve magmatik kayalardan oluşan bir Hersiniyen temel ile bunları örten Orta Jura yaşlı volkanit ve intrüsifler vardır. Bunların üzerinde ise Üst Jura-Alt Kretase birimleri diskordan olarak durmaktadır. Achara-Trialet kuşağının Alt Kretase-Eosen çökelleri havzanın kuzey rift kenarını oluşturan Dzirula Masifi ile Shatsky sırtını progresif olarak üzerler. Bu havza çökellerinden Alt Eosen başlıca türbiditlerle, Orta Eosen derin denizel volkanik ve volkanoklastik çökellerle, Üst Eosen ise altta distal üste doğru ise yakınsak türbiditlerle temsil edilmiştir.

Güneyde Neo-Tetis'in kapanması sonucu tektonik rejimin gerilmeliden sıkışmalıya dönmesi havzada rift sonrası çökme geç Eosen veya erken Oligosen'de ile artmıştır. Achara-Trialet kuşağının dış kesiminde bindirme fayları ve kıvrımlar erken Miyosen'de başlamış, geç Miyosen'de maksimuma ulaşmış ve Shatsky sırtı-Dzirula Masifi önülkesi güneye doğru aşağıya bükülmüştür. Geç Oligosen-erken Miyosen'de hatta belkide geç Eosen'de önülke havzaları Paratetis olarak bilinen marjinal havzaların bir parçası olarak gelişmişler, bunların dünya denizleri ile ilişkisi sınırlı olmuştur (Jones ve Simmons, 1997). Erken Miyosen'de Dzirula Masifi su üzerine çıkarak Rioni ve Kartlı havzalarındaki kırıntılılar için kaynak alanı olmuştur. Neojen tabakaları kaba taneli, denizel olmayan ya da engelli (restricted) deniz ürünü sığ su çökelleridir.

Şekil 17 Rioni Havzası'nın güneybatı kesiminin ve Achara-Trialet kuşağının kuzey cephesinin jeoloji haritasını göstermektedir. Bu kuşağın yapısı ise Şekil 18 deki kesitte görülmektedir. Robinson vd. (1997) ne göre Achara-Trialet kuşağının bugünkü yapısı Harami Masifi'nde mostra veren temel birimlerinin kuzeye doğru bindirmesi sonucunda gelişmiştir. Bu kuzey verjanslı bindirmeler içerisinde Eosen çökellerinin mostra verdiği kuşağın bütününe genel olarak bir sinklinal yapısı vermiştir. Kuzeye doğru deformasyon muhtemelen yüzeysel (thin-skinned)



Şekil 17. Rioni havzası ve çevresinin jeoloji haritası (Banks, vd, 1997 den alınmıştır)



Şekil 18. Büyük Kafkaslar ile Achara–Trialet kuşağı arasındaki jeoloji enine kesiti.Kesit yeri için Şekil 16' ya bakınız. (Banks, vd, 1997 den alınmıştır.)

olup Üst Kretase içerisinde yeralan bir sıyrılma yüzeyi üzerinde gelişmiştir (Banks vd., 1997). Bu yüzey havzanın kuzeyine doğru yükselerek Alt Eosen içerisinde yeralır. Kuzey deformasyon cephesine doğru dupleks yapıları gelişmiştir. Bunların tavan sıyrılma düzlemleri ise muhtemelen Oligosen içerisinde yeralmaktadır.

Paleojen'de Achara-Trialet Havzası'nda kalın derin denizel çökeller çökelirken kuzeyde bugün Kartlı ve Rioni havzaları altında kalan alanlar havza kenarını oluşturmakta idi. Bu kenardaki Paleojen çökelleri sadece birkaçyüz m kalındır. Geç Miyosen ve Pliyosen'de fleksüral çökmenin gerilmeli havza kenarını etkilemeye başlaması sonucunda bu birimler üzerinde kalın kırıntılılar çökelmiştir. Rioni havzası Dzirula Masifi'nden itibaren batıya doğru dalar ve Doğu Karadeniz Havzası'nın neredeyse deforme olmamış rift sonrası çökellerine karışır. Rioni Havzası'nın temeli Achara-Trialet kıvrımlarının yükü nedeniyle hemen hemen tamamen güneye eğimlidir. Büyük Kafkaslar'daki deformasyonun Rioni Havzası'nın deformasyonu üzerindeki etkisi ise çok azdır.

Rioni havzası kalın bir Üst Miyosen-Kuvaterner istifi içermektedir. Bu istif güneyde Achara-Trialet kuşağı'na doğru giderek kalınlaşır, kuzeyde ise Shatsky sırtının Mesozoik yaşlı birimlerini üzerler. İstif içerisinde Karadeniz'e çökel taşıyan denizaltı kanyonlarının gelişimiyle ilgili çok sayıda diskordans vardır. Rioni havzası altındaki Paleojen-Orta Miyosen çökelleri ise ya Shatsky sırtının üstünde olduğu gibi kondansedir ya da gelişmemiştir.

Karadeniz içerisinde, Gürcistan açığında yapılan sismik çalışmalar burada ~20 km genişliğinde kuzeye doğru hafifçe tilt olmuş rijid bir blokun mevcudiyetini göstermiştir. Shatsky sırtı olarak bilinen bu blok Robinson vd (1996) tarafından Doğu Karadeniz Havzası'nın kuzey rift kenarı olarak yorumlanmıştır. Buna karşılık Finetti vd (1988) bu sırtın sıkışmalı bir kökeni olduğu inancındadırlar. Shatsky sırtının güney kenarı Kırım kıyıötesinden itibaten doğu-güneydoğuya doğru Rusya sınırına hemen hemen paralel olarak uzanır. Robinson vd. (1996) ne göre Shatsky sırtı güneybatı blokları düşmüş olan normal faylar içerir. Listrik bir yapısı olan bu faylar küçük tiltlenmiş terasların oluşumuna yolaçmışlardır. Shatsky sırtının bu faylı kenarının güneyinde yeralan Doğu Karadeniz Havzası'nda ise Shatsky sırtına ait birimler görülmez, aksine okyanusal ya da aşırı incelmiş bir kıtasal kabuk bu bölgenin temelini oluşturur. Shatsky sırtındaki riftleşmeden etkilenmiş en genç birim Gürcistan kıyısındaki Ochamchira'daki kuyulardan edinilen verilere göre Daniyen yaşındadır. Bundan dolayı Robinson vd. (1996) Doğu Karadeniz'in geç Paleosen-erken Eosen riftleşmesi ile açılmış bir havza olduğu görüşünü ileri sürmüşlerdir.

Sismik kesitlerde Shatsky sırtında Jura-Daniyen yaşlı, paralel reflektörlerden oluşan kalın bir istif görülmektedir. Daniyen-Kretase kireçtaşlarının tavanını gösteren kuvvetli reflektör faylanarak güneye doğru düşmüştür. Robinson vd (1997) ne göre bu gerilmeli faylar hem Doğu Karadeniz'in riftleşmesi (geç Paleosen) hem de erken fleksür (Oligosen?-erken Miyosen) ile ilişkili olabilir.

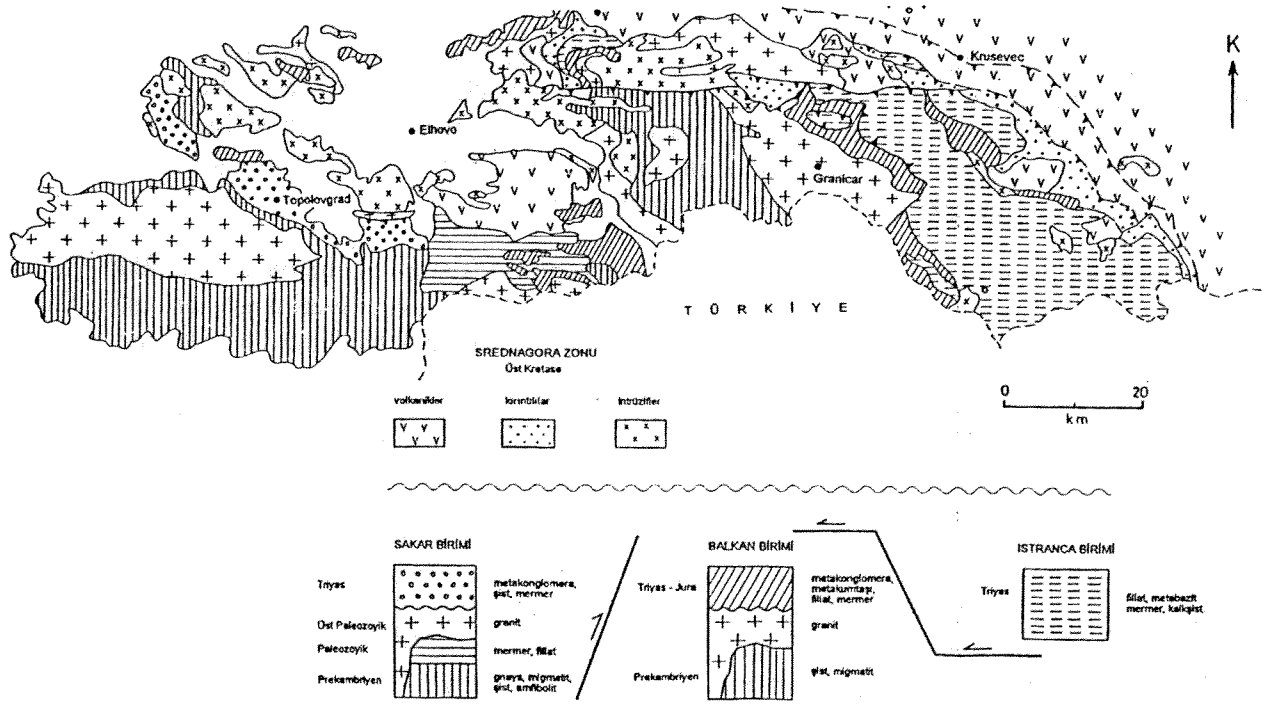
4.10. Istranca Zonu (Şekil 6)

Karadeniz'in güneybatı kıyısında yeralan ve güneyde Trakya Havzası'nın Orta Eosen ile başlayan çökelleri tarafından örtülen Istranca Masifi, Yunanistan'ın doğusu ve Bulgaristan'daki Rodop Masifi'nin doğu uzantısıdır (Şekil 6). Masif, sondaj verilerine göre Trakya Tersiyer Havzası'nın altında güneydeki Ganos Fayı'na kadar devamlıdır (Alaygut, 1995). Kuzeyde ise Üst Kretase yaşta volkanitlerden oluşan Srednogora zonu masifi sınırlamaktadır. İğneada çevresi ve Bulgaristanda görüldüğü gibi Srednagora zonunun birimleri Istranca Masifi kayalarını diskordan örterler. Diğer bir deyişle Srednagora zonu Istranca Masifi üzerinde gelişmiştir.

Istranca Masifi'nin doğusundaki İstanbul zonu ile arasındaki sınır hiçbir yerde görülmez. Bu iki birimin birbirine en çok yaklaştıkları yer olan Çatalca'nın doğusunda bile bu sınır Orta Eosen

kayaları ile örtülmüştür. Bu her bakımdan farklı iki tektonik birim arasındaki ilişki gerek Türkiye tektoniğinde gerekse Karadeniz'in evriminin anlaşılmasında kritik öneme sahiptir. Okay vd. (1994) bu iki birim arasında kuzey-güney gidişli, sağ yanal atımlı, Orta Eosen öncesi büyük bir fayın (Batı Karadeniz Fayı) var olduğunu ileri sürmüş ve bu fay boyunca Istanbul zonunun kuzeyden, Kırım ile Dobruca arasından, Karadeniz Havzası'nın açılmasına bağlı olarak geç Kretase-Erken Eosen zaman aralığında geldiğini ileri sürmüşlerdir.

Istranca Masifi Bulgaristan'da Türkiye sınırına paralel yaklaşık 20 km genişliğinde bir kuşak oluşturur (Şekil 19). Yer yer kuzeydeki Srednagora zonu üzerine itilmiş olarak gözlenen Istranca Masifi Bulgaristan'ın en güneyde yeralan tektonik birimidir (Chatalov, 1985a; b; 1987a; b; 1988a; b; Gocev, 1991a ve b; Dabovski vd, 1991).



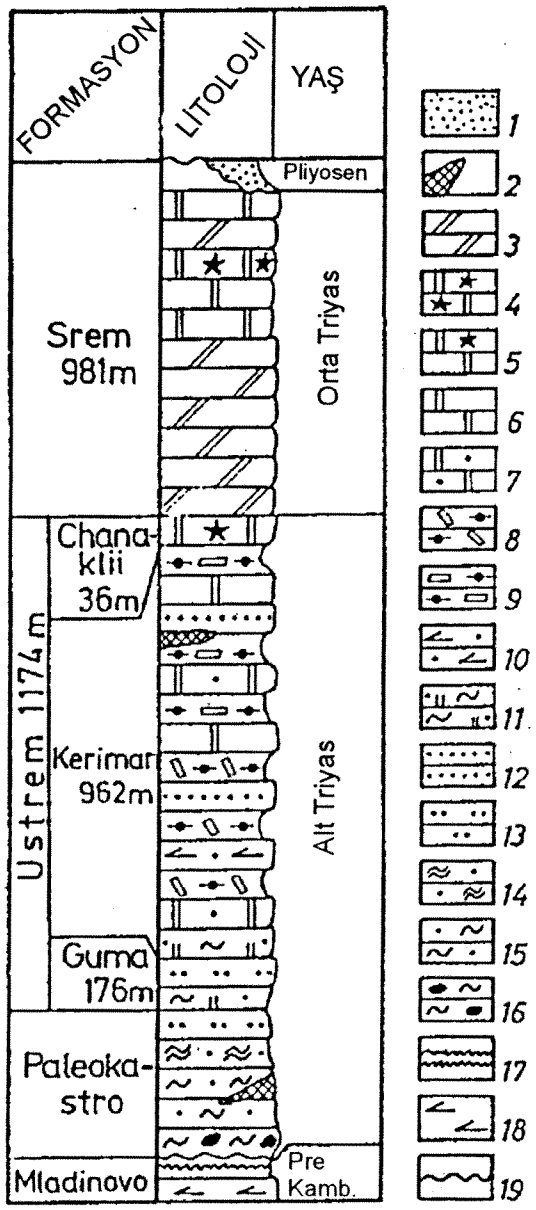
Şekil 19. Istranca Masifi'nin Bulgaristan' da kalan kesiminin tektonik haritası (Chatalov, 1988b den alınmıştır.)

Istranca Masifi'nin Bulgaristan'daki kesimini oluşturan metamorfik istifler otokton (Balkan), parotokton (Sakar) ve allokton (Istranca) olmak üzere üçe ayrılır (Şekil 19). Otokton ve parotokton konumlu Triyas ve Jura istiflerinin temelini Prekambriyen ve Paleozoyik yaşta metamorfik ve granitik kayalar oluşturur. Prekambriyen amfibolit fasiyesindeki gnays, migmatit, şist ve amfibolitlerden oluşmaktadır. Paleozoyik ise Alt Devoniyen yaşlı sığ denizel kökenli bir mermer-fillat istifi ile muhtemelen Üst Paleozoyik yaşta karasal metakırıntılılar ve asitik metavolkanitlerle temsil edilmiştir (Chatalov, 1988b). Tüm bu birimler olasılı Permo-Karbonifer yaşlı granitler tarafından kesilmiştir.

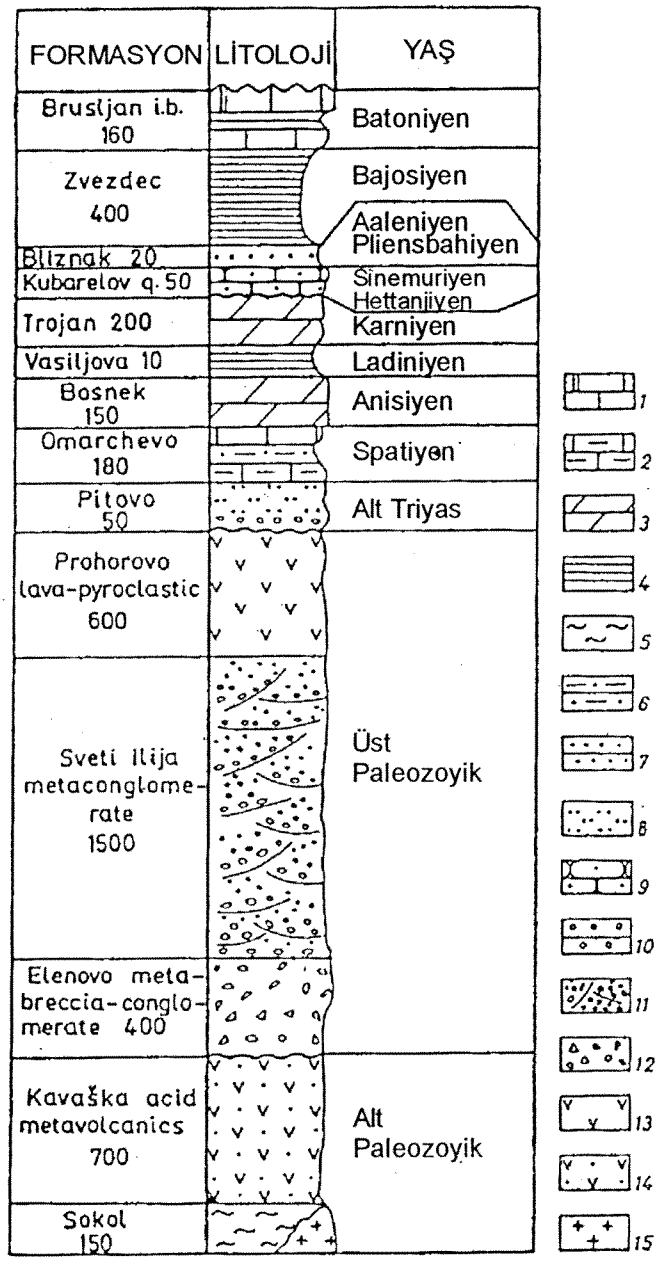
Bu Hersiniyen temel üzerinde Triyas-Jura yaşlı bir çökel istif gelişmiştir. Bu istif Sakar-tipi parotokton Triyas istifi ile buna nazaran daha doğuda çökelmiş Balkan-tipi Triyas-Jura istifini içermektedir (Şekil 19, 20, 21).

Sakar-tipi Triyas istifi Prekambriyen gnaysları üzerinde diskordan duran Alt Skitiyen yaşta metakonglomera, metakumtaşı ve mikaşistler ile başlar (Şekil 20). Bunları, Üst Skitiyen yaşta

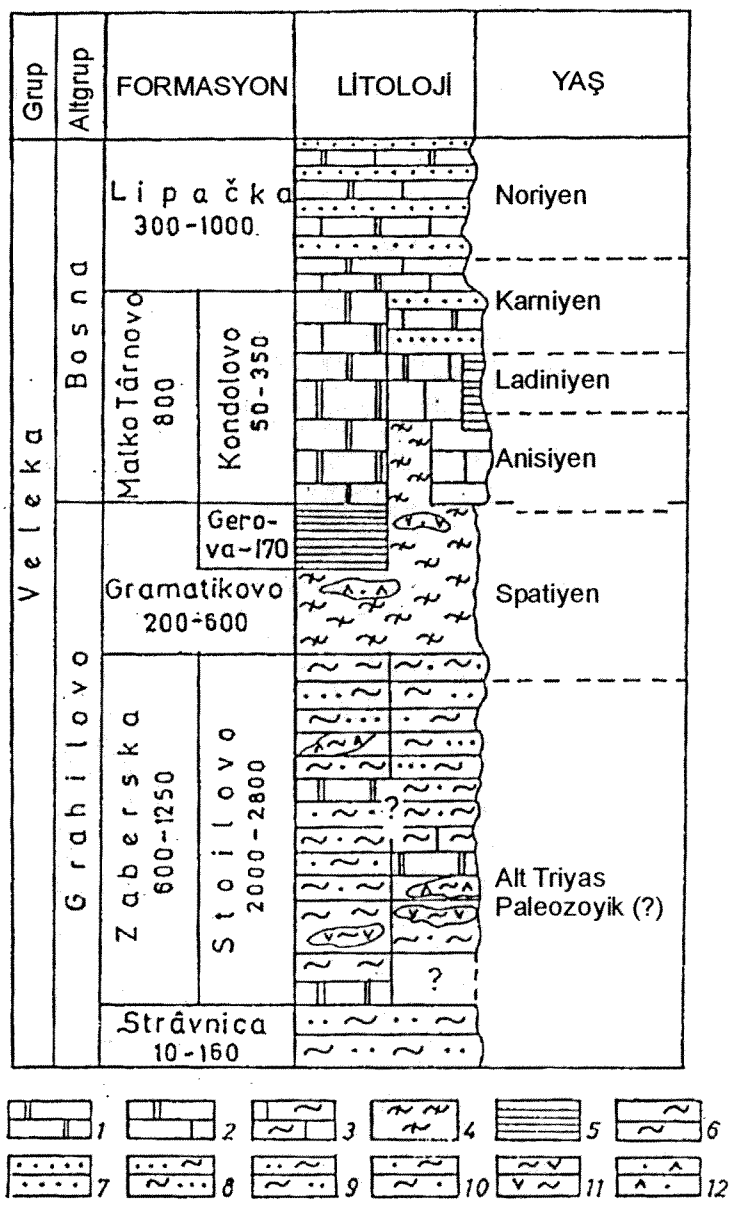
metakumtaşı, mermer, para-amfibolit, stavrolitli mikaşistler takip eder. Bu metaklastiklerin üzerinde ise platform tipi karbonatların metamorfizması ile oluşmuş, Aniziyen yaşta mermerler bulunur (Şekil 20). Sakar-tipi Triyas istifi, kuzeye doğru Balkan-tipi Triyas istifleri veya Hersiniyen granitleri üzerine itilmiştir (Şekil 19, Chatalov, 1988a).



Şekil 20. Istranca Masifi'nin Bulgaristan' da kalan kesimindeki paraotokon Sakar biriminin stratigrafik kesiti (Chatalov, 1988a dan alınmıştır.) 1-Neojen tortulları, 2-metamorfik kuvars damarları, 3-dolomitik mermer, 4 ve 5-kriondili mermer, 6-mermer, 7-kuvarslı mermer, 8 ve 9-stavrolit, granat ve biyotitli kuvars-mikaşist, 10-kuvarslı amfibolit, 11-kalkşist, 12-metakumaşı, 13-metaarkoz, 14 ve 15- kuvars-şist, 16-metakonglomera, 17-gnays, şist, 18-amfibol, 19-diskordans



Şekil 21. Istranca Masifi'nin Bulgaristan'da kalan kesimindeki otokon Balkan biriminin sentetik stratigrafik kesiti (Chatalov, 1988b den alınmıştır.) 1-rekristalize kireçtaşı, 2-marn, 3-dolomit, 4-sleyt, 5-fillat, 6-çamurtaşı ve silttaşı, 7-metakumtaşı, 8-metaarkoz, 9-metakuvarsit, 10-metakonglomera, 11-ritmik metakonglomera, metakumtaşı, sittaşı ve çamurtaşı ardalanması, 12-metabreş-konglomera, 13-metakuvars-porfir, 14-metariyodasit, 15-Hersiyen granit. Paleozoik ve Triyas stratigrafisi ile ilgili veriler Sveti-Iliya tepelerinden, Jura stratigrafisi ise Istranca dağlarındaki Zvesdec köyü çevresinden alınmıştır. Prekambriyen kayaları gösterilmemiştir.



Şekil 22. Istranca Masifi'nin Bulgaristan' da kalan kesimindeki allokton Istranca biriminin sentetik stratigrafik kesiti (Chatalov, 1988b) 1-mermer, 2-rekrisalize kireçtaşı, 3-siyah metamarn, 4-karbonatlı fillat, 5-fillitik sleyt, 6-fillat, 7-metakumtaşı, 8-metagrovak, 9-metaarkoz, 10-metasilttaşı, metaçamurtaşı, 11-metakeratofir, 12-metadiyabaz

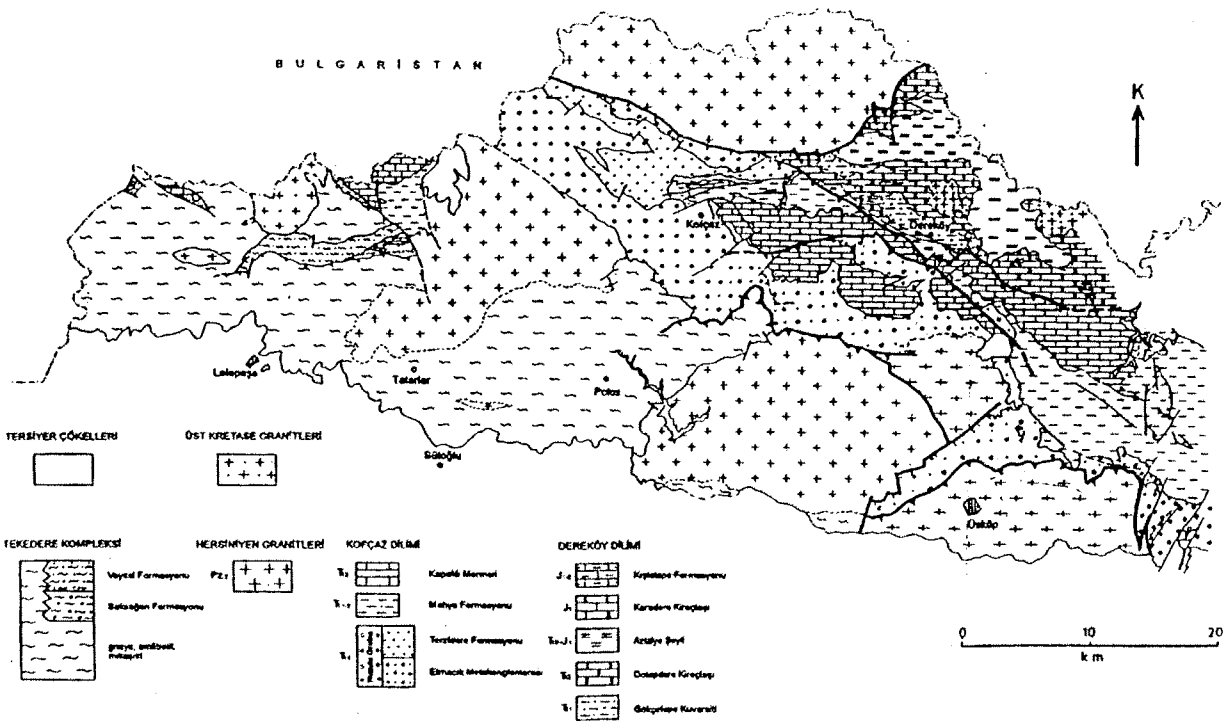
Sakar-tipi Triyas istifine göre daha az metamorfik olan Balkan-tipi Triyas istifi (Şekil 21) Hersiniyen granitleri veya Paleozoyik metamorfik kayaları üzerinde yer alan Alt Skitiyen yaşta metakonglomera ve metaarkozlarla başlar. Noriyen ve Resiyen dışında tüm Triyas katlarının temsil edildiği yaklaşık 900 m kalınlıkta sığ denizel istif Aniziyen ve Karniyen sığ denizel karbonatlardan ve bunları ayıran Ladiniyen şeyl ve kumtaşlarından oluşur (Şekil 21). Karniyen karbonatları üzerinde ise paralel uyumsuzlukla Hettanjiyen kuvarsitleri yer alır. Bathoniyen'e kadar çıkan Jura istifinin en belirgin üyesi Bajosiyen yaşta koyu renkli sleytlerdir. Bunları takip eden Bathoniyen karbonatları üzerinde ise allokton konumlu Istranca-tipi Triyas istifi bulunur.

Genellikle kuvvetli bir deformasyon geçirmiş olan Istranca tipi Triyas istifinde yaygın fasiyesler metadiyabaz ve metakeratofir içeren fliş nitelikli metakumtaşı, metasilttaşı ve sleytler, karbonatlı fillatlar ve mermerlerdir (Şekil 22). Istranca-tipi Triyas istifinden saptanan fosiller Skitiyen'den Noriyen'e kadar tüm katları vermektedir; buna karşın Jura yaşta fosiller bu tip istiflerden saptanmamıştır.

Balkan ve Istranca-tipi istifler Senomaniyen konglomeraları tarafından uyumsuzlukla örtülür (Şekil 19, 23). Bu durum Istranca Masifi'nin metamorfizma ve deformasyon zamanını Bathoniyen ile Senomaniyen arasına sınırlar. Istranca-tipi istiflerde Jura devrine ait verilerin bulunmaması, Balkan tipi istiflerin de Bathoniyen'den daha yukarı çıkmamaları, Istranca tipi istifin Balkan tipi istif üzerine Orta Jura yerleştiğini gösterir (Okay vd., 1995).

Istranca Masifi'nin Türkiye'de kalan kesiminde bir eski kristalen temel, ve bu temeli uyumsuzlukla örten Triyas-Jura yaşında kırıntılı ve karbonatlar görülür (Şekil 23) (Pamir ve Baykal, 1947; Aydın, 1974; 1982; Okay vd., 1995). Hem eski temel hem de Alt Mesozoyik örtü kayaları penetratif bir deformasyon ve metamorfizmadan etkilemiştir. Istranca Masifi'nin Türkiye'de kalan kesimi de Bulgaristandaki gibi düşük açılı bindirme hatları boyunca birbiri üzerine itilmiş, böylece masif kuzey verjanslı dilimli bir yapı kazanmıştır (Şekil 23). Okay vd.

(1995) Istranca Masifi'ni oluşturan tektonik dilimleri güneyden kuzeye doğru Üsküp, Kofçaz ve Dereköy dilimleri olarak adlamışlardır.



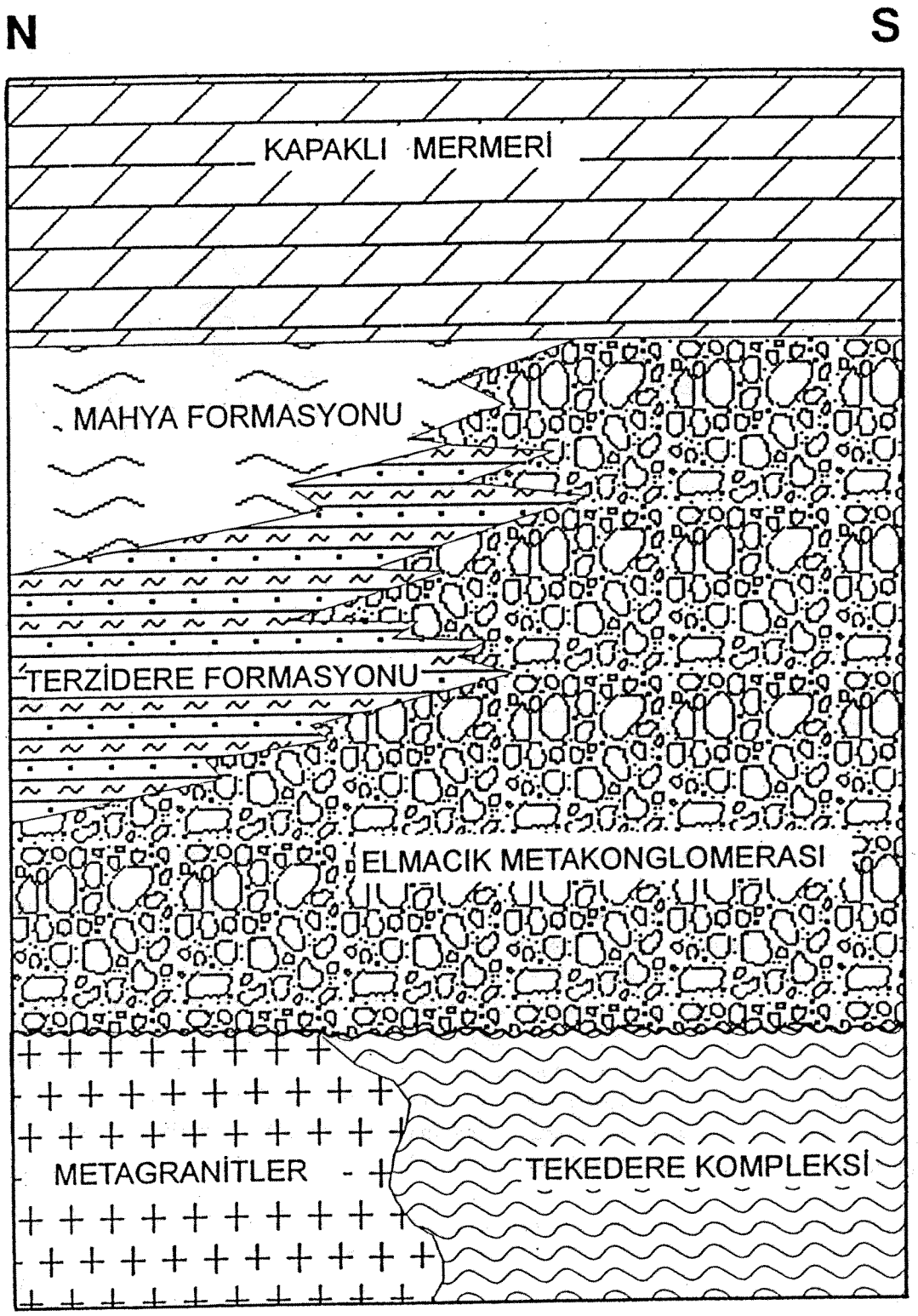
Şekil 23. Istranca Masifi'nin batı kesimine ait basitleştirilmiş jeoloji haritası (Okay vd., 1995 ten alınmıştır)

Triyas metakırıntılıları üzerine itilmiş olan ve masifin yapısal olarak en üst dilimini oluşturan ve başlıca metagranitlerden oluşan Üsküp dilimi güneyde Trakya Havzası'nın Tersiyer çökelleri tarafından örtülmektedir. Masifin batı kesiminde görülen Kofçaz diliminde Triyas öncesi temel Permiyen öncesi yüksek dereceli metamorfitlerden ve bu metamorfitleri kesen Hersiniyen granitik sokulumlarından oluşmaktadır (Şekil 23). Bu kristalen temeli belirgin bir uyumsuzlukla, yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş, muhtemelen Alt Triyas yaşta kumtaşı, konglomera, şeylden oluşan epiklastik bir istif örter (Şekil 24). Bu metakırıntılı istif, tane boyunun incelmesi ile üste doğru önce fillat, kalkşist ve mermer ardalanmasına daha sonra karbonatlardan oluşan, muhtemelen Orta Triyas yaşlı mermerlere geçmektedir (Şekil 24).

Dereköy dilimi altta kuvarsitlerden ve kalın tabakalı kireçtaşlarından, daha üstte monoton şeyller ve en üstteki kireçtaşı ve kalkşistlerden ouşur (Şekil 23 ve 25). Tüm bu istif Üst Kretase yaşta andezitik dayk ve siller ve ufak sokulumlar tarafından kesilir. Dereköy diliminin Kofçaz dilimi ile olan ilişkisi açık değildir.

Istranca Masifi'nin metamorfik ve deforme kayaları Iğneada çevresinde Senomaniyen ile başlayan Üst Kretase çökelleri ile uyumsuz olarak örtülür.

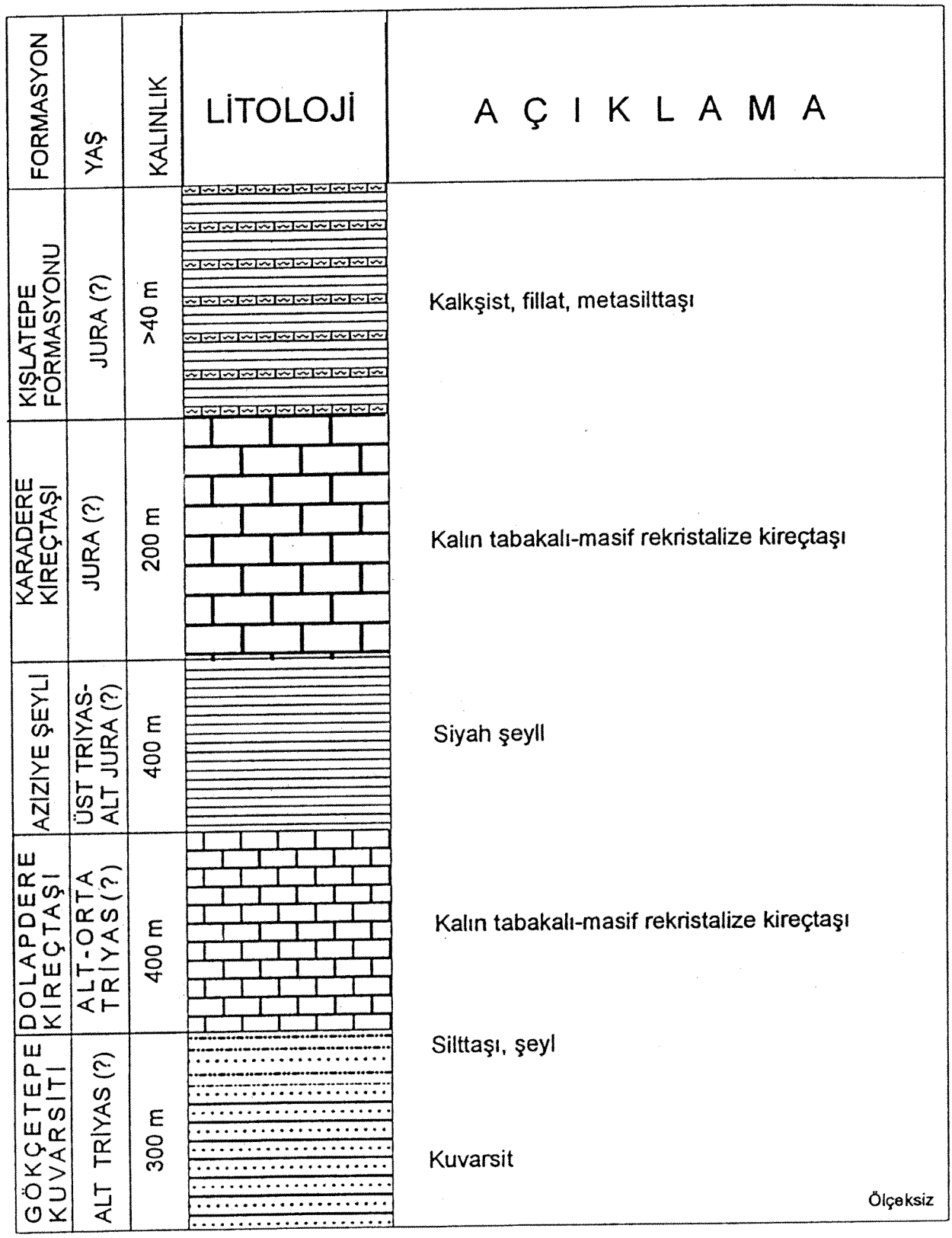
Istranca Masifi'nin Üsküp ve Kofçaz dilimlerinde görülen kristalen temeli (Tekedere Metamorfik Kompleksi, Yurtsever vd., 1993) büyük bir kesimini oluşturan gnays ve granitler dışında az oranda amfibolit, mermer, kalkşist, granatlı mikaşist ve metakonglomeralardan oluşur. Bu komplex Permiyen yaşlı (244± 11 my, Aydın, 1974) katazon metagranitleri tarafından kesilmekte, üzerine ise uyumsuzlukla Triyas birimleri gelmektedir. Triyas yaşlı düşük dereceli



Şekil 24. Istranca Masifi Kofçaz diliminin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Okay vd., 1995 ten alınmıştır)

metakırıntılılar tarafından diskordan olarak örtülmesi nedeniyle temel kompleksinin amfibolit fasiyesindeki metamorfizması kesinlikle Triyas öncesidir. Bu temel0in Bulgaristan'daki uzantılarının genellikle Prekambriyen yaşında olduğu kabul edilmektedir.

Çok sayıda dayk, sil ve ufak sokulumlar Istranca Masifi'nin temel ve örtü kayalarını keser. Bu intruzif kütleler Dereköy çevresinde ortaya çıkar ve kuzeydoğuya doğru gittikçe artar. Dereköy



Şekil 25. Istranca Masifi Dereköy diliminin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Okay vd., 1995 ten alınmıştır)

dilimindeki bütün formasyonları kesen bu kütleler genellikle mikrodiyoritik-granodiyoritik bir bileşime sahiptir. Dereköy'ün kuzeydoğusunda mostra veren mikrodiyorit üzerinde Aydın (1982) tarafından yaptırılan K/Ar izotopik yaş tayinleri Santoniyen'e karşılık gelen 83.1 ± 2.0 my ve 83.5 ± 2.5 my vermiştir.

Istranca Masifi'nde yer alan Kretase plutonlarından en önemlisi Demirköy plutonudur. Granodiyorit - granit - kuvars-diyorit bileşimli olan (Aykol, 1979) Demirköy plutonunda yapılan izotopik yaş tayinleri de, Dereköy çevresinde olduğu gibi, 80 my civarında yaşlar vermiştir (Moore vd, 1980). Demirköy plutonunun jeokimyası ise dalma-batma zonu üzerinde meydana gelmiş magmatitlere benzemektedir (Aykol ve Tokel, 1991).

Istranca Masifi'nin kuzey kesimlerinde pluton ve damar kayaları olarak gözlenen, ve batıya doğru Srednogora zonu olarak takip edilen kalkalkalen kökenli Üst Kretase magmatitleri Boccaletti vd (1974) tarafından kuzeye doğru dalan bir okyanus üzerinde gelişmiş And-tipi magmatitler olarak yorumlanmıştır. Daha sonra Şengör ve Yılmaz (1981), Iç-Pontid okyanusu adını verdikleri, ve kuzeye dalarak Srednogora magmatik yayını oluşturan bu okyanusu ve okyanusun kenet zonunu Trakya Havzası'nın güneyinden geçtiğini ileri sürmüşlerdir.

İğneada Limanı çevresinde Istranca metamorfitleri, belirgin bir uyumsuzlukla 40 m kalınlıkta *Orbitolina*'lı kumlu kireçtaşları ile örtülür. Pamir ve Baykal (1947), ve Sungurlu (1971) istifin bu en alt kesimlerinin Senomaniyen yaşında olduğunu belirtir. Kumlu kireçtaşları, yüksek eğimli normal bir fay ile yaklaşık 40 m kalınlıkta ince taneli mavimsi gri silttaşı ve radyolaryalı kireçtaşları ile dokanaktadır. Daha üstte ise alacalı ince tabakalı sittaşı ve marnlar gelir. Sungurlu (1971) marnlarda *Globotruncana* sp.'nin varlığından bahis etmektedir. Marnlar ise üste doğru ince taneli, ince-orta tabakalı volkanojenik silttaşları vasıtası ile tüf, aglomeradan oluşmuş kalınlığı 200 m'yi aşkın tabakalı bir volkanik istife geçer. Bu volkanik istif Dereköy ve Demirköy plutonlarının volkanik eşdeğerini temsil eder.

Istranca Masifi Hersiniyen orojenezini takip eden evrede yükselip aşınmıştır. Masifin temeli üzerinde Erken Triyas'ta olasılıkla kuzeyden gelen bir transgresyon başlamıştır. Erken Triyas transgresyonu olasılıkla kuzeyden gelmiştir. Istranca Triyası, temelden beslenmiş kırıntılılar ile başlayıp Orta Triyas yaşlı sığ denizel karbonatlara geçer. Bulgaristan'da bu istif sığ denizel karakterini muhafaza ederek Orta Jura'ya kadar devam eder (Chatalov, 1988b). Orta Jura'da bu göreceli otokton istif üzerine pelajik sedimenter kayalardan ve bazik volkanitlerden oluşan allokton birimler yerleşmiş ve buna bağlı olarak tüm Istranca Masifi metamorfizma ve deformasyon geçirmiştir. Türkiye kesimindeki kuzeye verjanslı bindirmeler de muhtemelen bu zaman aralığında meydana gelmiştir (Okay vd., 1995).

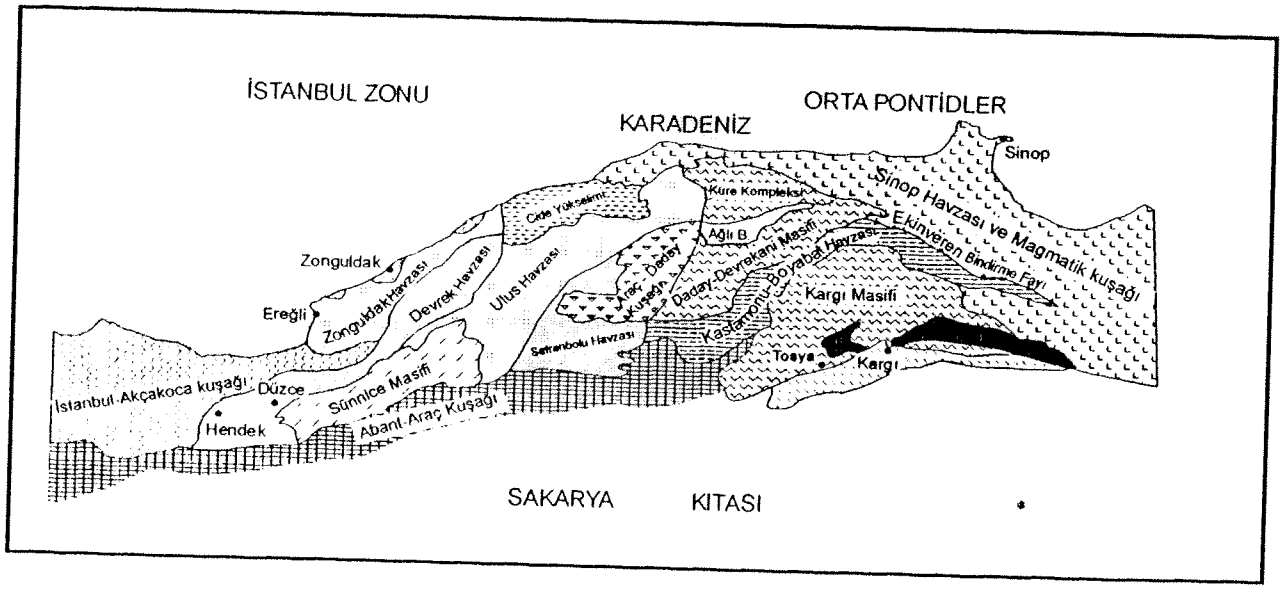
Istranca Masifi'nde görülen Senomaniyen transgresyonu olasılıkla Karadeniz'in açılmasına bağlı olarak gelişmiştir. Geç Kretase'nin büyük bir kesiminde Istranca Masifi'nin kuzey kısmı bir magmatik yay konumundadır. Magmatik yay Kretase'nin sonunda faaliyetini durdurmuştur. Kuzeyde yeralan Srednagora zonunun Kretase sonundan başlayarak kapanmasına bağlı olarak kuzeye verjanslı bindirmeler, bunların önünde ise daha önce belirtildiği gibi kalın fliş istifleri gelişmiştir. Srednagora ve Balkan zonlarında ana sıkışma Erken Eosen'de meydana gelmiş ve Istranca Masifi yer yer kuzeye doğru Srednagora zonunun volkanotortulları üzerine itilmiştir. Aynı bindirme sistemi Türkiye'de Istanbul Boğazı'nın kuzey kesiminde Istanbul Paleozoyik istifinin Kretase andezitleri üzerine itilmesi olarak gözlenir. Bu hareketler Orta Eosen'de sona ermiş, ve Istranca Masifi'nin Trakya Havzası'na bakan güney, ve Karadeniz'e bakan kuzey kenarları boyunca masifin metamorfik kayalarını uyumsuzlukla örten Orta Eosen denizel kireçtaşları çökelmiştir.

4.11. Istanbul Zonu (Şekil 6)

Karadeniz'in güney kıyısını oluşturan Batı Karadeniz bölgesi Türkiye'nin ana tektonik birliklerinden Pontidler (Ketin, 1966) üzerinde bulunur ve bu birliğin Batı Pontid ayırdına karşılık gelir. Batı Pontidler'de İstanbul batısında Çatalca civarından başlayarak doğuda Araç-Daday-İnebolu hattına kadar uzanan bir kuşakta Paleozoyik yaşlı birimler mostra verirler. Gerek Istranca Masifi'nden gerekse Pontidler'in diğer kesimlerinden farklı özelliklere sahip olan bu alan Okay (1989) tarafından İstanbul zonu olarak adlanmıştır. Bu zonun tektonik evrimi için çeşitli modeller önerilmiştir. Önceki yıllarda İstanbul zonunun bölgeye Dogger öncesinde yerleşmiş bir nap olduğu kabul edilirken (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör vd., 1984; Tüysüz, 1990) daha sonra İstanbul zonunun Kretase'de Moesya Platformu'ndan koparak bugünkü yerine yerleştiği kabul edilmeye başlanmıştır. Okay vd. (1994) bu zonun Üst Kretase-Eosen zaman aralığında iki transform fay boyunca güneye hareket ederek bugünkü yerine yerleştiğini, bunun arkasında ise Karadeniz'in bir yayardı havza olarak açıldığını belirtmişlerdir. Yılmaz vd (1997) ise İstanbul zonunun Sakarya kıtası ile biraraya gelmesinin Paleo-Tetis ve onun devamı olan İntra-Pontid Okyanusu'nun Triyas sonu ile Kretase arasındaki kapanması sonucunda olduğunu ileri sürmüşlerdir.

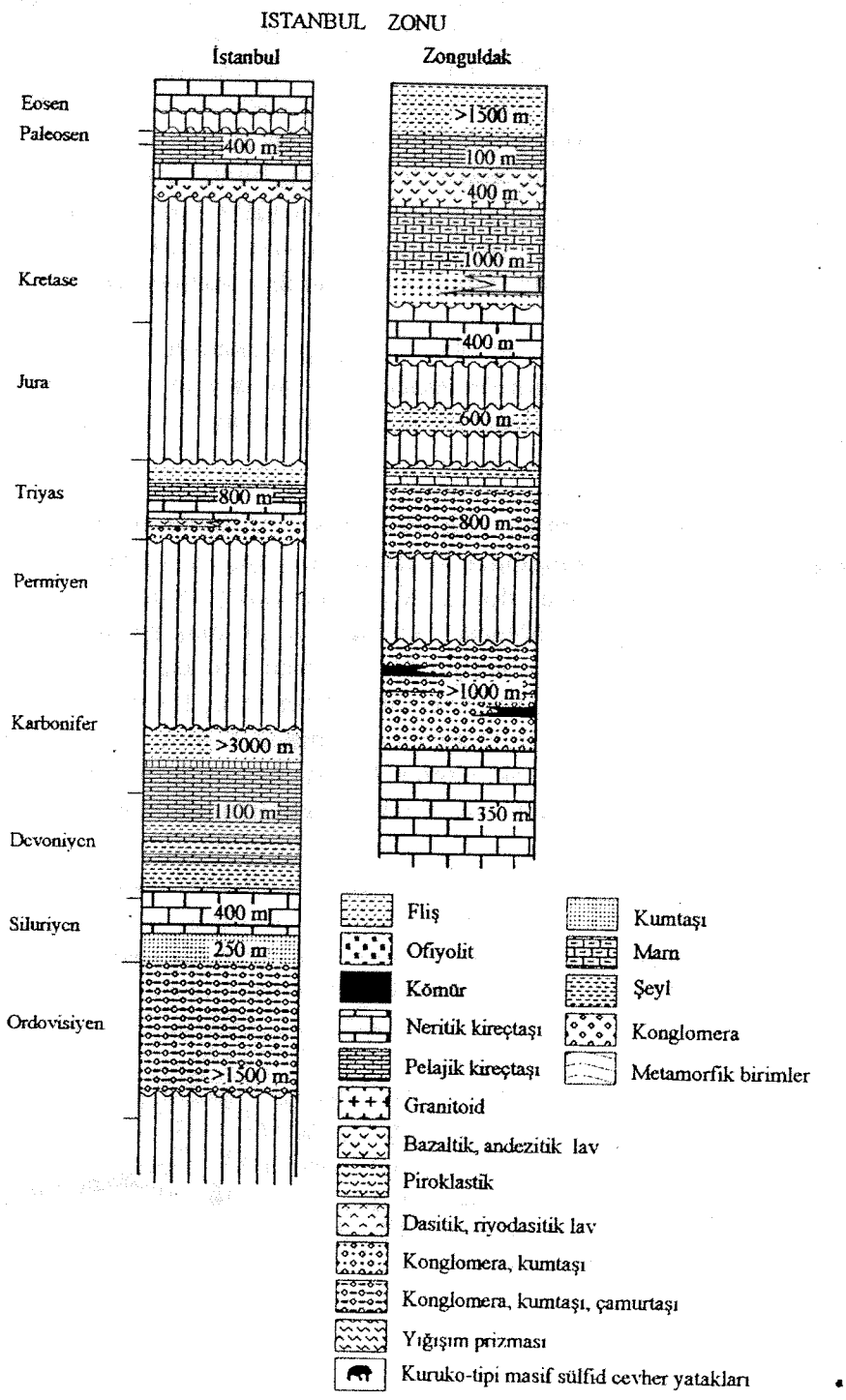
İstanbul zonunun Istranca Masifi ile olan dokanağı yukarıda belirtildiği gibi Orta Eosen çökelleri ile örtülü olması yüzünden görülememektedir. Bu zonun doğu sınırı ise Araç-Daday makaslama zonu adı ile bilinen (Yılmaz vd., 1997) bir makaslama zonu olup özellikleri ileride ele alınacaktır.

İstanbul zonunun en yaşlı birimleri bir Paleozoyik istifi ile temsil edilmekte, bu istifin üzerinde ise Triyas'tan başlayarak günümüze kadar uzanan yaştaki kayalar yeralmaktadır. Triyas istifi bu zonun batı kesimlerinde denizel, doğusunda ise karasal çökellerden oluşmaktadır. İstanbul zonu üzerinde Orta ve Üst Jura'da iki bölgesel transgresyon olmuş ancak bunlar zonun İstanbul-Akçakoca arasındaki kısmını aşmamışlardır (Şekil 26). Erken Kretase'de Karadeniz'in açılması ile yaşıt olarak İstanbul zonu üzerinde Zonguldak ve Ulus havzaları açılmıştır. Bu havzaların içerisinde ve Karadeniz kıyısında geç Kretase'de şiddetli bir magmatik aktivite ve buna eşlik eden önemli tektonik olaylar yaşanmıştır. Magmatik aktivitenin Maastrihtiyen'de bitmesinin ardından İstanbul zonu üstünde Devrek ve Safranbolu gibi Tersiyer havzaları gelişmiştir (Şekil 26).



Şekil 26. Orta ve Batı Pontidler'in başlıca tektonik birlikleri

İstanbul Paleozoyik istifi Ordovisiyen'den Karbonifer'e kadar uzanan değişik yaş ve litolojideki kayaları içerir. Geniş yayılım alanı içerisinde bu litolojiler gerek stratigrafik ilişkileri gerekse geliştikleri ortamlar açısından farklı özellikler sergilerler. Bunun en belirgin örneği ise Karbonifer yaşlı kayalarda gözlenir. Bunlar, İstanbul çevresinde çört bantlı derin denizel türbiditlerle, Zonguldak çevresinde ise içerisinde Türkiye'nin tek taşkömürü rezervini bulunduran karasal kırıntılılarla temsil edilmiştir (Şekil 27).



Şekil 27. İstanbul zonunun batı ve doğu kesimlerine ait genelleştirilmiş stratigrafi kesitleri (Okay ve Tüysüz, 1998 den alınmıştır).

İstanbul Paleozoyik istifinin üzerinde geliştiği temel Sünnice Masifi'nde, Düzce kuzeyinde Kaplandede Dağı'nda (Aydın vd., 1987), ve Araç ilçesi batısındaki Karadere'de (Arpat vd., 1974; Dean vd., 1997) görülür. Şengör (1984) tarafından Pan-Afrikan olarak değerlendirilen bu temel, amfibolit ve migmatitler ile bunları kesen post-tektonik granitlerden oluşmaktadır (Yılmaz ve Tüysüz, 1984). Her iki alanda da Paleozoyik istifi bu temel üzerinde diskordan olarak duran Alt Ordovisiyen yaşlı (Dean vd.,1997) kırmızı çamurtaşları ile başlar.

İstanbul civarında Paleozoyik istifinin görünen tabanında (Şekil 27) 1000 m'den fazla kalınlıktaki alüvyon yelpazesi ve örgülü akarsu (Önalan 1982) kırıntılıları bulunur. Ordovisiyen yaşlı (Sayar, 1970) bu birim üste doğru plaj ve gelgit ortamında çökelmiş kuvasarenitlere geçer.150-300 m arasında kalınlığa sahip olan kuvarsarenitlerin üzerinde ise üst kesimlerinde bol fosilli kireçtaşı bant ve mercekleri içeren Landoveriyen yaşlı (Yalçınlar, 1956; Haas, 1968; Önalan, 1982) ince kırıntılılar vardır. 250 m kadar kalın olan bu birim lagüner bir ortam ürünüdür (Önalan, 1982). Daha üstte ise Üst Landoveriyen yaşlı (Haas, 1968, Sayar,1962, Önalan, 1982) bir kum barını temsil eden (Önalan, 1982) beyaz renkli, çapraz tabakalı, yer yer biyostromal fosil seviyeli subarkozlar vardır.

İstanbul Paleozoyik istifinin bu kırıntılı alt birimlerini kalın bir karbonat dizisi takip eder. Bu karbonat dizisi, bol fosilli, kuvars kumlu, killi, bazan da yumrulu - bantlı bir kireçtaşı ile başlar. Venlokiyen - Ludloviyen yaşlı birim, resif çekirdeği ve resif önü ortamlarını temsil etmekte olup kalınlığı 400 m dolayındadır. Bu birimin üzerine ise önce ince tabakalı, laminalı bir kireçtaşı ve daha sonra koyu renkli, yer yer çok ince şeyl seviyeli kireçtaşları ve nihayet yumrulu kireçtaşları bulunur. Alt Devoniyen yaşlı bu üst karbonat kesimin alt düzeyleri sığ şelf, üst düzeyleri ise bu şelfin dalga tabanı altı ortamlarında çökelmişlerdir. Yumrulu kireçtaşlarının üzerine önce karbonatlı bir kumtaşı - şeyl ardalanması, sonra kireçtaşı bantlı şeyl ve son olarak da bir kireçtaşı istifi gelir. Orta Devoniyen yaşlı (Haas 1968, Kaya 1973) bu kesim başlıca açık şelf - derin deniz ortamını (Önalan 1982) temsil etmektedir. Üst Devoniyen'de ise üste doğru çört, radyolaryalı çört ve silisli şeyl ardalanmasına geçen ince katmanlı kireçtaşları ve ara seviyeler halinde laminalı şeyller gelişmiştir. İstifin Karbonifer'e geçiş düzeylerini temsil eden bu kesimler açık bir şelf ortamının derin kısımlarında ve bu şelfin olasılıkla güneyindeki bir havzaya bakan yamaçlarında çökelmiştir (Görür vd., 1997).

Karbonifer istifinin alt kesimleri koyu renkli, ince laminalı ve fosfat nodüllü radyolarit ve radyolaryalı çörtlerden oluşur. Kalınlığı 50 m.den daha az olan bu Vizeen yaşlı (Abdüsselamoğlu 1963, Baykal ve Kaya 1963, Haas 1968) birim karbonat kompensasyon derinliği altında bir çökelmeyi işaret etmektedir. Bu istifi üste doğru türbiditik kumtaşı ve şeyl ardalanmaları izler. Bu fliş istifinin üst kesimlerinde kireçtaşı, kumlu kireçtaşı ve bitki kırıntılı konglomera arakatkıları görülmeye başlar. İstifin en üst düzeylerinde ise Orta - Üst Vizeen yaşlı (Kaya, 1968) kireçtaşları yeralır.

Zonguldak Havzası'nda ise Paleozoyik istifi (Şekil 27) Bartın-İnkum çevresinde Üst Silüriyen-Alt Devoniyen yaşlı demirli ve killi kumtaşı ve kuvarsitlerle ile başlar (Tokay 1955 ve 1962). Daha üstte Alt Devoniyen-Vizeen yaşlı karbonatlar vardır. Orta Devoniyen'de yer yer çörtlü ve çoğun dolomitik, Üst Devoniyen'de alt kesimleri fosilli dolomit ve Vizeen'de çörtlü-dolomitik kireçtaşları çökelmiştir. Vizeen sonunda dolomitik kireçtaşlarıyla dereceli geçişli şeyl-kumtaşı, Stefaniyen dönemine kadar ise yaygın kömür damarlı konglomera, kumtaşı ve şeyller çökelmiştir (Tokay 1955, 1962).

Zonguldak Karbonifer istifi, Türkiye'nin tek taşkömürü havzasını içerisinde bulundurması yüzünden oldukça eski dönemlerden beri yerbilimcilerin dikkatini çekmiş ve çeşitli araştırmalara konu edilmiştir (Stassinopoulos, 1906; Lucius, 1926; Arni, 1927, 1936, 1938, 1940, 1941, 1942,

1943; Grancy, 1937,1938, 1939, 1940; Granigg, 1936, 1938. Bu konuda daha geniş bir referans listesi için Canca, 1994 e bakınız). Zonguldak Karbonifer istifi içinde dört formasyon ayırdedilmektedir. Bunlar içerdikleri kaya toplulukları itibariyle birbirlerine benzeyen ve çeşitli seviyelerinde kömür damarları içeren Üst Vizeen-Üst Namuriyen yaşlı Alacaağzı formasyonu, Üst Namuriyen-Westfaliyen A yaşındaki Kozlu formasyonu, Westfaliyen B, C, D yaşlı Karadon formasyonu ve Westfaliyen D döneminde gelişen Kızıllı formasyonudur. Kerey (1985), Karbonifer istifinin sığ epikontinental bir denizden başlayarak üst seviyelerinde taşkın ovası, göl ve akarsu kırıntılılarına kadar ulaşan regresif bir seriyi temsil ettiğini belirtmiştir.

İstanbul Paleozoyik istifi, metamorfik bir temel üzerinde Kambriyen sonu-Ordovisiyen'de karasal- akarsu çökelleri ile başlamakta, Siluriyen'de kenar fasiyeslerine, Devoniyen'de ise platform karbonatlarına geçmektedir. İstanbul civarında bu transgresif istif giderek derinleşen bir ortamda Orta ve Üst Devoniyen derin denizel çörtlü kireçtaşları ve Karbonifer türbiditik kırıntılılarının çökelimi ile gelişimini sürdürmüş, Karbonifer başında karbonat kompensasyon derinliği altına kadar çöken bölge bunu takiben nedeni çok iyi bilinmeyen ancak önemli bir tektonik etkiye maruz kalmış ve giderek sığlaşmıştır. Zonguldak Havzası'nda ise Geç Siluriyen'deki karasal - fluviyatil ortam Alt - Orta Devoniyen'den itibaren yerini Vizeene kadar varlığını sürdürecek olan bir karbonat platformuna bırakmıştır. Bu bölgede ortam İstanbul istifindeki kadar derin deniz koşullarına ulaşamadan yerini Vizeen'den itibaren regresif bir istife bırakmıştır. Bu regresif dönem İstanbul çevresinde ise orta-geç Vizeen'den itibaren başlamıştır. Zonguldak dolaylarında Karbonifer'de çökelen kırıntılı istifler bölgede sığ denizelden başlayarak delta ve giderek karasal ortam koşullarının mevcut olduğunu belirtmektedir. Erken Westfaliyen'de çökelmiş olan ve taşkın ovası, örgülü ve menderesli akarsu ve bataklık ortamlarını temsil eden kaba kırıntılılar yer yer kökeni bilinmeyen piroklastik düzeyler içermektedirler. Benzer kırıntılılar içerisinde volkanik katkıların varlığı Moesya Platformu'nda da belirlenmiştir. Geç Vestfaliyen-Stefaniyen döneminde ise Zonguldak ve çevresindeki alanlar tedricen yükselerek Jura'ya kadar sürecek olan bir aşınma-karasal çökelme alanı haline gelmişlerdir.

Paleozoyik yaşlı istifler Karadeniz çevresi alanlarda yaygınca mostra verirler (Görür vd., 1995 ve 1997). Karadeniz kuzeyinde, eski Sovyetler Birliği'nin Avrupa kesiminde, Bulgaristan ve Romanya'da Moesya Platformu'nun temelinde Paleozoyik yaşlı çökeller bulunmaktadır. Oaie (1986) nin Kuzey Dobruca'da tanıttığı Alt Karbonifer yaşlı Karapelit formasyonu alüvyal yelpaze çökelleri üzerinde gelişmiş olan örgülü akarsu kırıntılılarından oluştumaktadır ve Zonguldak Karbonifer'i ile benzer özelliklere sahiptir. Garetskiy (1968) Merkezi Dobruca'da Rifeen şistlerinin Ordovisiyen ve Siluriyen kuvarsitik kumtaşları tarafından örtüldüğünü belirtmektedir. Romanya ve Bulgaristanda Devoniyen'in alt kesimleri kırıntılı ve kireçtaşlarından üst kesimleri ise kireçtaşları ve dolomitlerden oluşmaktadır. Bulgaristan'da Karbonifer çökelleri kırıntılılarla bunlar içerisindeki seyrek marn, kireçtaşı, kömür ve tüf düzeylerinden oluşmaktadır. Kalınlığı 1800 m ye kadar ulaşan Karbonifer istifi Üst Vizeen, Namuriyen A, Westfaliyen A, B ve C yi belirleyen fosil fauna ve florasına sahiptir. Benzer şekilde kömür içeren istifler Romanyada da bulunmaktadırlar (Garetsky, 1970). Bu Paleozoyik istifleri gerek yaş ve stratigrafik pozisyonları, gerekse sedimanter yapıları ile Zonguldak Paleozoyik istifi ile kıyaslanabilir niteliktedirler.

İstanbul zonunun Paleozoyik yaşlı birimleri üzerinde Kocaeli Yarımadası'nda denizel, doğuda Amasra-Cide çevresinde ise karasal Triyas çökelleri bulunur. Kocaeli Yarımadası'ndaki Paleozoyik istifi üzerine açısal diskordan olarak gelen Alpin tipi denizel Triyas istifi altta transgresif başlayıp üstte regresif olarak biten bir tam seri ile temsil edilmiştir. Birim, üstte Üst Kretase yaşlı birimler tarafından açısal diskordansla örtülür.

Kocaeli Triyas istifi (Şekil 27) yer yer 1000 m kalınlığa kadar ulaşan karasal-sığ denizel bir taban konglomerası ile başlayıp üste doğru karbonat çimentolu lagüner ya da çok sığ denizel

kumtaşı, kireçtaşı ve dolomitlere geçer. Üst Skitiyen yaşlı bu kırıntılı ve karbonat ardalanmasının üstünde Üst Skitiyen-Alt Aniziyen yaşlı dolomitler ve ince marn arakatkılı yumrulu kireçtaşları vardır. 350-600 m kadar kalın bu birimin de üstünde yeralan Ammonitli kırmızı kireçtaşları tipik Halstatt fasiyesindedir. 35 m kadar kalın bu kesim Ammonitlerden edinilen yaş bulgularına göre Karniyen yaşındadır. Ammonitli kırmızı kireçtaşları üzerinde 10-140 m kalın Halobialı, gri-yeşil şeyller vardır. Mikritik kireçtaşı ve kalkarenit arakatkıları da içeren bu şeyller üste doğru sarı renkli, yaklaşık 90 m kalınlığındaki bitki kalıntıları içeren bir kumtaşına geçer (Şekil 27) (Assereto, 1972; Yurttaş-Özdemir, 1973; Gedik, 1975). Triyas istifinin paleomagnetik özellikleri tıpkı altında yeralan Paleozoyik istifi gibi Lavrasya kökenli olduğunu işaret etmektedir (Sarıbudak vd., 1989; Theveniaut, 1993).

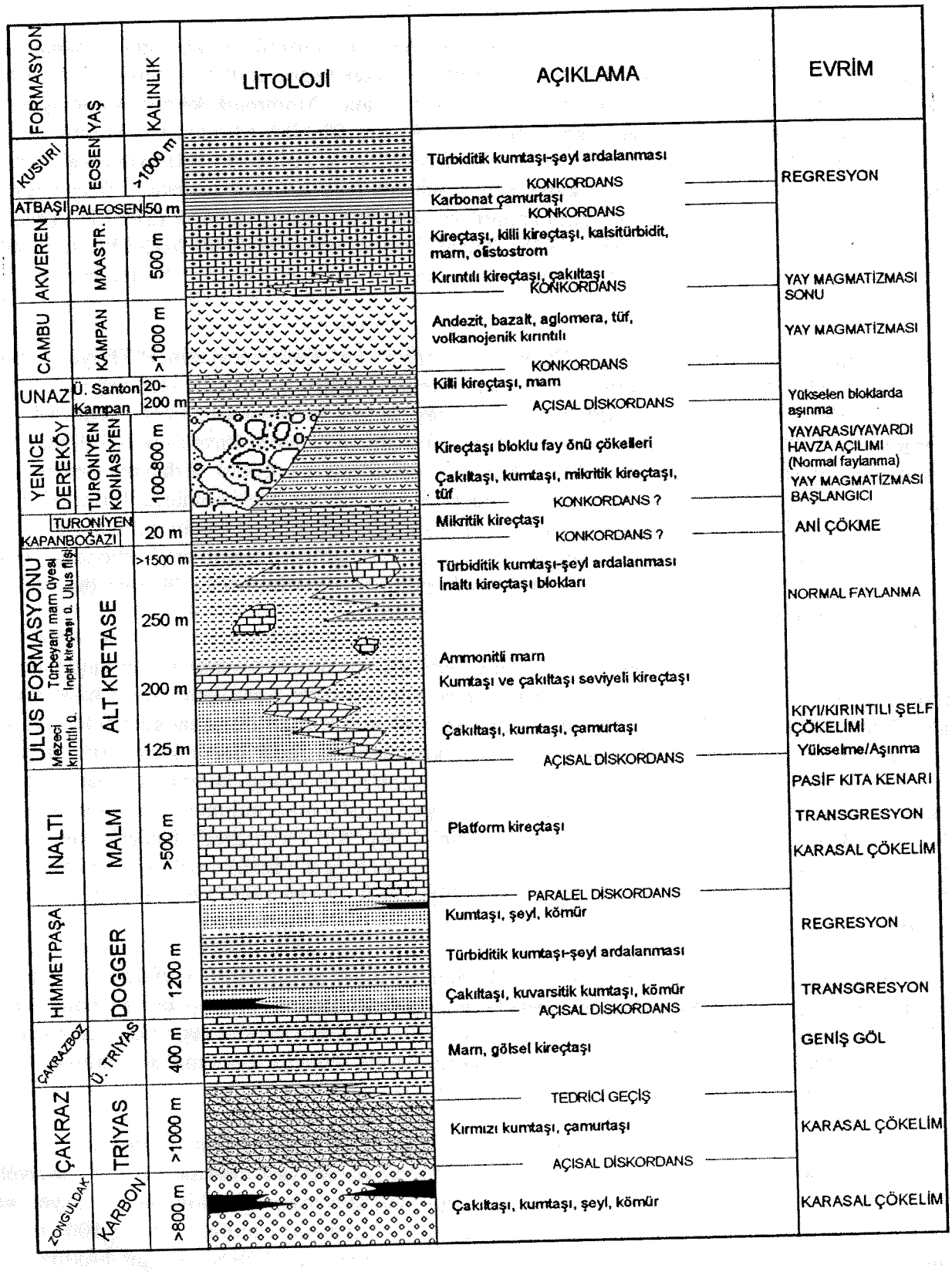
İstanbul zonunun doğusuda Çamdağ, Amasra ve Cide çevresinde Triyas, Kocaeli Yarımadası'ndan farklı olarak tümüyle karasal çökellerle temsil edilmiştir. (Grancy, 1937; 1938; Wedding, 1968, 1969, 1971; Fratschner, 1952; Tokay, 1954/55; Akyol vd., 1974; Aydın vd., 1986; Yergök vd., 1987; Alişan ve Derman, 1995). Birimin alt seviyelerini kırmızı renkli örgülü akarsu çakıltaşları oluşturur. Bunlar üste doğru kumtaşı, çamurtaşı ve kiltaşı ardalanmasından oluşan menderesli akarsu-taşkın ovası çökellerine geçerler. Üst Karbonifer kömürlü birimleri üzerine diskordan olarak gelen (Tüysüz vd., 1997) ve kalınlığı 2000 m'yi bulan bu karasal çökeller üzerinde yer yer 400 m kalınlığa ulaşan Üst Triyas yaşlı gölsel kırıntılı ve karbonatlar bulunur (Şekil 27, 28). Triyas istifinin yaşı bu çökellerdeki polenlerle verilmektedir (Rutherford vd., 1992; Alişan ve Derman, 1995).

İstanbul zonunun doğu kesimlerinde Doggerde kısa ömürlü bir transgresyon yaşanmıştır. Bu transgresyonun ilk ürünleri kömür kırıntıları içeren kumtaşı-silttaşı ardalanması ve kalın kömürlü, ağaç fosilli siyah şeyllerle başlar. Birimin bu alt seviyeleri birbirleri ile yanal geçişli kıyı ve yakını çökellerden oluşmaktadır. İstifte üste doğru kıyı koşullarından açık deniz koşullarına geçildiğini işaret edern Ammonit, Belemnit ve Bivalv fosilleri içeren masif kiltaşı, kumtaşı ve marnlar görülür. Daha üstte ise yakınsak-ortaç türbiditik kumtaşı ve şeyl ardalanması bulunur. Türbiditlerin üzerinde ise yine kömür içeren şeyller bulunmaktadır (Şekil 28). Altta transgresif başlayıp üstte regresif biten bu birime içerdiği ammonitlere dayanılarak Liyas-Dogger yaşları verilmiştir (Grancy, 1938; Wedding, 1969; Akyol vd, 1974; Yergök vd, 1989). Ancak Derman vd.(1995) palinomorflara göre birimin Liyas'ı içermediğini ve Dogger yaşında olduğunu ileri sürmüşlerdir.

İstanbul Zonu'nda çok daha uzun ömürlü olan bir diğer transgresyon Oxfordiyen'de başlamış ve bu zonun İstanbul-Akçakoca arasında kalan kesimi dışında yaygın bir karbonat istifinin gelişmesine yolaçmıştır. İnaltı formasyonu adı ile bilinen (Ketin ve Gümüş, 1963) bu birim taban seviyelerindeki kırıntılı kesimi bir yana bırakılacak olursa oldukça monoton bir karbonat istifi ile temsil edilir (Şekil 27, 28).

İnaltı formasyonu tabanda kırmızı karasal kırıntılılar ya da kumlu, killi, ince tabakalı kireçtaşları ile başlar. Alt kesimlerinde yer yer resifal ya da bireysel mercan kapsayan seviyeler de mevcuttur. İstifin daha üst kesimleri ise oldukça homojen olup genelde mikritik, yer yer az dolomitik ve seyrek olarak da algli karbonat çamurları şeklindedir. Kalınlığı yer yer 1000 m'yi aşan birim içerisinde bulunan fosiller Üst Oxfordiyen-Berriasiyeni belirtmektedir (Akman, 1992; Derman ve Sayılı, 1995; Tüysüz vd., 1997). İnaltı formasyonu tipik bir platform karbonatıdır ve İstanbul zonu üzerinde geç Jura'dan itibaren güneye bakan bir pasif kıta kenarının geliştiğini belgelemektedir. Birim bu özellikleri ile Moesya Platformu'nda daha önce tanıtılan yaşıt platform karbonatları ile deneştirilebilir.

İnaltı kireçtaşının çökelimini takiben İstanbul zonu üzerinde iki önemli havza açılmıştır. Bunlar bugün birbirlerinden Tersiyer yaşlı Devrek havzası ile ayrılan Zonguldak ve Ulus

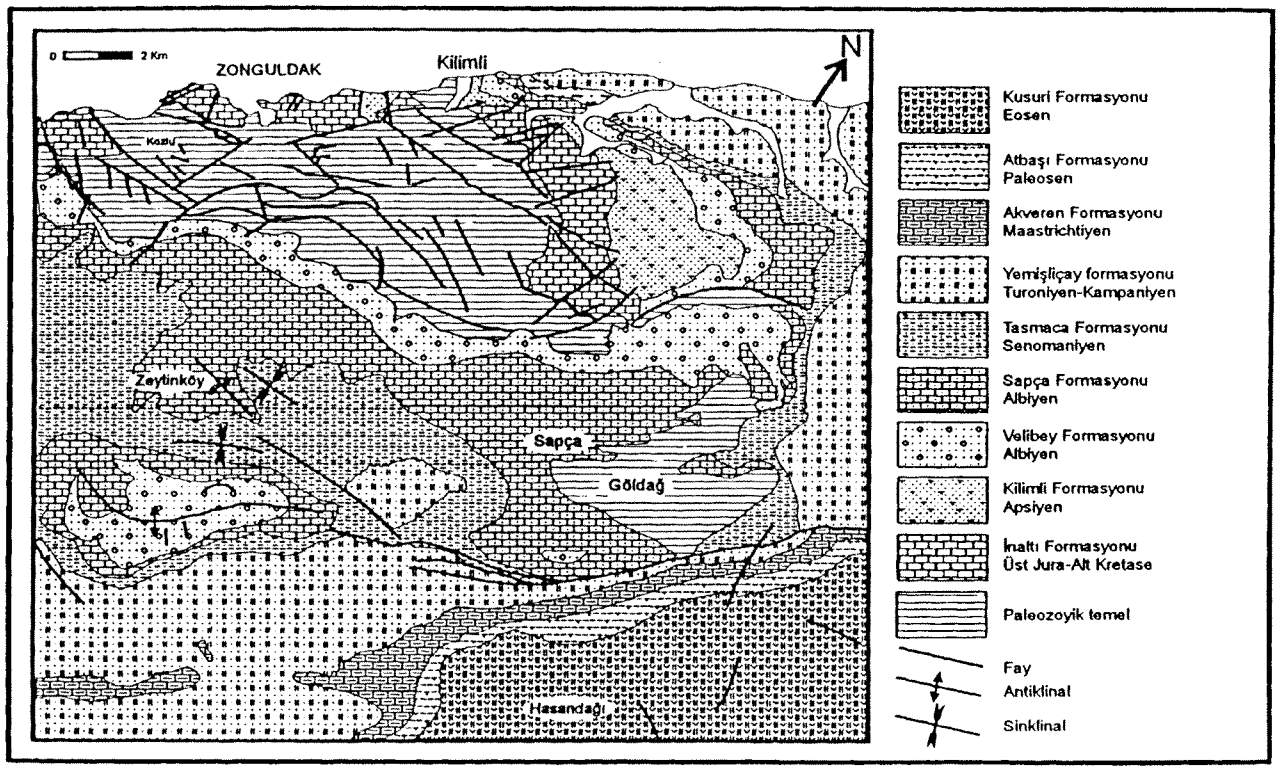


Şekil 28. Zonguldak-Cide civarının genelleştirilmiş startigrafi kesiti (Tüysüz vd., 1997 den alınmıştır)

havzalarıdır (Şekil 26). Her iki havzanın da stratigrafisi bunların gelişiminde normal fayların önemli bir rol oynadığını göstermektedir. İstanbul Zonu'ndan elde edilen jeolojik verilere göre İnaltı karbonat platformunun gelişiminin hemen arkasından bölgede önemli bir gerilme dönemi ve buna bağlı olarak da normal faylar gelişmiştir. Karbonat platformu en geç Valanjiniyen'de sona ermiş,

kısa bir aşınma döneminin ardından geç Barremiyen'de bu defa yeni ve farklı bir çökelme dönemi başlamıştır. Bu yeni dönem önceki sakin platform gelişiminin aksine tektonik açıdan son derece hareketli geçmiştir. Daha önce de belirtildiği gibi küçük zaman farklılıkları bir yana bırakılacak olursa Barremiyen sonu-Albiyen tüm Karadeniz çevresinde çökelme rejiminin değiştiği bir döneme karşılık gelmektedir. Bu dönem kimi bölgelerde çökelme olmaması gözetilerek bir yükselme dönemi olarak değerlendirilmiştir. Batı Karadeniz bölgesinde çeşitli bölgelerde yaptığımız gözlemlere göre İnaltı karbonat platformu ile onun üzerinde gelişen Üst Barremiyen-Albiyen çökelleri arasında kompresyonel anlamda bir deformasyon farkı yoktur. Aksine, gerek yapısal gerekse stratigrafik veriler Üst Barremiyen-Albiyen öncesinde gerilmeli bir rejimin etkin olduğunu, bu nedenle İnaltı karbonat platformunun normal faylarla parçalanıp yükselen blokların omuzlarında aşındırıldığını göstermektedir. Ancak yükselmenin tüm Karadeniz çevresinde hissedilir olması, bir sıkışma ile değil de normal faylanma öncesi rejyonal bir termal domlaşmanın gelişmiş olması şeklinde izah edilebilir.

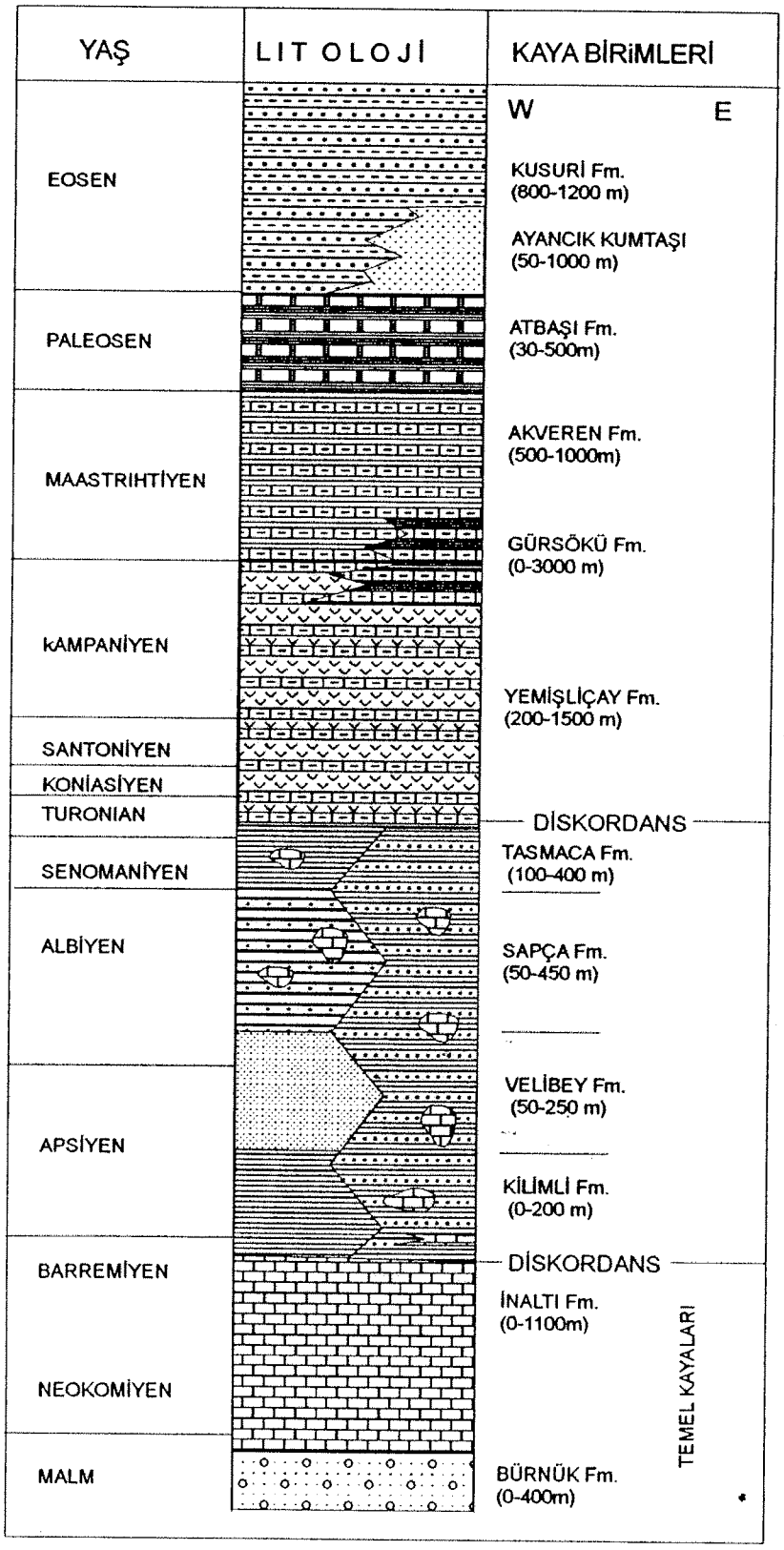
Zonguldak ve Ulus havzaları Batı Karadeniz evriminin önemli parçalarıdır. Bugün birbirinden ayrılmış olarak izlenen (Şekil 26) bu iki havza İstanbul zonu üzerinde Batı Karadeniz havzası ile birlikte gelişmişlerdir. Bu bakımdan Karadeniz'in gelişimine ışık tutacak niteliktedirler.



Şekil 29. Zonguldak civarının jeoloji haritası (Canca, 1994 ten alınmıştır)

Zonguldak havzası (Şekil 26, 29) Ereğli ile Amasra arasında Karadeniz'e paralel olarak uzanır. Güneyde Devrek Havzası'nın Üst Kretase-Eosen birimleri tarafından örtülen havza doğuda İnaltı kireçtaşı ve temelinin görüldüğü Cide yükselimine kadar devamlıdır. Zonguldak Havzası'nın çökelleri kuzeyde İnaltı kireçtaşı üzerinde gelişmişlerdir. Havzanın güneyine doğru ise arada İnaltı kireçtaşı olmaksızın Paleozoyik üzerine otururlar. Bu durum havzanın güney kesiminin İnaltı kireçtaşının çökeliminden sonra aşındırılmış olduğunu göstemektedir Zonguldak yükselimi olarak bilinen (Derman, 1990a) bu eski yapının aksine Zonguldak Havzası'nın temeli bugün kuzeyde

Karadeniz kıyısında izlenmektedir. Bunun nedeni ise havza birimlerini de etkilemiş olan Tersiyer sıkışmalı tektoniğidir. Havzanın kuzeyinde İnaltı formasyonu Paleozoyik istifini diskordan olarak örter. Doğuda ise Cide yükselimine doğru İnaltı formasyonunun altında Triyas ve Dogger birimleri vardır.



Şekil 30. Zonguldak Havzası'nın genelleştirilmiş startigrafi kesiti (Görür ve Tüyüsüz, 1997 den değiştirilerek alınmıştır)

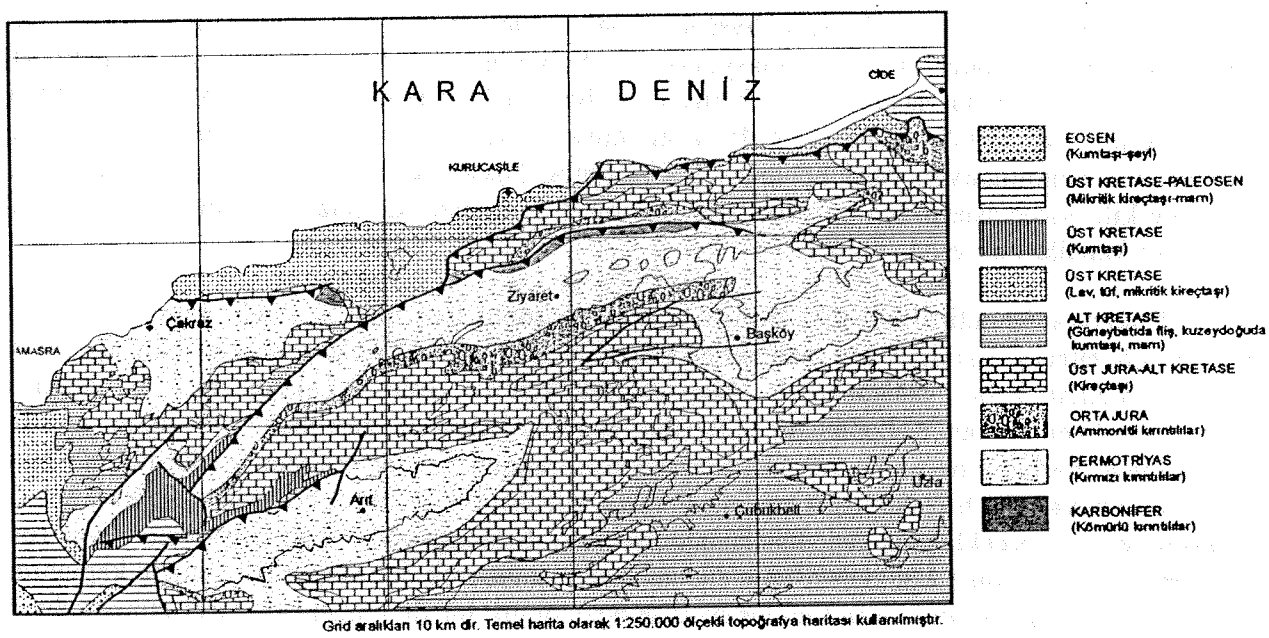
Havza çökelleri Üst Barremiyen-Alt Albiyen yaşlı kırıntılı ve karbonatlarla başlar (Şekil 28, 30). Yapısal verilere göre bu birimin çökeliminden önce kuzeyde yeralan İnaltı formasyonu ve daha alttaki birimler güneye doğru tilt olmuşlar, güneydeki alanlar ise bütünüyle yükselmiş ve temel birimlerine kadar aşındırılmışlardır (Tüysüz vd., 1997). Bu yapı bölgede Zongudak Havzası'nın gelişmeye başlamasının bir horst-graben sisteminin gelişimi ile az çok yaşıt olarak başladığını göstermektedir.

Zonguldak Havzası'nın tabanındaki kırıntılılar fay kontrolunda alüvyal yelpaze çökelleri (Derman, 1990) ve bunlarla yanal-düşey geçişli plaj kumtaşlarıdır (Şekil 28, 30). Plaj kumtaşları içerisinde yersel olarak Rudistli resifal kireçtaşı mercekleri vardır. Yer yer bu kumtaşları üste doğru *Orbitolina* fosilleri içeren Üst Barremian-Alt Apsiyen yaşlı (Akman, 1992; Tüysüz vd,1997) kireçtaşı ve dolomitlere geçerler. Zonguldak doğusunda Kilimli formasyonunun Apsiyen yaşlı (Tokay, 1952; Saner, 1981; Yergök vd., 1987; Akman, 1992), organik madde açısından zengin gri-siyah lagüner şeyl ve marnları bu kireçtaşlarını örterler. İstifin daha üstünde yeralan Velibey formasyonu Kilimli formasyonunun bulunmadığı yerlerde kendisinden yaşlı birimler üzerinde diskordan olarak duran çapraz katmanlı plaj kumtaşları ve bunlar içerisindeki seyrek kireçtaşı arakatkılarından oluşmaktadır. Bu kireçtaşı arakatkıları içerisinde bulunan *Rudist* ve *Orbitolina* fosilleri birime Albiyen yaşını vermektedir (Tokay, 1952; Ketin, 1955; Derman, 1990a). Daha üstte yeralan Sapça formasyonu bol glokonili türbiditik kumtaşı, kumlu kireçtaşı ve marnlardan oluşmaktadır. Ta-c tipi kumtaşlarının tabanında yer yer iyi gelişmiş akıntı yapıları vardır (Görür vd., 1993). Bu istifte şeyller üste doğru giderek artar ve organik madde açısından zenginleşirler. Birim içerisinde yer yer daha alttaki formasyonlardan beslenmiş (Derman, 1990a ve b) debris-flow seviyeleri ve bloklar da vardır. Sapça formasyonu fosil verilerine göre Albiyen yaşındadır (Tokay, 1952; Aydın vd., 1987; Canca, 1994). Zonguldak Havzası'nın en üst birimi olan Tasmaca formasyonu Senomaniyen yaşlı (Tokay, 1952) organik madde açısından zengin, Ammonitli mavi marn ve killi kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bu birim içerisinde de bazı olistolitler ve debris-flow seviye ve kanalları da vardır (Şekil 30).

Yukarıda da belirtildiği gibi Bolu-Akçakoca hattının batısında ne İnaltı kireçtaşı ne de Alt Kretase çökelleri gelişmiştir. Bu nedenle bu bölgenin Jura-erken Kretase süresince bir aşınma alanı halinde olduğu kabul edilmektedir. Geç Barremiyen'de Bolu-Akçakoca hattının doğusunda başlayan çökelim, bu bölgenin geç Barremiyen'den itibaren gerilmeli bir rejim tarafından etkilenmeye başladığını ve bu rejimin Senomaniyen sonuna kadar etkisini sürdürdüğünü belirtir. Geç Barremiyen'de bir horst-graben yapısının gelişimi ile birlikte bölgesel ölçekte bir deniz transgresyonu gerçekleşmiş ve bu transgresyonun başlangıcında kıyı fasiyesleri ve resifler çökelmiştir. Daha sonra bölge çökmeye devam etmiş ve giderek derinleşen bir denizle kaplanmıştır. Zonguldak Havzası'nı dolduran tüm birimler güneye doğru bir derinleşmeyi işaret etmektedir. Ulus ve Sinop havzalarının aksine Zonguldak Havzası'nda erken Kretase'de gelişmiş bir volkanik faaliyet bilinmemektedir.

Zonguldak Havzası'nda Senomaniyen-Kampaniyen dönemi bir magmatik yayın gelişimine şahitlik etmiştir. Bu dönem Tasmaca marnları üzerinde diskordan olarak oturan Senomaniyen yaşlı kiltaşı, silttaşı ve kumtaşları ile başlar. Bu birim içerisindeki bloklar ve debris-flow seviyeleri çökelmenin faylanma ile birlikte olduğunu göstermektedir. İstifte üste doğru bol volkanik gereç içeren exfoliasyonlu kumtaşları görülür. Bunlar doğuya doğru andezitik-bazaltik lavlar ve piroklastiklerle giriktir. Zonguldak havzası üzerinde gelişen bu ilk magmatizma, piroklastikler arasındaki mikritik kireçtaşı arakatkıları içerisinde bulunan *Globotruncana* fosillerine göre Orta Turoniyen yaşındadır (Tüysüz vd., 1997). Zonguldak havzası birimleri ile volkanojenik istif arasındaki diskordansın bu magmatik faaliyetin gelişimi öncesinde geç Senomaniyen termal domlaşması ve bu nedenle gelişen faylanmanın bir sonucu olduğu kabul edilmektedir (Tüysüz, hazırlanmakta).

Cide yükseliminde İnaltı formasyonu ve daha yaşlı birimler üzerinde çökelmiş olan Alt Kretase yaşlı kayalar Zonguldak Havzası'ndaki birimlerle aynı özelliklerdedir (Şekil 28). Bu yükselimin kuzeyinde Alt Kretase ve daha yaşlı birimler iki ana bindirme düzlemi boyunca kuzeye doğru Üst Kretase-Eosen birimleri üzerine itilmiştir (Şekil 31). Taban bloku durumundaki Üst Kretasenin en alt birimi daha yaşlı birimler üzerine diskordan olarak gelen ve exfoliasyonlu volkanojenik kumtaşları, tüfler, andezitik lavlar ve pelajik kireçtaşlarından oluşan Dereköy formasyonudur (Şekil 28). Bu birim içerisindeki *Globotruncana* fosilleri Orta Turoniyen-Koniasiyeni ve pelajik bir ortamı işaret etmektedir. Dereköy formasyonunun yanal devamı boyunca kalın debris-flow seviyeleri ve olistolitler görülür. Bu bloklu seviyelerin ana malzemesi Üst Barremiyen-Albiyen yaşlı neritik-resifal karbonatlardır. Bloklar *Globotruncana* fossilli pelajik karbonatlar ile sarılmıştır. Çok kötü boylanmış, köşeli, tane destekli debris-flow seviyeleri ve birkaçyüz m çapa ulaşan olistolitler pelajik bir ortama dökülen fay önü çökellerini temsil etmektedir. Bu faylanma evresi Karadeniz'in güney kenarını oluşturan alanları etkilemiş ve bir horst-graben morfolojisinin gelişimine neden olmuş, aşınma alanlarının hemen önünde pelajik çökelme alanları gelişmiştir (Tüysüz vd., 1997). Burada dikkati çeken husus horst-graben topoğrafyasının Cide-Ereğli arasında daha belirgin olduğu ve kuzeybatı-güneydoğu yönlü bir açılma sonucu gelişmiş olduğudur. Ereğli ve İnebolu arasındaki tüm Karadeniz kıyısında izlenen bu dönem Üst Kretase gerilmeli magmatik yayı içerisinde gelişmekte ve bir yayardı havza olan Karadeniz'in asıl açılma evresini temsil etmektedir (Tüysüz vd., 1997).



Şekil 31. Cide-Amasra arasının basitleştirilmiş jeoloji haritası (Akyol vd., 1974, Akman, 1992 ve Tüysüz vd., 1997 den yararlanılarak hazırlanmıştır)

Dereköy formasyonu ince bir pelajik kireçtaşı tarafından zayıf bir diskordansla örtülür (Şekil 28). Unaz formasyonu adı ile bilinen (Akyol vd., 1974) bu birim Cide'den daha doğuda Alt Kretase, Üst Jura ve hatta Karbonifer yaşlı birimleri doğrudan ya da ince bir kırıntılı tabanla örtmektedir. Üst Santoniyen-Kampaniyen yaşlı (Tüysüz vd., 1997) bu birim Dereköy formasyonunun çökelimi esnasında faylarla parçalanarak bir horst-graben topoğrafyası kazanmış olan bölgelerin Geç Santoniyen-Kampaniyen'de aniden derin bir denizle kaplandıklarını göstermektedir. Bu düzensiz topoğrafya üzerinde çökelmiş olan Unaz formasyonu genellikle çok ince olmasına rağmen tüm doğu İstanbul Zonu'nda bir kılavuz seviye gibi takip edilebilmektedir.

Unaz formasyonunun çökelimi esnasında volkanizma durmuş, ancak bu birimin çökeliminin hemen ardından yeniden, ancak bu defa çok daha şiddetli olarak başlamış ve Kampaniyen süresince devam etmiştir. Unaz formasyonunun gelişim evresi Görür vd. (1993) tarafından tanımlandığı gibi Karadeniz'de erken Kretase'de başlayan gerilme rejimi sonucunda iyice incelmiş olan kıtasal kabuğun koparak okyanusal yayılmanın başladığını işaret etmektedir.

Maastrihtiyen başında volkanizma sona ermiş, volkanitlerin üzerinde kuzeyde Karadeniz kıyısında Maastrihtiyen kalsitürbiditleri çökelmiştir. Cide yükselimi ve bunun gibi bazı alanlar olasılıkla Maastrihtiyen başında yükselerek su üstüne çıkmışlar fakat çok kısa bir zaman sonra yeniden transgresif olarak örtülmüşlerdir. Maastrihtiyen'deki bu yükselim olasılıkla İstanbul zonunun güneyindeki İntra-Pontid Okyanusu'nun kapanmasının bir sonucudur. Maastrihtiyen aynı zamanda güney ve batı alanlarda yeni bir transgresyonun başlangıcına karşılık gelmektedir. Bu yeni transgresyon güney ve batıda Jura-erken Kretase süresince aşınma alanı halinde kalan bölgeleri de kaplamıştır.

İstanbul zonu üzerinde gelişmiş en geniş çökel havza olan Ulus havzası da (Şekil 26) Zonguldak havzası gibi Kretase çökelleri ile doldurulmuştur. Ulus havzası havza çökellerinin nitelikleri açısından iki kısma ayrılabilir. Havzanın batı kesimi güneydoğuda Sünnice Masifi, kuzeydeki Cide yükseliminde ise Üst Jura platform kireçtaşları ve daha alttaki birimler üzerinde gelişmiştir. Havzanın bu kesimi güneydoğuda ise Safranbolu Tersiyer havzası üzerine itilmiştir. Ulus Havzası'nın ikinci kısmı Araç-Cide hattının doğusunda yeralır. Bu kesimi batıdan ayıran temel farklılık ise gerek çökelme sırasında gerekse çökelme sonrasında çok şiddetli bir tektonikten etkilenmiş olması ve çökelime volkanitlerin de eşlik etmiş olmasıdır.

Cide yükseliminde Ulus Havzası'na ait birimler Üst Jura platform karbonatları üzerinde diskordan olarak duran alüvyal yelpaze çökelleri ile başlar. Bu birim üste doğru ve yanal olarak önce plaj kumtaşı ve konglomeralarına daha sonra da Ammonitli marnlara geçer. Yersel olarak oolitli kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşları da gelişmiştir. Tipik bir havza kenarı fasiyesini temsil eden bu alt kesimin çökelimi yer yer faylarla kontrol edilmiştir. Fosil verilerine göre Barremiyen-Apsiyen yaşında olan (Tüysüz vd., 1997) bu istif Zonguldak Havzası'nın kuzey kenarında tanıtılan istiflerle yakın bir benzerlik sunar.

İstifin üstüne doğru türbiditik kumtaşı-şeyl ardalanması görülmeye başlar. Bu fliş istifi altta yakınsak, üstte ise ıraksak türbiditlerden oluşmaktadır. Yakınsak kesimde boyutları yüzlerce m'yi bulan İnaltı kireçtaşı blokları, debris-flow seviyeleri ve kanalları, ıraksak kesimde ise radyolaryalı kırmızı-gri mikrit ve karbonatlı kırmızı pelajik çamurtaşı arakatkıları vardır. Bu istif içerisinden alınan seyrek yaş verileri erken Kretase ile Turoniyen arasında değişmektedir.

Güneydoğu alanlarda Ulus Havzası'nın çökelleri · Sünnice Masifi'nin magmatik ve metamorfik birimleri ile kısmen de Üst Jura platform karbonatları üzerinde diskordan olarak duran kaba kırıntılılarla başlar ve hızla bloklar ve debris-flow seviyeleri içeren kaba malzemeli fliş tipi çökellere geçer. Safranbolu havzası kuzeyinde Ulus Havzası'nın alt kesimlerinde birkaç yüz m kalın kaba konglomeralar vardır. Ahmetusta üyesi olarak bilinen bu birim denizaltı yelpazeleri şeklinde gelişmiş olup Ulus Havzası'nın açılmasında fay kontrolunu açık bir biçimde belgelemektedir.

Ulus Havzası'nın doğu kesiminde de havza çökelleri yine Alt Kretase yaşlı fliş tipi birimlerle temsil edilir. Ancak batı alanlardan farklı olarak bu fliş içerisinde boyutları kilometreyi aşan devasa bloklar halinde Triyas yaşlı karasal kırıntılılar ve Karbonifer yaşlı kömürlü birimler yeralmaktadır. Hatta Azdavay çevresinde bu Karbonifer bloklarından kömür üretimi bile yapılmaktadır (Canca, 1994). Bu iri blokların yanısıra kalınlığı 100 m'yi aşan kaba taneli debris-flow seviyeleri vardır ve

bunlar yer yer kırmızı renkli pelajik şeyl ve bazaltik lav seviyeleri de içeren bir fliş matriks içerisine gömülmüşlerdir. Tüm bu birimler çok fazlı deformasyonlardan etkilenerek birkaç evrede kıvrımlanmış ve foliasyon kazanmışlardır. Yer yer zayıf bir yeşilşist fasiyesi metamorfizmasının da izlendiği bu birimi etkileyen deformasyon büyük ölçüde yanal atım tektoniği ile gelişmiştir. Saha gözlemlerimize göre deformasyon erken Kretase sonu ile Santoniyen öncesi bir dönemde gelişmiştir. Ulus Havzası'nın doğu ucunu oluşturan bu aşırı deforme birim Araç-Daday makaslama zonu adı ile bilinir (Yılmaz vd., 1997). Bu makaslama zonu güneyde ise İntra-Pontid okyanusuna ait Üst Kretase yaşlı ofiyolitlerle birlikte dilimlenmiştir.

Yukarıda özetlenen veriler Ulus Havzası'nın en azından batı kesiminin Üst Jura yaşlı platform karbonatlarının çökeliminden sonra geç Barremiyen'den itibaren gerilmeli bir havza olarak açıldığını belirtmektedir. Cide yükseliminde Üst Barremiyen çökellerinin gelişiminden hemen önce temelin tilt olmuş bir yapı kazanması ve Ulus havzası içerisindeki birimlerin bloklu yapısı çökelmenin normal faylar kontrolunda geliştiğini gösterir. Kenar fasiyeslerinin daha çok kuzeyde olması, debris-flow seviyelerinin ve bloklanmanın ise güneyde daha yaygın olması havzanın güneye doğru derinleşen asimetrik yapısını işaret etmektedir. Havza güneye doğru hızla derinleşmiş ve fliş tipi çökellerle doldurulmuştur. Bu birimlerin kaynak alanları hem kuzey hem de güneydeki yükselmiş havza omuzlarıdır. Havza içerisindeki fliş tipi birimler Santoniyen-Kampaniyen yaşlı mikritler (Unaz formasyonu) tarafından örtülürler . Bu durum Ulus Havzası'nın da bu dönemde Cide yükseliminin kuzeyinde tanıtıldığı gibi Karadeniz havzası ile birlikte derin bir denizle kaplanmış olduğunu belirtmektedir.

Ulus ve Zonguldak havzaları gerek çökel dolgularının niteliği gerekse izlemiş oldukları evrim açısından benzer özelliklere sahiptir. Aynı durum Batı Karadeniz havzası için de sözkonusudur ve bugün farklı havzalar şeklinde izlenen bu üç havza belki de başlangıçta tek bir büyük havza şeklinde gelişmişlerdir.

Ulus Havzası'nın doğuda yeralan kesimi yukarıda da değinildiği gibi bir makaslama zonu halindedir. Bu zonu oluşturan birimlerin özellikleri bunların tektonik açıdan son derece aktif bir bölgede çökelmiş olduklarını göstermektedir. Havza içerisindeki devasa Karbonifer ve Triyas blokları havzanın en azından başlangıç kesimlerinde İstanbul zonu üzerinde ya da kenarında yeraldığını ve ondan beslendiğini göstermektedir. Birimi çökelme sonrası etkileyen deformasyon ise yanal atımlı fayların denetiminde gelişmiştir. Ulus Havzası'ndaki yanal atım tektoniği Unaz kireçtaşlarını etkilememiştir.

Ulus Havzası'nın doğu kesimi İstanbul zonunun doğu sınırının anlaşılmasında kritik bir bölgedir. Çünkü bu makaslama zonunun doğusunda yeralan Orta Pontidler aşağıda da tanıtılacağı gibi farklı özelliklere sahiptir. Okay vd (1994) İstanbul zonunun bugünkü yerine yaklaşık kuzey güney uzanımlı iki yanal atımlı fay boyunca yerleşmiş olduğunu ileri sürmüşlerdir. Araç-Daday makaslama zonunun yanal atım tektoniği sonucunda gelişmiş olması ve İstanbul zonuna ait birimlerin bu makaslama zonunun doğusunda görülmeyişi bu hipotezi desteklemektedir. Ancak Okay vd. (1994) İstanbul zonunun erken Kretase'de Odessa şelfindeki yerinden koparak erken Eosen'de bugünkü yerine yerleştiğini ileri sürmektedirler ki bu durum yukarıda belirtilen zamanlama ile çelişmektedir.

Ulus ve Zonguldak havzaları Düzce ve Bartın arasında kuzeydoğu-güneybatı yönünde uzanan Devrek havzası ile birbirinden ayrılır (Şekil 26). Maastrihtiyen-Eosen yaşlı çökellerle doldurulmuş olan Devrek havzası kuzeyde Zonguldak havzası, güneydoğuda ise Sünnice Masifi ve Ulus havzası üzerinde yeralır. Havza doğuya doğru Cide yükselimi ile sınırlanır. Ancak bu yükselimin kuzeyinde Cide çevresinde yeralan Eosen çökellerinin Devrek Havzası'ndakilerle aynı özelliklerde olması havzanın orijinalde bugünkü Karadeniz sınırları içerisine kadar uzanmış

olduğunu göstermektedir. Tüysüz vd (1997) Cide yükseliminin kuzey verjanslı bindirmelerle Eosen çökelleri üzerine ilerlediğini ve yükselimin oluşumundan bu bindirmelerin sorumlu olduğunu belirtmişlerdir. Cide çevresinde yüzeye çıkan bu bindirmelerin oluşturduğu kısalma Devrek Havzası'nda ise çoğu kuzey verjanslı olan kıvrımlanmalarla karşılanmıştır. Batıda İstanbul ile Akçakoca-Düzce arasındaki alanda da Üst Kretase-Eosen çökelleri Paleozoyik ve Triyas çökellerini ince bir örtü şeklinde transgresif olarak örtmektedir. Ancak bu bölgedeki yaşıt birimler Devrek Havzası'nı dolduran birimlere nazaran daha sığ bir ortamda gelişmişlerdir.

Devrek Havzası'nın taban birimleri havza çeresinde farklı özelliklere sahiptir. Havzanın Zonguldak havzası üzerine oturduğu kuzeybatıda bu iki havzaya ait çökeller arasında dereceli bir geçiş vardır. Burada Zonguldak havzası üzerinde gelişmiş olan Kampaniyen volkanoklastikleri üste doğru Maastrihtiyen mikritik kireçtaşı-marn ardalanmasına (Akveren formasyonu) geçer. Daha üstte yeralan Paleosen yaşlı ince bir marn seviyesini (Atbaşı formasyonu) takiben Eosen yaşlı türbiditlere geçilir. Benzer bir dizilim Cide yükseliminin kuzeyinde Karadeniz kıyısında da izlenmektedir.

Havzanın diğer kesimlerinde ise Akveren formasyonu Alt Kretase veya daha yaşlı birimler üzerine diskordan olarak oturmaktadır. Cide yükseliminde Akveren formasyonu Üst Jura paltform karbonatları üzerinde diskordan olarak oturan karbonat çimentolu konglomeralarla başlar. Gastropod ve Bivalv fosilleri de içeren bu sığ denizel istif beyaz renkli ince tabakalı mikritlere geçer. Bu mikritler Maastrihtiyen'i belirten pelajik foraminiferler içermektedir (Tüysüz vd., 1997).

Devrek Havzası'nın doğu kenarı boyunca havzanın altında tabanı görülmeyen kırıntılı bir birim vardır. Alt Kretase ve daha yaşlı birimler tarafından beslenmiş olan bu kötü boylanmış, köşeli taneli ve bloklu birim tipik bir fay önü çökelidir. Bu birimin benzerleri Devrek Havzası'nın güneydoğu kenarında da izlenmektedir. Bu kırıntılı istifin üstünde yine Maastrihtiyen mikritleri, bunların da üzerinde ise yine Paleosen yaşlı ince bir marn-karbonat çamurtaşı ve kalın Eosen türbiditleri bulunmaktadır.

Devrek Havzası'nın asıl dolgusunu oluşturan ve 1000-1500 m kalınlığa ulaşan türbiditler Kusuri formasyonu (Ketin ve Gümüş, 1963) adı ile bilinirler. Bu istif alt kesimlerinde ince tabakalı olup Tc-e tipi Bouma dizlimi gösterir. Üste doğru tane boyu ve tabaka kalınlıkları artar ve Ta-c tipi Bouma serileri izlenir. Bunun yanısıra üst seviyelerde tabakalanmayı kesen türbidit kanalları ve çökelime eşlik eden andezitik lav ve piroklastikler de görülür. Ancak bu volkanitlerin kökenine dair analitik bir veri bulunmamaktadır.

Devrek Havzası'nın dolduran Eosen birimleri havzanın hem kuzey hem de güney kenarlarından beslenmiştir. Fosil bulgularına göre Devrek Havzası'nda türbidit çökelimi Eosen başında başlamış, orta Eosen'de sona ermiştir.

Devrek havzası çökellerinin özellikleri bu havzanın büyük ölçüde fayların kontrolunda Maastrihtiyen'den itibaren geliştiğini gösterir. Bu açılmanın hemen öncesinde bölgenin yükselip aşındırılmış olması ve Üst Kretase boyunca aktif bir şekilde faaliyet gösteren yay magmatizmasının sona ermesi güneydeki İntra-Pontid Okyanusu'nun kapandığını gösteren verilerdir. Nitekim İntra-Pontid süturuna ait birimler Armutlu yarımadası ve daha doğudaki alanlarda Maastrihtiyen sığ denizel çökelleri tarafından diskordan olarak örtülmektedir.

İntra-Pontid Okyanusu'nun kapanmasının hemen ardından sıkışan İstanbul zonunun Ereğli-İnebolu arasındaki kesimi bu sıkışma neticesinde dilimlenmeye başlamış, bu esnada olasılıkla sol yanal atıma sahip faylar gelişmiştir. Devrek havzası bu yanal atımlı faylar arasında bir çek-ayır havza gibi açılmıştır (Tüysüz vd., 1997). Havzanın bugünkü kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı harita örneği de bu görüşü desteklemektedir. Havza kuzeydoğu devamında olasılıkla Karadeniz'in Cide'den daha doğuda kalan kesimi ile birleşik bir hal almıştır. Karadeniz kuşağında bilhassa Amasra'dan daha doğuda gözlenen kuzey verjanslı bindirmeler Amasra'dan daha batıda kalan

alanlarda yaygın değillerdir. Bu durum bindirmelerin Devrek Havzası'nın kuzeyinde kalan alanda daha etkili olduğunu, burada sık aralı bindirmeler yaratırken havza içerisinde kıvrımlarla karşılandığını, havzanın kuzey kenarının ise bu sıkışmalı deformasyondan etkilenmediğini göstermektedir. Bu durum olasılıkla Karadeniz suları altındaki kesim için de geçerlidir.

4.12. Orta Pontidler

Karadeniz'in güney kıta kenarını oluşturan Pontidler'in Araç-Daday makaslama zonundan daha doğuda kalan kesimi Orta Pontidler adı ile bilinir. Pontidler'in Samsun'dan daha doğudaki kesimi ise Doğu Pontid ayırdına karşılık gelmektedir. Büyük ölçüde Üst Kretase-Tersiyer yaşlı yay magmatitleri ile kaplı olan Doğu Pontidler ile Orta Pontidler arasında belirgin bir sınır yoktur.

Stratigrafik olarak Orta Pontidler'de iki farklı grup kaya vardır. Birinci grup çoğunluğu metamorfik olan Liyas ve daha yaşlı temel kayaları, ikinci grup ise bunları açısal diskordansla örten ve metamorfik olmayan Liyas ve daha genç yaştaki örtü kayalarından oluşmaktadır (Şekil 32).

Orta Pontidler'in Liyas ve daha yaşlı temeli Permokarbonifer ile Liyas arasındaki dönemde gelişmiş karbonat, kırıntılı ve magmatitler ile ofiyolitik kayalardan oluşur. Kargı Masifi ve kuzeyinde geniş yayılımı olan bu metamorfik ve çok fazlı deforme birimler Tüysüz (1990), Tüysüz vd (1989 ve 1990) tarafından sınıflanmış ve ayrıntılı olarak tanıtılmıştır. Buna göre Orta Pontid temeli kayaları Permiyen sonunda riftlenerek açılan Karakaya kenar denizi (Bingöl vd., 1975; Şengör ve Yılmaz, 1981; Tekeli, 1981; Şengör vd., 1984; Okay vd., 1991; Tüysüz vd., 1990; Koçyiğit, 1991) ile bu denizin kuzeyinde yeralan ve onunla bağlantılı olan Paleo-Tetis Okyanusu'nun artıklarından oluşmaktadır.

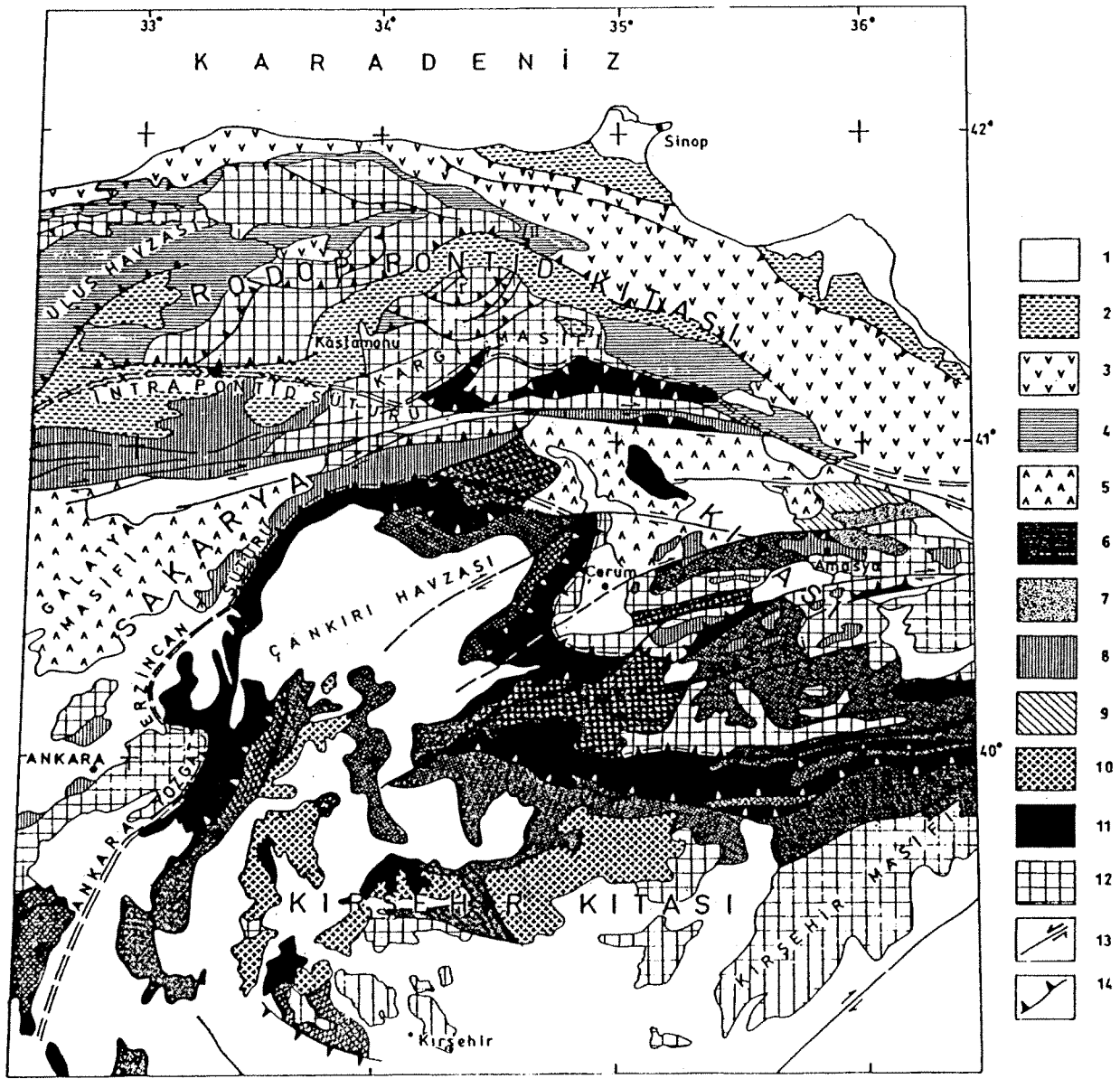
Orta Pontidler'in temelini oluşturan birimler Tüysüz (1990) tarafından üç gruba ayrılmıştır. Bunlar Permo-Triyas yaşlı Karakaya, Elekdağ ve Küre üniteleridir (Şekil 33).

Karakaya kenar denizinin artıklarını temsil eden Karakaya ünitesinin görülür en alt seviyelerinde konglomeratik gnays metakumtaşı ve fillatla vardır. Bunlar üste doğru Üst Karbonifer-Permiyen fosilleri içeren (Tüysüz ve Yiğitbaş, 1994) mermerleşmiş bir sığ denizel platform bir karbonat istifine geçerler. Karbonatların üstünde kalın bir fillat serisi vadır. Mafik lav ve tüf katkıları da içeren bu birim içerisinde alttaki Permo-Karbonifer platform karbonatlarından alınmış çok sayıda bloklar vardır. Bunun yanısıra birim içerisinde metamorfik ofiyolitik kaya blokları da vardır. Bu bloklu istifin üzerinde ise litolojik özellikleri çok değişen birkaç kilometre kalın mafik lav, piroklastik, kırıntılı ve mermer ardalanmaları vardır. Tüysüz (1985) tarafından çeşitli formasyonlara ayrılarak detaylı olarak tanıtılmıştır. Karakaya birliği Permo-Karbonifer platformu üzerinde Karakaya yayardı havzasının gelişimini belgelemektedir.

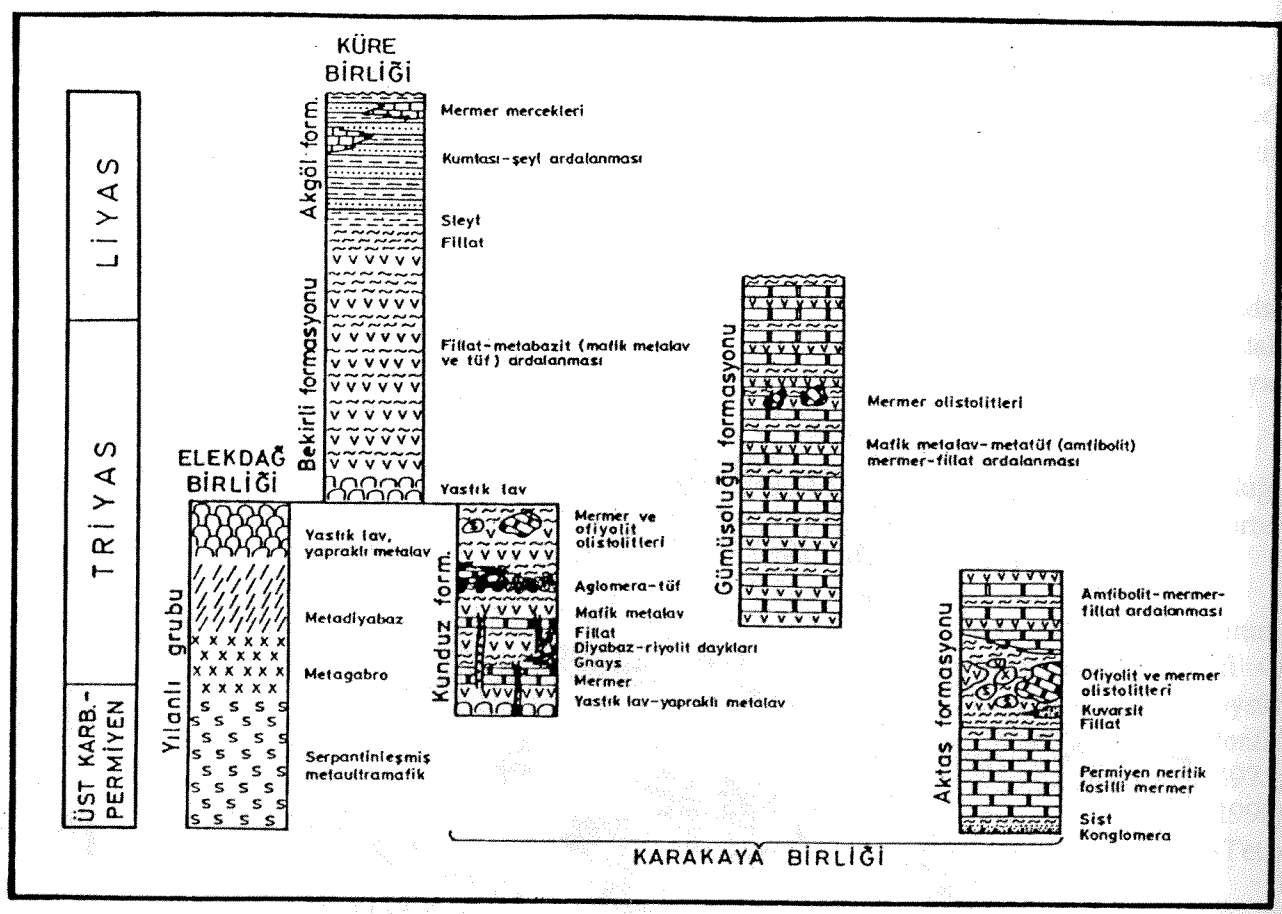
Orta Pontid temelinde yeralan ikinci ünite olan Elekdağ ünitesi bir ofiyolit istifi ile bu birime ait bloklar içeren bir ofiyolitik karmaşıktan oluşur. Bu birimlerin tümü yüksek basınç metamorfizmasından etkilenmiştir. Elekdağ ünitesinin Paleotetis Okyanusu'nun tabanını ve bunun dalma batması sonucu oluşan ofiyolitik karmaşığı temsil ettiği kabul edilmektedir (Tüysüz, 1990; Tüysüz ve Yiğitbaş, 1994).

Küre birliği Tüysüz ve Yiğitbaş (1994) a göre diğer iki ünitenin ortak örtüsü konumundadır. Yer yer yüksek basınç metamorfizmasından etkilenmiş olan bu birim altta homojen bir metatüf, fillat ardalanmasından oluşmaktadır. Bu birim üste doğru metamorfizmasının azalması, kaba kırıntılıların katılması ile Akgöl formasyonu adı ile bilinen bir fliş istifine geçmektedir. Küre civarında bu fliş istifi içerisinde spilitik lav düzeyleri ve çeşitli boyutta ofiyolit dilimleri vardır. Fliş istifi en alt düzeyleri haricinde istif metamorfizmadan diğer birimler kadar etkilenmemiş olup

Triyas-Liyas'ı belirten fosiller içermektedir (Ketin,1962; Kutluk ve Bozdoğan,1981; Aydın vd.,1986).



Şekil 32. Orta Pontidler'in jeoloji haritası. 1- Neojen ve daha genç kayalar. 2- Kusuri (Eosen) ve Cemalettin (Oligosen) formasyonlan (Ayrılmamış, yaşıt volkanitler de bu simge ile gsöterilmiştir); 3- Yemişliçay (Kampaniyen-Santoniyen), Gürsökü (Santoniyen-Alt Maastrihtiyen), Akveren (Maastrihtiyen Alt Paleosen), Atbaşı (Paleosen-Alt Eosen) formasyonlan; 4- Biirnük (Dogger - Malm), İnaltı (Kalloviyen-Barremiyen), Çağlayan (Barremiyen-Albiyen), Kapanboğazı (Üst Senomaniyen-Kampaniyen) formasyonları, 5- Volkanik ve piroklastikler (Eosen-Oligosen), 6- Kırıntılı kayalar (Üat Paleosen-Orta Eosen), 7- Lokman formasyonu (Orta Kampaniyen-Maastrihtiyen); 8- Bayırköy (Liyas), Bilecik (Üst Jura Alt Kretase) ve Soğukçam (Alt Kretase) formasyonlan; 9- Mudurnu formasyonu (Liyas-Dogger); 10- Granitoidler (Üst Kretase-Paleosen); 11- Ofiyolit, ofiyolitik melanj, ensimatik yay magmatitleri ve birlikteki çökeller (Senomaniyen-Maastrihtiyen); 12-Temel kayalan (Pontid ve Sakarya Kıt'alan için Paleozoyik Alt Mesozoyik, Kırşehir Kıt'ası için Prekambriyen-Üst Mesozoyik); 13- Yanal atımlı fay; 14- Ters fay, bindirme (Tüysüz, 1993a dan alınmıştır)



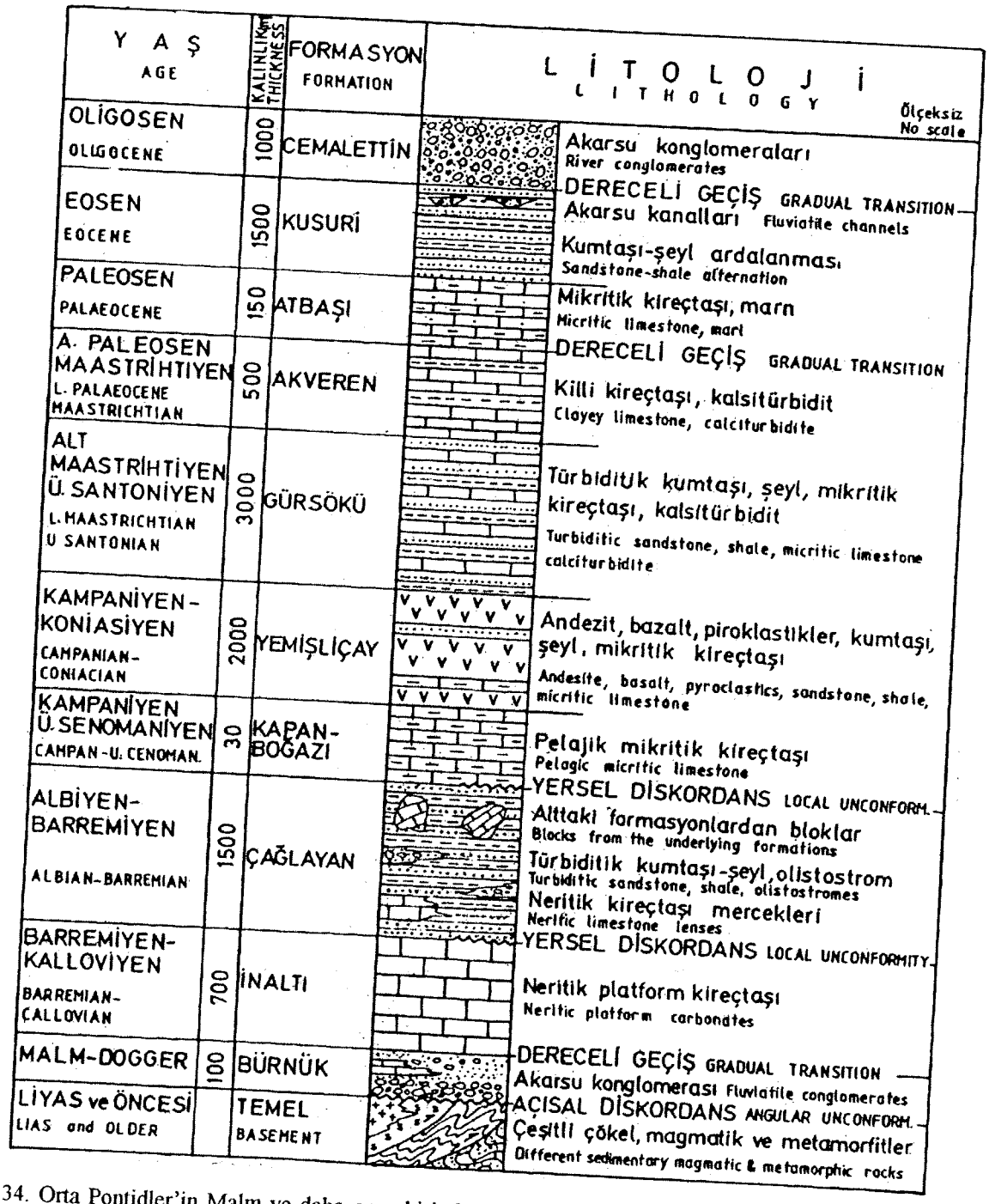
Şekil 33. Orta Pontidler'in temel kayalarına ait sütun kesitler (Tüysüz ve Yiğitbaş, 1994 ten alınmıştır)

Orta Pontidler'in örtü kayaları temel kayaları üzerinde bariz bir açısal diskordansla otururlar (Şekil 34). Temel kayalarının aksine bunlarda çok fazlı deformasyonlar ve metamorfizma görülmez. Örtü kayaları tek fazlı, genellikle silindirik ve eksen uzanımları kilometrelerce takip edilebilen kıvrımlardan etkilenmişlerdir. Bilhassa Karadeniz dağ kuşağında doğu-batı eksen uzanımlı, birbirini izleyen antiklinal ve sinklinaller yaygındır. Bu tür kıvrımlar temel kayalarını ve Eosen dahil tüm örtü kayalarını etkilemiştir. Neojen yaşlı kayalar ise bu kıvrımları örtmektedir. Bu Alpin yapıları denetleyen ve çoğunlukla da onların gelişimine yolaçan ana unsur ise tüm Karadeniz kuşağında görülen kuzey ve güney verjanslı bindirmelerdir. Şengör (1995) e göre tüm Karadeniz dağ kuşağı bu itilmelerin tabanındaki bir dekolman yüzeyi boyunca hareket etmiştir (Şekil 35). Bu yazarlara göre dekolmanın oluşma nedeni Karadeniz'in okyanusal nitelikli tabanının dekolmanın altındaki kesim için bir dayanak oluşturması ve üst kesimin desteklenmiş olan bu alt kesimden sıyrılmasıdır.

Kastamonu-Boyabat havzası içerisinde Alt Kretase-Oligosen yaşlı birimlerin bulunduğu asimetrik bir sinklinaldir. Kuzey kanadı Ekinveren ters fayı nedeniyle güneye devrilmiş olan bu kıvrımın güney kanadı ise güneydeki Kargı Masifi üzerinde transgresif aşmalıdır.

Kastamonu-Boyabat havzası ile kuzeyindeki Karadeniz dağ kuşağı birbirlerinden güney verjanslı Ekinveren ters fayı ile ayrılırlar (Şekil 32). Yukarıda sözü edilen dekolmanın güney sınırını da oluşturan bu fay ile Karadeniz dağ kuşağındaki Üst Kretase ve daha yaşlı kayalar havzadaki Oligosen ve daha genç kayalar üzerine itilmişlerdir. Ekinveren ters fayı olasılıkla erken Kretase'de normal bir fay olarak aktif hale gelmiş, geç Kretase'de inversiyona uğramış ve varlığını Alt Miyosen'e kadar sürdürmüştür. Tüm bu süre içerisinde fayın kuzey ve güneyinde gelişmiş olan

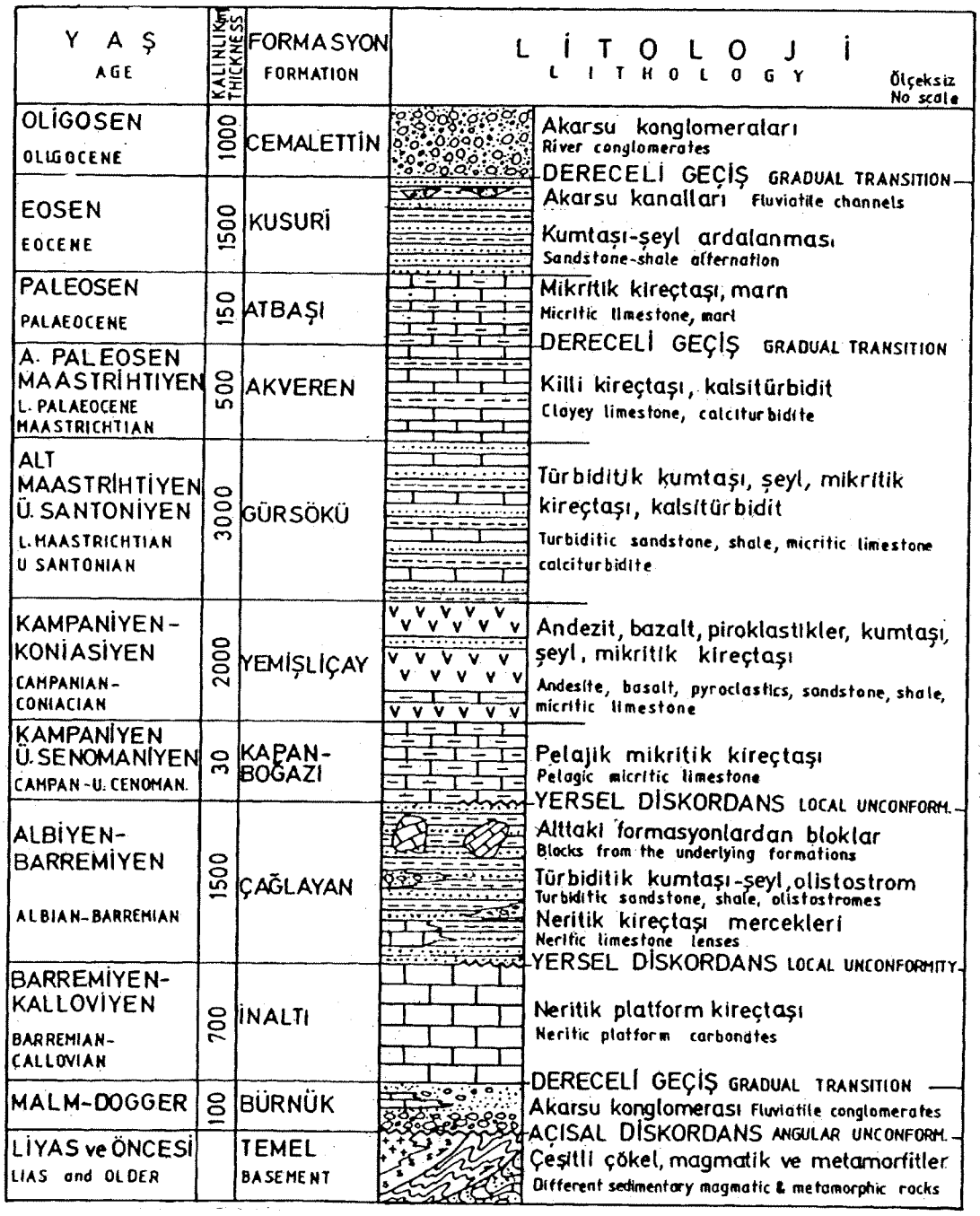
birimlerin litoloji, stratigrafik ilişki ve dizilimleri ile kalınlıklarında bariz farklılıklar vardır (Tüysüz vd., 1989).



Şekil 34. Orta Pontidler'in Malm ve daha genç birimlerinin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Tüysüz, 1993a dan alınmıştır)

Orta Pontidler'de örtü kayalarının en alt birimi olan ve farklı temel kayalarını ortaklaşa örten kırmızı renkli Bürnük konglomeraları (Ketin ve Gümüş, 1963) alüvyal-flüvyal bir ortamın ürünüdür (Şekil 34). Birim içerisinde fosil bulgusu olmamasına karşılık stratigrafik pozisyonu nedeniyle Dogger(?)-Malm yaşında kabul edilmektedir (Ketin ve Gümüş, 1963; Gedik ve Korkmaz, 1984). Kalınlığı 0-400 m arasında değişen Bürnük konglomeraları yer yer üste doğru açık renkli, kuvars taneli, çok iyi boylanmış plaj kumtaşlarına geçer. Bu birimin de üstünde bazen geçişli olarak bazen de açısal olmayan bir diskordansla İnaltı formasyonunun (Ketin ve Gümüş, 1963) platform tipi

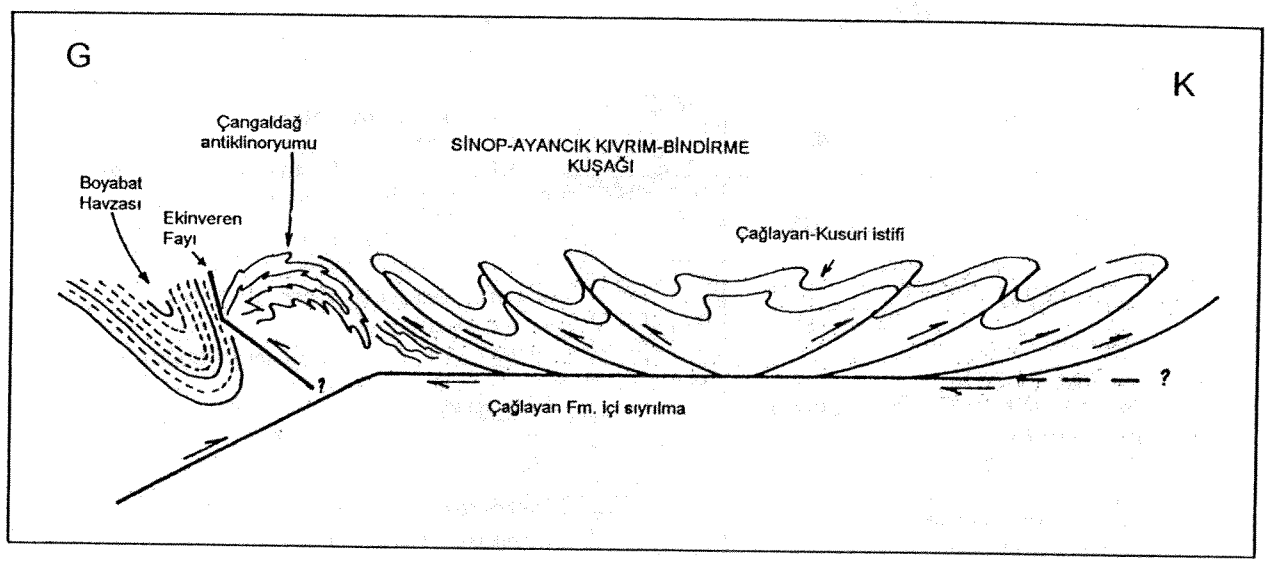
birimlerin litoloji, stratigrafik ilişki ve dizilimleri ile kalınlıklarında bariz farklılıklar vardır (Tüysüz vd., 1989).



Şekil 34. Orta Pontidler'in Malm ve daha genç birimlerinin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Tüysüz, 1993a dan alınmıştır)

Orta Pontidler'de örtü kayalarının en alt birimi olan ve farklı temel kayalarını ortaklaşa örten kırmızı renkli Bürnük konglomeraları (Ketin ve Gümüş, 1963) alüvyal-flüvyal bir ortamın ürünüdür (Şekil 34). Birim içerisinde fosil bulgusu olmamasına karşılık stratigrafik pozisyonu nedeniyle Dogger(?)-Malm yaşında kabul edilmektedir (Ketin ve Gümüş, 1963; Gedik ve Korkmaz, 1984). Kalınlığı 0-400 m arasında değişen Bürnük konglomeraları yer yer üste doğru açık renkli, kuvars taneli, çok iyi boylanmış plaj kumtaşlarına geçer. Bu birimin de üstünde bazen geçişli olarak bazen de açısal olmayan bir diskordansla İnaltı formasyonunun (Ketin ve Gümüş, 1963) platform tipi

karbonatları bulunur. Kalloviyen-Barremiyen yaşındaki (Gedik ve Korkmaz, 1984; Aydın vd.,1986; Tüysüz vd.,1990; Rutherford vd.,1992) İnaltı kireçtaşı 0-1000 m kalındır.



Şekil 35. Orta Pontidler'in iç yapısını gösteren şematik kesit (Şengör, 1995 ten alınmıştır)

Gerek İstanbul zonu gerekse Orta Pontid temeli üzerinde çökelmiş olan İnaltı kireçtaşları litolojik açıdan aynı özelliklerde olup hemen hemen aynı yaş konağında gelişmişlerdir. İstanbul zonu ve Orta Pontidler'in birbirinden tamamen farklı Üst Jura öncesi birimleri üzerinde aynı istifin gelişmiş olması daha önce Pontidler'in evrimi için önerilen modellerin temel hareket noktalarından biridir (Şengör vd., 1980; Tüysüz, 1990) ve Okay vd. (1994) tarafından önerilen modelle çelişmektedir. Ancak farklı tektonik birlikler üzerinde gelişmiş olan ve saha görünümleri aynı olan bu birimlerin detaylı fasiyes ve fauna özellikleri henüz ortaya konulmamıştır. Bu nedenle bu araştırmalar yapılmaksızın önerilen modellerin sadece bu veri ışığında tartışılmaları sıhhatli bir sonuca götürmeyecektir.

İnaltı kireçtaşları üstte kırıntılı bir istif olan Çağlayan formasyonu (Ketin ve Gümüş, 1963) tarafından diskordan olarak örtülür (Şekil 34). Bazı alanlarda ise iki birim arasında tedrici geçiş izlenmektedir (Tüysüz, 1993a). Çağlayan formasyonu litolojik olarak önemli değişiklikler göstermekle birlikte genel olarak bir kırıntılı topluluğudur. Birim içerisinde gerek debris-flow seviyeleri gerekse bloklar halinde çok yaygın olarak İnaltı kireçtaşları bulunmaktadır. Daha seyrek olarak Orta Pontid temeline ait birimler de vardır. Burada dikkati çeken bir diğer husus, birimin aynı yaş konağında gelişmiş olduğu ve çoğu araştırıcılar tarafından eşdeğeri olarak gözetilen Ulus flişinin aksine İstanbul zonuna ait hiçbir malzeme içermemesidir.

Orta Pontidler'de Bürnük, İnaltı ve Çağlayan formasyonlarının oluşturduğu konkordan seri seyrek olarak izlenmekte, buna karşılık Çağlayan formasyonunun İnaltı ve/veya Bürnük formasyonunu ya da temel kayalarını diskordan olarak örttüğü ve bilhassa bu tür yerlerde daha alttaki kayalardan çok farklı boyutta bloklar içerdiği görülmektedir. Blokları çevreleyen kırıntılılar ise kalın tabakalı, kuvarsça zengin, çok iyi boylanmış, derecelenmemiş plaj kumtaşlarından taban yapılı türbiditik kumtaşı-şeyl ardalanmalarına kadar değişen özelliklere sahiptir. Bazı alanlarda ise istif içerisinde mafik lav ve tüf düzeyleri bulunmaktadır. Yakın alanlardaki bu hızlı hatta ani litolojik değişimlerin yanısıra Çağlayan formasyonu kalınlık açısından da çok değişkendir. Birimin kalınlığı birbirne çok yakın alanlarda birkaçyüz m ile birkaç km arasında değişmektedir.

Barremiyen-Albiyen yaşında (Ketin ve Gümüş, 1963; Gedik ve Korkmaz, 1984) olan Çağlayan formasyonunun alttaki birimlerle farklı stratigrafik ilişkiler göstermesi, ani kalınlık ve litoloji değişimlerine sahip olması, bloklu yapısı ve diğer sedimentolojik özellikleri onun bir horst-graben topoğrafyası üzerinde ve fay kontrollu olarak çökeldiğini belirtir. Bu nedenle Çağlayan formasyonu Karadeniz'in açılımı ile yaşıt çökelmiş bir birim olarak kabul edilmektedir (Tüysüz vd.,1990; Derman, 1990 b; Görür, 1991; Görür vd. 1993).

Çağlayan formasyonunun üzerinde yeralan kırmızı-bordo renkli, ince tabakalı, 10-50 m kalın, ancak yanal yayılımı çok geniş olan mikritik kireçtaşları Kapanboğazı formasyonu adı ile bilinirler (Ketin ve Gümüş, 1963) (Şekil 34). Bu formasyon kendisinden yaşlı kayalar üzerinde diskordan, bazı alanlarda ise Çağlayan formasyonu üzerinde konkordan olarak durmaktadır. Bilhassa temel kayalarını diskordan olarak örttüğü alanlarda 10-100 cm kalın, pelajik karbonat matriksli bir olistostromal konglomera ile başlamaktadır. İçerdiği pelajik foraminiferlerle Üst Senomaniyen-Kampaniyen yaşında olduğu belirlenen (Gedik ve Korkmaz, 1984; Rutherford vd., 1992; Görür vd., 1993) Kapanboğazı formasyonu farklı kayalar üzerinde gelişmiş bir örtü halindedir. Birim Çağlayan formasyonunun temsil ettiği riftleşme sonrası bütün bölgenin hızla alçaldığını ve pelajik bir çökelme ortamı haline geldiğini belirtmektedir. Kapanboğazı formasyonu bu stratigrafik pozisyonu ve litolojisi ile yukarıda tanımlanan Unaz formasyonu ile deneştirilebilir. Ancak Kapanboğazı formasyonu biraz daha erken gelişmeye başlamıştır. Batı ve Orta Pontidler'de bu birimin altındaki litolojilerin farklılığına rağmen daha sonra gelişmiş birimler birbirleri ile deneştirilebilir niteliklere sahiptirler.

Kapanboğazı formasyonunun üstünde mikritik karbonatlar içerisinde volkanit arakatkıları görülmeye başlar. Bunlar genellikle andezitik ve bazaltik lavlar ve bunların piroklastikleridir. İstifin üstüne doğru bu volkanik düzeyler artarken pelajik karbonatlar da yerlerini volkanik gereçli türbididik kırıntılılara bırakırlar (Şekil 34). Bu türbidit düzeyleri bazen yüzlerce m kalınlığa ulaşmaktadır. Ketin ve Gümüş (1963) tarafından Yemişliçay formasyonu olarak adlanmış olan bu volkanik-volkanojenik topluluk, tüm Karadeniz kuşağında çok geniş bir yayılıma sahiptir. Orta Pontidler'de Yemişliçay formasyonuna ait magmatitler çoğun ekstrüsiflerle temsil edilmiştir. Ancak Durağan kuzeyinde bu piroklastikleri besleyen çıkış merkezleri ve intrüsifler de bilinmektedir. Doğu Pontidler'de ise intrüsif kayalar Orta Pontidlere oranla çok daha yaygındır. Tüm bu magmatitlerin stratigrafik pozisyonları ve jeokimyasal özellikleri ensialik bir magmatik yaydan türediklerini belirtmektedir (Pecerillo ve Taylor, 1975; Tokel, 1977; Eğin vd., 1979; Moore vd., 1980; Eğin ve Hirst, 1982; Ercan ve Gedik, 1983; Baş, 1986).

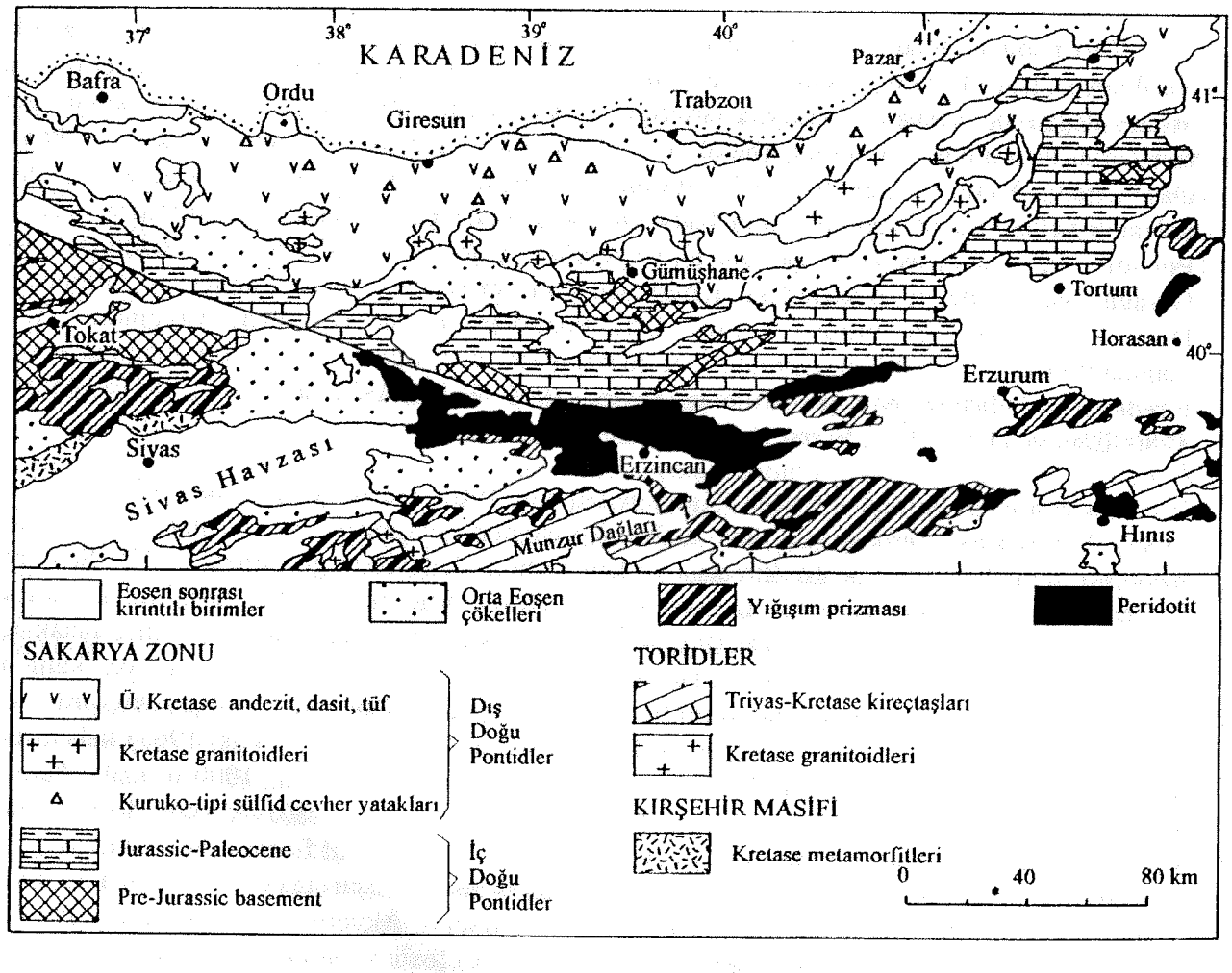
Kampaniyen-Santoniyen yaşlı (Ketin ve Gümüş, 1963; Gedik ve Korkmaz, 1984; Aydın vd., 1986) Yemişliçay formasyonu üste doğru içerisindeki magmatik ve piroklastiklerin giderek azalması, buna karşılık mikritik kireçtaşı ve kalsitürbidit düzeylerin görülmesi ile Üst Santoniyen-Alt Maastrihtiyen yaşlı Gürsökü formasyonunun (Rutherford vd., 1992) türbiditik kırıntılılarına geçer (Şekil 34). Bu formasyon, kalınlığı 3000 m'ye ulaşan son derece homojen, ince tabakalı, bol taban yapılı bir ince-kaba kırıntılı ardalanmasından oluşur. Birim içerisinde yer yer kalın marn düzeyleri ve seyrek olarak camsı tüfler bulunmaktadır. Gürsökü formasyonu üste doğru karbonatların artması ile tedricen Akveren formasyonunun (Ketin ve Gümüş, 1963) kalsitürbiditik kireçtaşı, kumlu mikritik kireçtaşı ve marn ardalanmalarına geçmektedir. 1000 m kadar kalın olan bu türbidit istifinin yaşı Maastrihtiyen-Alt Paleosendir (Aydın vd., 1986). Akveren formasyonunun üzerinde konkordan olarak duran Atbaşı formasyonu ise Paleosen-Alt Eosen yaşlı (Aydın vd., 1986) türbiditik kumtaşı, şeyl, kırmızı marn ve kireçtaşlarından oluşur (Şekil 34). Birimin kalınlığı Karadeniz kıyısında 500 m'ye kadar ulaşmaktadır. Gürsökü, Akveren ve Atbaşı formasyonlarının türbiditik nitelikleri, içerdikleri sedimanter yapılar ve fosil toplulukları derin denizel ortamı karakterize etmektedir (Gedik ve Korkmaz, 1984; Aydın vd., 1986; Tüysüz, 1990). Bunlar güneye doğru ise daha sığlaşır ve saha incelirler. Diğer yandan tüm bu birimler içerisindeki eski akıntı

ölçümleri bunların güneyden beslendiklerini belirtmektedir. Bu özellikleri nedeniyle Gürsöku formasyonu ve daha üstündeki birimler Karadeniz'in güney pasif kıta kenarı çökelleri olarak değerlendirilmektedirler.

Eosen yaşlı istifler Karadeniz dağ kuşağının kuzey ve güneyinde farklı özellikler sergilemektedir. Kuzeyde Atbaşı formasyonu üste doğru kalın bir türbiditik kırıntılı istife geçer (Şekil 34). Bu istifin tabanında kanal dolguları halinde, çok iri taban yapıları içeren ve yer yer kalınlığı 1000 m'ye ulaşan kumtaşları vardır. Ayancık kumtaşları (Ketin ve Gümüş, 1963) adı ile bilinen bu kırıntılı istifin üstünde ise Kusuri formasyonunun yaklaşık 1500 m kadar kalın türbiditik kırıntılıları bulunmaktadır. Kusuri formasyonu regresif bir denizel ortamı temsil eden kırıntılılardan oluşur. Birim üstte Neojen çökelleri ile diskordan olarak örtülmektedir. Güneydeki Kastamonu-Boyabat Havzası'nda ise Eosen istifi bol Nummulit fosilleri içeren sığ denizel kırıntılılar halinde olup üste doğru giderek daha da sığlaşmakta ve tedricen Oligosen yaşlı karasal Cemalettin konglomeralarına geçmektedir.

4.13. Doğu Pontidler

Pontidler'in Samsun'dan daha doğuda kalan kesimi Doğu Pontidler olarak bilinir (Şekil 36). Orta Pontidler'de Sinop Yarımadası'nın kuzeyinde görülen Üst Kretase yaşlı magmatik kayalar doğuya doğru güneye kayarak tüm Pontidler'i kaplar ve Doğu Pontid yayı olarak bilinen magmatik kuşağı oluştururlar. Doğu Pontidler'in Orta Pontidlerle olan sınırı kimi araştırmacılara göre



Şekil 36. Doğu Pontidler'in jeoloji haritası (Okay, 1997 den alınmıştır)

tektonik, kimi araştırmacılara göre de stratigrafiktir. Ancak en azından Üst Kretase yay magmatizmasının devamlılığı açısından Doğu ve Orta Pontidler arasında bir sınır çizmek mümkün görülmemektedir. Doğu Pontidler güneyde Ankara-Erzincan süturu tarafından sınırlanır. Doğuya doğru ise herhangibir kesiklik olmaksızın Achara-Trialet kuşağı ile birleşir.

Okay (1989) Doğu Pontidler'i Sakarya kıtasının doğu devamı olarak kabul etmiştir. Gerçekten de gerek Sakarya kıtasında gerekse onun doğudaki bir devamı olan Tokat Masifi'nde yeralan birimler Doğu Pontidler'deki birimlerle deneştirilebilir niteliktedirler. Sakarya kıtasını Türkiyenin diğer tektonik birliklerinden ayıran en önemli özellik ise bu tektonik ünitenin temelinde Permo-Triyas yaşlı Karakaya Kompleksinin (Bingöl, 1975; Tekeli, 1981; Tüysüz ve Yiğitbaş, 1994; Yılmaz vd., 1997) ve bunun üzerinde Liyas'tan başlayan transgresif bir çökel istifin mevcudiyetidir.

Doğu Pontid dağlarının zirveleri ve Karadeniz'e bakan yamaçları Doğu Pontid yayının kalın magmatik kayaları ile kaplıdır. Bu nedenle doğu Pontid yayının üzerinde geliştiği birimler ender birkaç alan dışında kuzeyde görülemezler. Buna karşılık Doğu Pontidler'in Kelkit vadisine bakan güney kesimlerinde bu birimler açığa çıkmaktadır. Buna dayanılarak Doğu Pontidler'in kuzeyinde bir "dış zon", güneyinde ise bir "iç zon" ayırtlanmıştır (Akın, 1978; Özsayar vd., 1981)

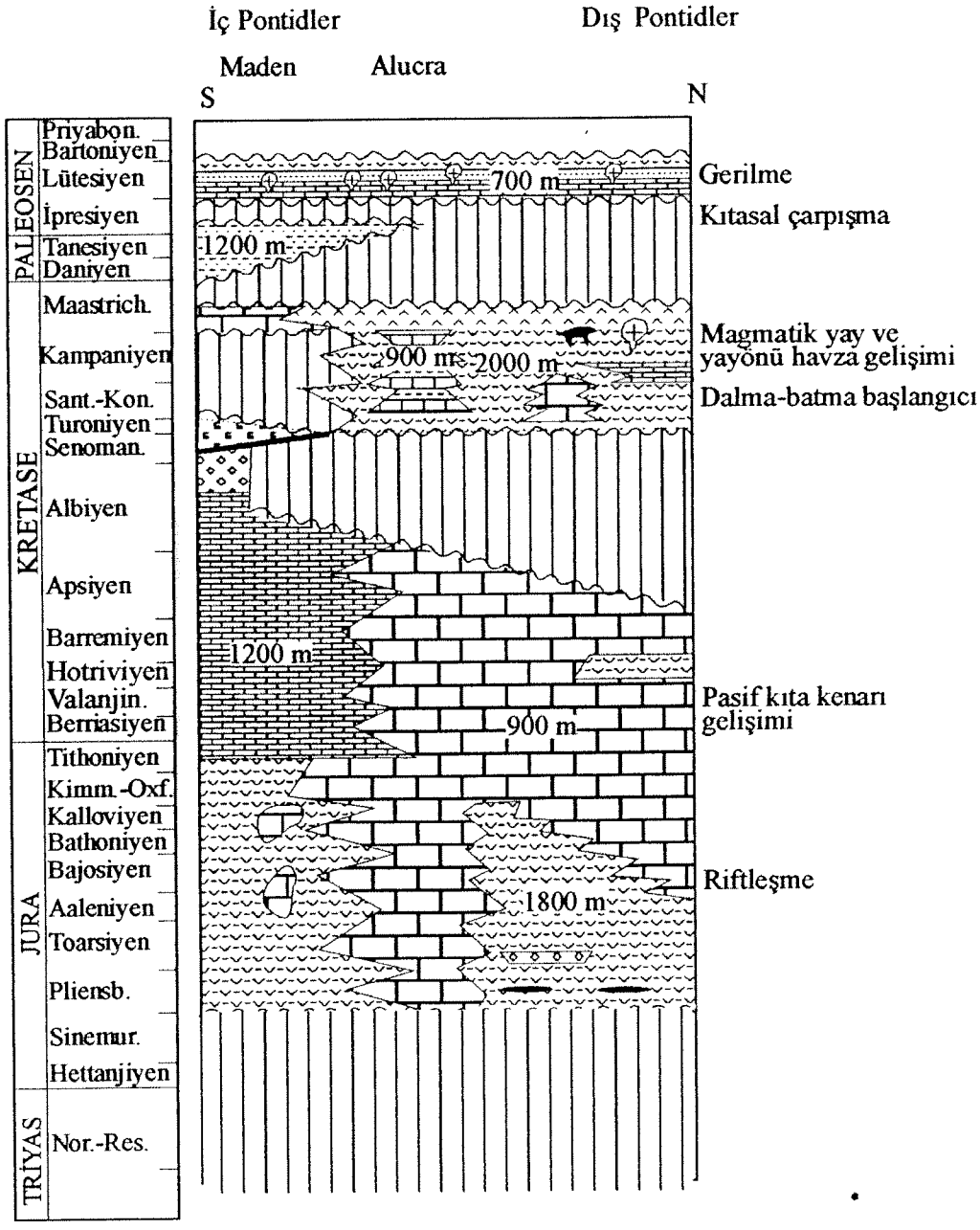
Doğu Pontidler'i oluşturan kaya toplulukları Liyas öncesi bir temel ile Liyas sonrası birimleri olmak üzere ikiye ayrılabilir. Doğu Pontidler'in Liyas öncesi temeli Okay (1997) tarafından dört grupta ele alınmıştır. Bunlar Karbonifer öncesi ileri derecede metamorfik bir topluluk, Alt Karbonifer yaşlı granodiyorit-dasit kompleksi, Üst Karbonifer-Alt Permiyen yaşlı sığ denizel kırıntılı ve karbonatlar ile Permo-Triyas yaşlı bir metabazit-fillat-mermer topluluğudur. Bu farklı birimlerin birbiri ile ilişkisi ise görülmemektedir.

İleri derecede metamorfik topluluk Pulur Masifi'ni oluşturur (Ketin, 1951; Okay, 1997). Granodiyorit-dasit topluluğu Gümüşhane çevresinde yeralan yaşı bilinmeyen yeşilşist fasiyesinde metasedimenter çökeller içerisine sokulmuş intrüsifler (Yılmaz, 1972) ve Olur yöresinde izlenen ekstrüsiflerden (Yılmaz, 1985; Bozkuş, 1992) oluşur. Gümüşhane intrüsiflerinden alınan radyometrik yaşlar erken Karboniferi belirtmektedir (Bergougnan, 1987). Üst Karbonifer-Permiyen çökel istifi Demirözü civarında görülür. Tabanı izlenemeyen bu istif altta kömürlü kırıntılılarla başlar. Birimin kırıntıları büyük ölçüde granit ve dasit olup olasılıkla Gümüşhane granitinden türemiştir. Üste doğru brakiyopod, fusulin alg ve mercan içeren neritik karbonatlar bulunur. Üst Karbonifer (Okay ve Leven, 1996) yaşlı bu birimin eşdeğerleri Tokat Masifi'nde de yaygın olarak bulunmaktadır (Tüysüz, 1996). Kırıntılı istifin en üst seviyeleri ise yaşı bilinmeyen kalın kırmızı karasal kumtaşlarından oluşmaktadır.

Doğu Pontidler'de Agvanis Masifi'nde görülen (Nebert, 1961; Okay, 1984) ancak Tokat Masifi'nde çok daha geniş yayılımı olan dördüncü tip temel kayası ise metapelit, metabazit ve mermerlerdir. İçlerinde yer yer ofiyolit blokları da içeren bu birim Kargı Masifi'nde de görülen birimlerin eşdeğeridir ve genel olarak Karakaya Kompleksi adı altında toplanmıştır.

Doğu Pontidler'in Liyas öncesi evrimi konusunda farklı görüşler mevcuttur (Şengör vd., 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay, 1997 ve buradaki referanslar). Karadeniz'in evrimi ile yakın ilişkisi olmadığı için burada bu tartışmaya girilmeyecektir. Ancak bu tartışmanın sıhhatli bir çözüme ulaşması da eldeki verilerle pek mümkün görülmemektedir. Çünkü kalın bir örtü ve daha sonra gelişen tektoniğin de etkisiyle temel birimleri birbirleri ile ilişkisi belirlenemeyen dağınık mostralarda görülmekte, yeterli yaş verisi de olmadığı için bu birimlerin birbiri ile ilişkileri açığa kavuşturulamamaktadır.

Doğu Pontid temelinde yeralan farklı birimler üzerinde Liyas'tan itibaren yeni bir transgresif istifle örtülürler (Şekil 37). Güneyden ilerleyen bu transgresyonun (Akın,1978) ilk ürünleri volkanojenik kırıntılılar, piroklastik kayalar ve bunlara eşlik eden bimodal lavlardır. Bu birimler içerisinde *Ammonitico Rosso* seviyeleri ve yer yer kömür mercekleri de vardır. Kelkit formasyonu adı ile bilinen (Okay, 1997) bu birim tüm Doğu Pontidler'in güneyinde ve Tokat Masifi'nde geniş yayılıma sahiptir. Kalınlığı 2000 m'yi bulan Kelkit formasyonu Ammonitlerden edinilen fosil bulgularına göre Liyas ve Doggeri içermektedir. (Ketin, 1951; Nebert, 1961; Alp, 1972; Seymen, 1975; Pelin, 1977; Öztürk, 1979; Yılmaz, 1985; Bozkuş, 1992; Robinson vd., 1995; Tüysüz, 1996; Elmas, 1996). Bu birim sık fasiyes değişiklikleri göstermesi ve rift magmatitleri ile birlikteliği gözetilerek bir rift çökeli olarak değerlendirilmekte ve Doğu Pontidler'in güneyinde Neo-Tetis'in Liyas'tan açılmaya başladığının işaretçisi olarak kabul edilmektedir (Görür vd., 1983).



Şekil 37. Doğu Pontidler'in genelleştirilmiş startigrafi kesiti (Okay, 1997 den alınmıştır)

Doğu Pontidler'in Mesozoyik birimleri ve bilhassa Jura kömürlü-volkanitli fasiyesleri Kafkaslar'la yakın bir benzerlik gösteriri (Khain, 1975; Adamia vd., 1982). Bu benzerlikten hareketle Doğu Karadeniz Havzası'nın açılmasına kadar Doğu Pontidler'in Lavrasyanın güney kenarında yeraldığı söylenebilir (Okay, 1997)

Kelkit formasyonu üste doğru Üst Jura-Alt Kretase yaşlı karbonatlara geçer. Karbonat çökelimi kuzeyde Oxfordiyen'de başlamış ve Titoniyene kadar neritik bir ortamda gelişmiştir (Pelin, 1977; Gürsoy, 1989; Yılmaz, 1992; Robinson vd., 1995). Buna karşılık güneyde Titoniyen'de başlayan ve Berriasiyene kadar süren karbonatlar derin bir ortamı yansıtmaktadır (Ketin 1951; Burşuk, 1981; Tutkun ve İnan, 1982, Okay, 1997). Benzer bir fasiyes değişimi Tokat Masifi'nde de izlenmektedir (Tüysüz, 1996). Karbonat fasiyeslerindeki bu dizilim Liyas riftleşmesinin ardından bölgenin güneye bakan bir pasif kıta kenarı haline geldiğini belirtir. Karbonat çökelimi Albiyene kadar sürmüş (Elmas, 1994; Robinson vd., 1995) daha sonra bölge yükselerek aşındırılmaya başlamıştır (Pelin, 1977; Okay, 1997).

Doğu Pontidler'de Senomaniyen yaşlı birimler çökelmemiş, aksine bu dönemde bölge yükselerek aşındırılmıştır. Oysa Orta Pontidler'de Senomaniyen, yukarıda da belirtildiği gibi, bölgenin en derin haline ulaştığı bir zamandır. Doğu Pontidler'de Kampaniyen çökelleri çoğu yerde Alt Kretase, Jura veya daha yaşlı birimler üzerine diskordan olarak gelirler (Yılmaz, 1972; Pelin, 1977; Yılmaz, 1985; Bergougnan, 1987; Gürsoy, 1989; Robinson vd., 1985; Okay, 1997). Senomaniyen'de güneydeki Neo-Tetis okyanusundan kıta üzerine çıkan naplar kuzeydeki Doğu Pontidler'in Üst Jura-Alt Kretase yaşlı pasif kıta kenarı üzerine ilerlemişlerdir (Elmas, 1994; Okay, 1997). Bu napların önünde bazı kesimlerde (Örneğin Bayburt-Maden yöresi, Elmas, 1994) ofiyolit bloklu önülke havzası çökelleri gelişmiştir. Stratigrafik verilere göre ofiyolit yerleşmesi geç Apsiyen sonu-Maastrihtiyen öncesi olmuştur. Bu veriler ışığında Senomaniyen yükseliminin nedeni bu ofiyolit bindirmesi olarak düşünülmektedir (Okay, 1997). Bu dönemde gerek Tokat Masifi'nde (Aktimur vd., 1992; Tüysüz, 1996) gerekse Küçük Kafkaslar'da (Knipper, 1980) benzer ofiyolit naplarının mevcudiyeti bilinmektedir.

Okay (1997) kuzey verjanslı bu ofiyolit üzerlemesi döneminde Ankara-Erzincan Okyanusu'nun güneye doğru dalmış olabileceğini ancak daha sonra dalma-batma polaritesinin değiştiğini ve okyanus tabanının kuzeydeki Doğu Pontidler altına dalmaya başladığını ileri sürmüş, kuzeye doğru dalmanın başlangıç döneminin ise Doğu Pontidler'de yay magmatizmasının başlangıç dönemi olan Turoniyen olabileceğini belirtmiştir. Buna karşılık Elmas (1995) Doğu Pontidler üzerindeki ofiyolitlerin yerleşmesinin retroşaryajlarla gerçekleştiğini ve dalma batma polaritesinin daima kuzeye doğru olduğunun belirtmektedir.

İç zonun aksine Senoniyen-Eosen volkanitleri ile kaplı olan Doğu Pontidler'in dış zonunda Alt ve Üst Kretase birimleri arasında bariz bir kesiklik yoktur. İç zonda görülen Senoniyen transgresyonu kuzeyde geç Turoniyen'de başlamış, erken Maastrihtiyen'de güneye ulaşmıştır (Okay, 1997).

Dış zonu kaplayan volkanitler lavlar, piroklastikler, bunlara eşlik eden çökel birimler ve intrüsiflerden oluşur. Orta Turoniyen'de pelajik bir ortamda başlayan (Taner ve Zaninetti, 1978) volkanizma başlangıçta bazaltik ve andezitik lavlar daha sonra dasitik ve riyolitik lavlar ve tüfler en üstte ise çamurtaşı, çört ve kireçtaşları ile ardalanan tüflerle temsil edilmiştir (Schultze-Westrum, 1962; Zankl, 1962; Eğin vd., 1979). En üst seviyelerde Maastrihtiyen-Daniyen pelajik fosilleri bulunmuştur (Hirst ve Eğin, 1979). Bu magmatik kuşak içerisindeki Kuroko tipi cevherleşmelerin dağılımı magmatik yayın ekseninin Maastrihtiyen'de hemen hemen bugünkü Karadeniz kıyısında olduğunu göstermektedir. Kretase volkanitlerinin jeokimyasal ve stratigrafik özellikleri bunların

derin bir deniz ortamı içerisinde oluşmuş tipik bir ada yayı ürünü olduklarını göstermektedir (Pecerillo ve Taylor, 1975; Akın, 1978; Eğin ve Hirst, 1979; Manetti vd., 1983; Çamur vd., 1996)

Kretase volkanizmasına eşlik eden inrüsifler Doğu Pontidler'de geniş alanlar kaplamaktadır. Bu granitoidlerden edinilen radyometrik yaşlar 95 ile 65 my arasında değişmektedir (Taner, 1977; Gedikoğlu, 1978; Moore vd., 1980).

Paleosen-erken Eosen'de Doğu Pontidler'in dış zonunda kuzey verjanslı bindirmeler gelişmiştir. Temel kayalarını da etkileyen bu bindirmeler nedeniyle yükselen bölge aşındırılmış ancak Lütesiyen'de volkanik arakatkılar da içeren yeni bir transgresyonla örtülmüştür (Gedikoğlu vd., 1982; Korkmaz ve Gedik, 1988). Bindirmelerin önünde ise yer yer geniş önülke havzaları gelişmiştir (Norman, 1976; Okay, 1997). Bu bindirmeler Doğu Pontidlerle güneydeki Torid-Anatolid Platformu'nun Paleosen-Erken Eosen'de çarpışması ile ilişkili olup (Elmas, 1995; Okay, 1997) bu yapıları örten istif içerisinde yeralan volkanitler ise olasılıkla bu çarpışma sonucu kalınlaşan kıtasal kabuğun kısmi ergimesi ile oluşmuş çarpışma sonrası magmatitleri temsil etmektedir (Okay, 1997).

Lütesiyen birimleri önemli bir deformasyon göstermezler. Bunlar kıvrımlı ve bindirmeli Alt Eosen ve daha yaşlı birimleri ortaklaşa örtmektedir. Lütesiyen birimleri hemen hemen tüm Doğu Pontidler'de ve Tokat Masifi'nde sığ denizel, bol nummulitli kırıntılı ve karbonatlarla ve bunlarla yaşıt volkanitlerle temsil edilmiştir (Ketin,1951; Tüysüz, 1993a; Elmas, 1995). Doğu Pontidler'in dış zonundaki Eosen birimleri iç zona oranla volkanitler açısından daha zengindir. Üst Bazik seri adı ile bilinen (Schultze-Westrum, 1962; Zankl, 1962; Tokel, 1977; Akıncı, 1984) bu birimlerin jeokimyasal özellikleri ada yayı bazalt ve andezitleri ile aynıdır (Tokel, 1977; Eğin vd., 1979; Eğin ve Hirst, 1979; Akıncı, 1984; Terzioğlu, 1984). Bu volkanitlerin varlığını dikkate alınarak bazı araştırmacılar Ankara-Erzincan Okyanusu'nun kapanma yaşının yukarıda belirtildiği gibi geç Paleosen-erken Eosen değil Oligosen'de olduğunu kabul etmektedirler (Tokel, 1977 ; Akın, 1978; Robinson vd., 1995). Ancak aynı dönemde güneydeki Torid-Anatolid platformu üzerinde de benzer magmatik faaliyetin görülmesi (Özgül, 1981; Tüysüz, 1993b) bunların Ankara-Erzincan Okyanusu'nun dalma batması sonucunda oluştuğu görüşünü kuşkulu kılmaktadır. Eosen magmatizması sadece ekstrüsif ve piroklastiklerle değil aynı zamanda büyük intrüsiflerle de varlığını belli etmektedir (Schultze-Westrum, 1962; Zankl, 1962). Granodiyoritlerin egemen olduğu bu birimlerden alınan radyometrik yaş verileri ise 30 ile 45 my arasında değişir (Çoğulu, 1975; Moore vd., 1980). Sonuç olarak Eosen'deki ikinci evre magmatizmasının kökeni henüz yeterince anlaşılamamıştır.

Doğu Pontidler'deki Eosen çökelimi orta Eosen'de sona ermiştir. Erken Miyosen'de Ankara-Erzincan süturu üzerinde (Gedik, 1985; İnan, 1988; Yılmaz vd., 1988), Sarmasiyen'de ve Ponsiyen'de Karadeniz kıyısında (Özsayar, 1971 ve 1977) gelişmiş küçük deniz girdileri bir yana bırakılacak olursa Doğu Pontidler bir daha denizel bir ortamla kaplanmamış, günümüze kadar aşınma alanı halinde kalmıştır. Ankara-Erzincan Okyanusu'nun kapanmasından sonra devam eden sıkışma Doğu Pontidler'in dış zonunda Oligosen-erken Miyosen bindirmeleri ile karşılanmış, ancak bu rejim Kuzey Anadolu Fayı'nın gelişmeye başlaması ile birlikte yerini Orta Miyosen'den itibaren yanal atım tektoniğine bırakmıştır.

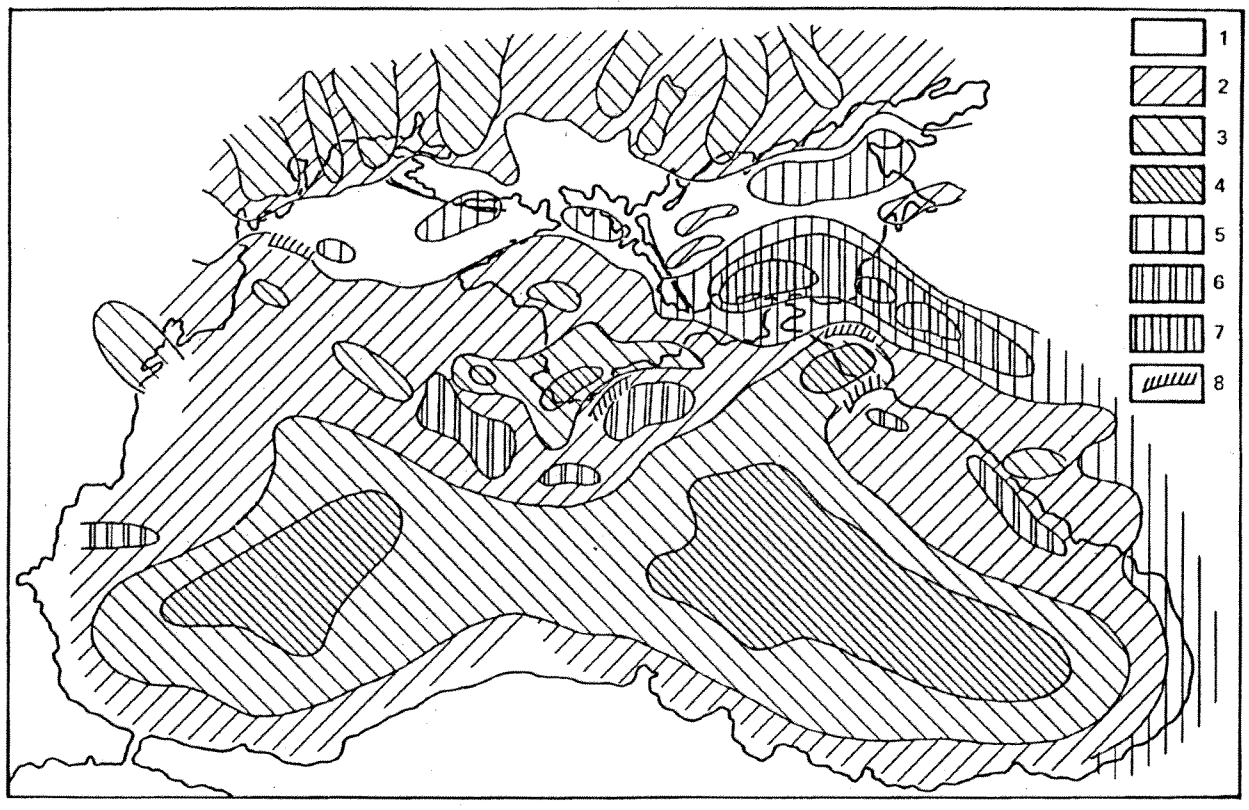
5. KARADENİZ'İN JEOFİZİĞİ ve JEOLOJİSİ

Yukarıdaki bahislerde Karadeniz'in çevresini oluşturan birimlerin jeolojik özellikleri tanıtılmıştır. Bu bahiste ise Karadeniz'in bizzat içerisinde bulunan ve derinliği 2.000 m'yi aşan su ile kaplı olan birimler ele alınacaktır. Bu konudaki bilgilerimiz Karadeniz'de daha önce yapılan

jeofizik çalışmalara, açılan sığ veya derin sondajlara, yüzeysel piston ve tarama örneklerine dayanmaktadır. Karadeniz içerisinde daha önce de bahsedildiği gibi kilometrelerce kalın bir çökel istifi vardır. Bu çökel istifin sondaj ya da diğer yöntemlerle direkt olarak incelenen yüzeysel kesimi sadece küçük bir kısmına aittir. Çökel istifin daha derin kesimlerinin özellikleri ise sismik yansıma verileri ile incelenmiştir.

5.1. Karadeniz'in Jeofizik Özellikleri

1950'li yıllarda başlayan Karadeniz'in jeofizik özelliklerini anlamaya yönelik çalışmalar 1990'lı yıllarda bilhassa Körfez savaşından sonra petrole duyulan ilginin artmasına paralel olarak yoğunluk kazanmıştır. Ancak yakın zamanda yapılan bu çalışmaların hemen hemen tamamı petrol şirketlerinin elinde olup gizli tutulmaktadır. Gelişen teknolojiye bağlı olarak jeofizik araştırmaların sayısının yanısıra kalitesi de giderek artmıştır. Nitekim eski sismik veriler yerini giderek üç boyutlu (3D) sismik kesitlere bırakmakta, bunların değerlendirilmeleri çok daha ileri tekniklerle ve bütünüyle bilgisayar ortamında yapılmaktadır. Bugün için hemen hemen tamamı petrol şirketlerinin elinde tutulan ve kullanımına izin verilmeyen bu verilerin kullanılması ve bunları denetleyecek yeni sondajların açılması ile kuşkusuz Karadeniz'in iç yapısı yakın bir gelecekte çok daha detaylı olarak anlaşılacaktır. Bu bölümde, yeni verilerden yayınlanmış olanların yanısıra eski veriler de değerlendirilerek Karadeniz'in jeofizik özellikleri üzerinde durulacaktır.

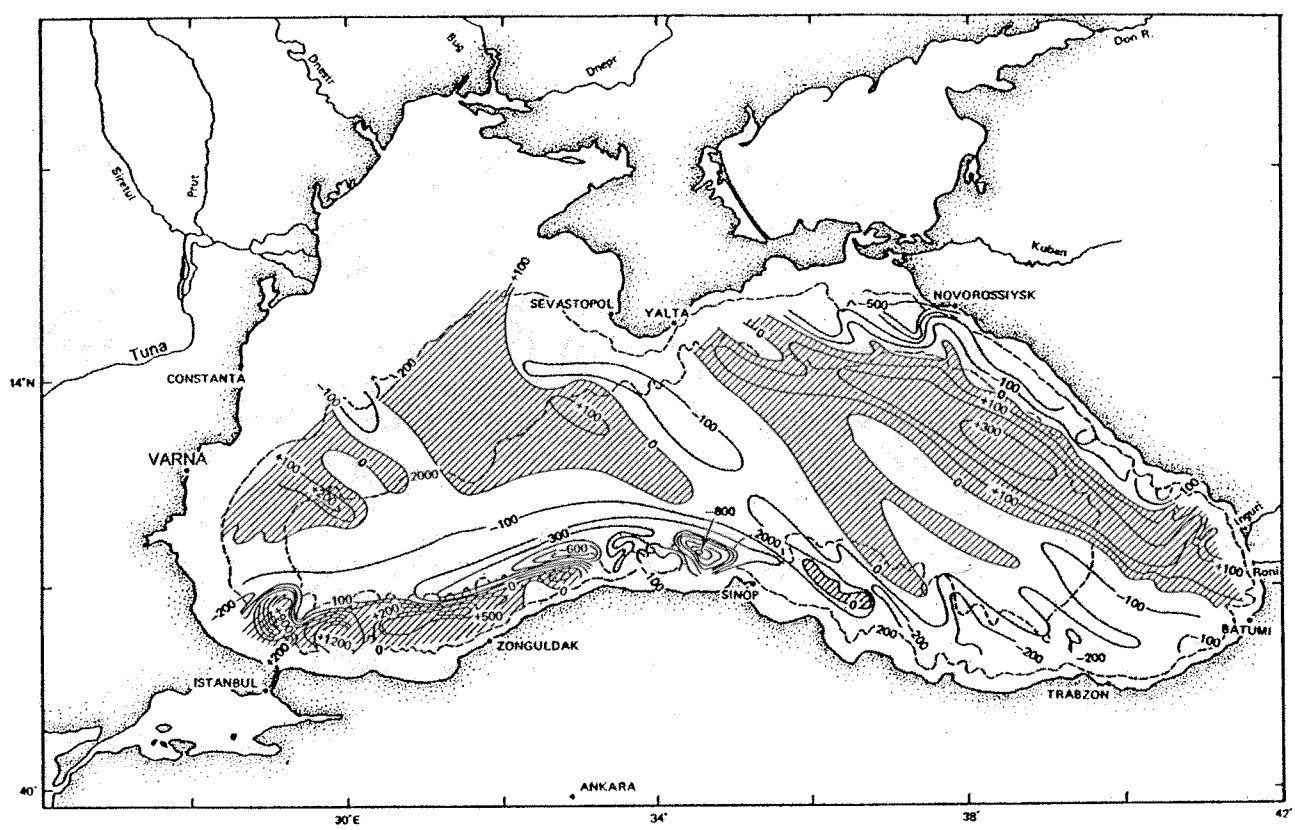


Şekil 38. Karadeniz'in basitleştirilmiş Buoger gravite anomalileri (mGal) 1-değişken alanlar, 2-zayıf pozitif anomaliler, 3-rölatif maksimum, 4- geniş pozitif anomaliler, 5- zayıf negatif anomaliler, 6- rölatif minimum, 7-geniş negatif anomaliler, 8- gravitasyonel sıçrama alanları (Goncharov vd., 1972 den alınmıştır)

Karadeniz'in gravitesi Balavadze ve Minelli (1965); Mindeli vd. (1965), Goncharov vd. (1972) gibi araştırmacılar tarafından ortaya konmuştur. Şekil 38 Karadeniz'in Bouger gravite anomali haritasını göstermektedir. Bouger gravite anomalileri genellikle Karadeniz'in topoğrafyasına uyumlu bir özellik gösterir. En kuvvetli anomaliler havzanın merkezinde bulunmaktadır. Free-air gravite anomalileri genellikle negatiftir. Bilhassa havzanın şelf ve

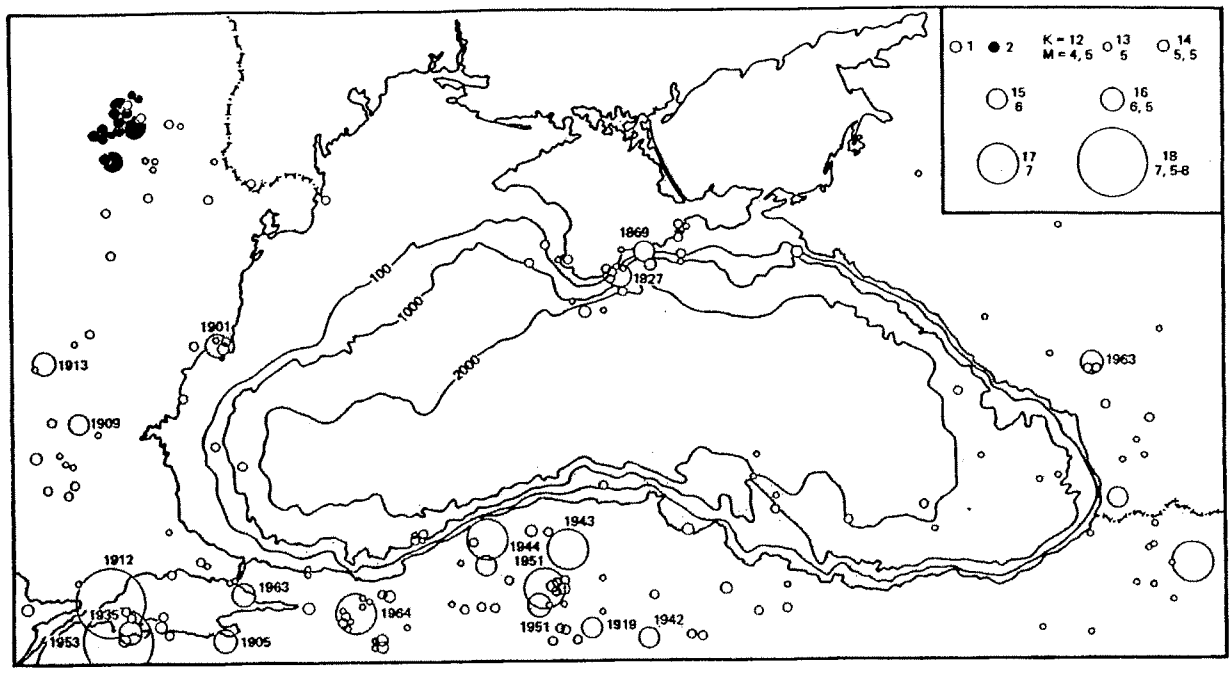
yamaçlarında izlenen bazı anomaliler topografik ya da yeraltı yapıları ile deneştirilebilirken bilhassa havza merkezinde izlenen bazı anomaliler için bu tür bir ilişkiden sözetmek mümkün değildir. Bu iki tip anomali arasında ani geçişlerin bulunması havza yamacı yakınında havzanın ani derinleştiğini göstermektedir (Neprochnov ve Ross, 1978).

Karadeniz manyetik haritaları (Malovitsky vd.,1975) Karadeniz'de genel olarak kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı bir manyetik alanın bulunduğunu göstermektedir (Şekil 39). Kafkas ve Pontid dağlarına paralel olarak uzanan kalıntı magnetik alanlar bu yapıların bir kısmının Karadeniz içerisine de uzandığını belli etmektedir. Toplam manyetik alan anomali haritasında (Şekil 39) Karadeniz'in iki farklı havzadan oluştuğu açıkça görülmektedir. Pozitif manyetik anomalilerle temsil edilen bu iki alan Orta Karadeniz sırtı boyunca uzanan pozitif bir gravite anomalisi ile birbirinden ayrılmaktadır. Karadeniz'deki ısı akısı ölçümleri $0.92\pm0.23\mu cal/cm^2/sn$ (16 ölçüm) lik bir değer ortaya koymuştur. Ancak jeotermal akımın önemli bir kısmının hızla yığışan çökeller tarafından absorbe edildiği gözönüne alınırsa bu değerin gerçek ısı akısını yansıtmadığı açıktır. Buna ilaveten çökellerin gizleme etkisi nedeniyle jeotermal akımlarda %15 kadar bir azalma da sözkonusudur. Erickson ve Simmons (1974) e göre Karadeniz için ortalama ısı akısı bu iki etkinin düzeltilmesinden sonra yaklaşık 2.2 $\mu cal/cm^2/sn$ dir.



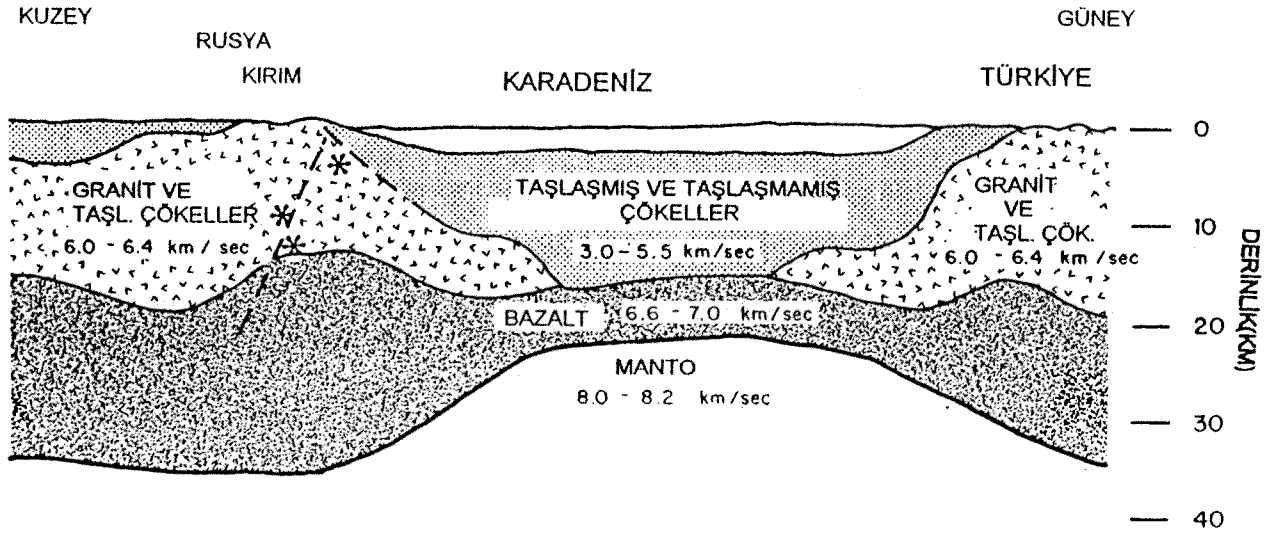
Şekil 39. Karadeniz'in magnetik anomali haritası. Taranmış alanlar pozitif anomalileri göstermektedir (Ross vd., 1974 ten alınmıştır)

Karadeniz'in sismik aktivitesi genellikle kenarlarına özgü sığ depremlerle karakterize edilir (Şekil 40). Karadeniz çevresinde iki önemli sismik aktivite kuşağı vardır. Bunlar güneydeki Kuzey Anadolu fayı ve doğudaki Kafkaslardır. Her ikisi de günümüzde aktif olan bu kuşaklardan Kuzey Anadolu fayı sağ yanal atımlı bir doğrultu atım zonu, Kafkaslar ise kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı bir kıvrım-bindirme kuşağıdır.



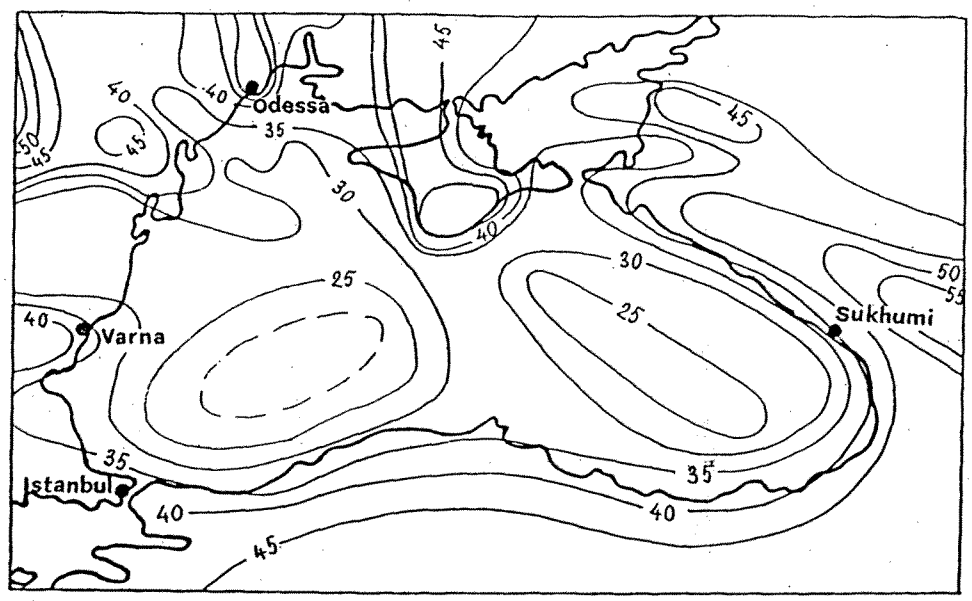
Şekil 40. Karadeniz ve çevresindeki deprem episantrlarının dağılımı (Neprochnov ve Ross, 1978 den alınmıştır)

Jeofizik verilere göre Karadeniz'in bazaltik kabuğunun kalınlığı dolgunun en kalın olduğu batı havzada 4 km kadardır. Buna uygun olarak Moho batı havzada satha 20 km kadar yakındır. Doğu havzada 25 km derin olan Moho çevredeki kıtaların altına doğru 35-40 km derinde durmaktadır (Şekil 41, 42).



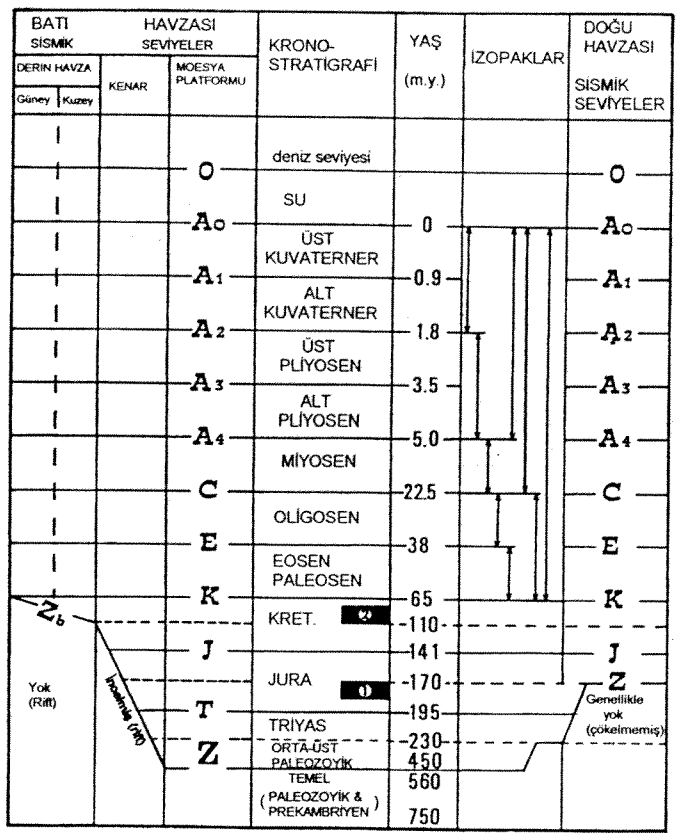
Şekil 41. Karadeniz ve yakın çevresindeki kabuk yapısını gösteren kuzey-güney kesit (Ross, 1974 ten alınmıştır)

Karadeniz'in yapısı ve içerisindeki birimlerin stratigrafisi hakkında en detaylı bilgiler sismik refleksiyon çalışmaları ile elde edilmişlerdir. Finetti vd. (1988) İtalyan, Sovyetler Birliği ve Bulgaristan'ın ortak yürüttükleri bir çalışma ile elde edilen sismik yansıma verilerini değerlendirerek Karadeniz'in iç yapısını ortaya koymuşlardır. Çalışmanın ana verilerini sismik hatlar boyunca edinilen ve daha sonra bir kısmı kuyu verileri ile test edilen sismik refleksiyonlar oluşturmaktadır. Aşağıda başlıca Finetti vd. (1988) nin verilerine dayalı olarak Karadeniz'deki



Şekil 42. Karadeniz ve çevresinde Moho yüzeyinin şematik yapı haritası (Belusov vd., 1988 den alınmıştır)

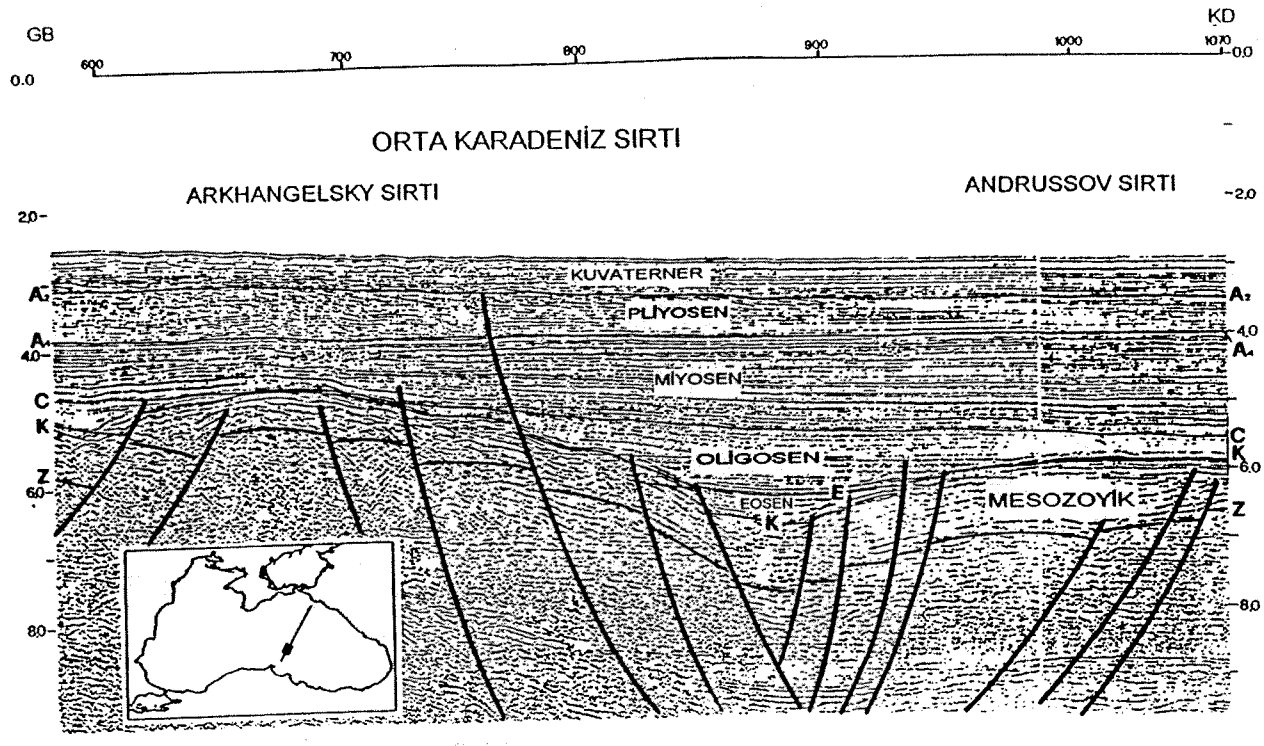
sismik yansıma çalışmalarının sonuçlarına dair bir özet verilmiştir. Şekil 43 Karadeniz'deki sismik yansıma seviyelerini ve bunların kronostratigrafik pozisyonlarını göstermektedir. Bu seviyeler aşağıda verilen herbir kesitin yanında gösterilmiştir.



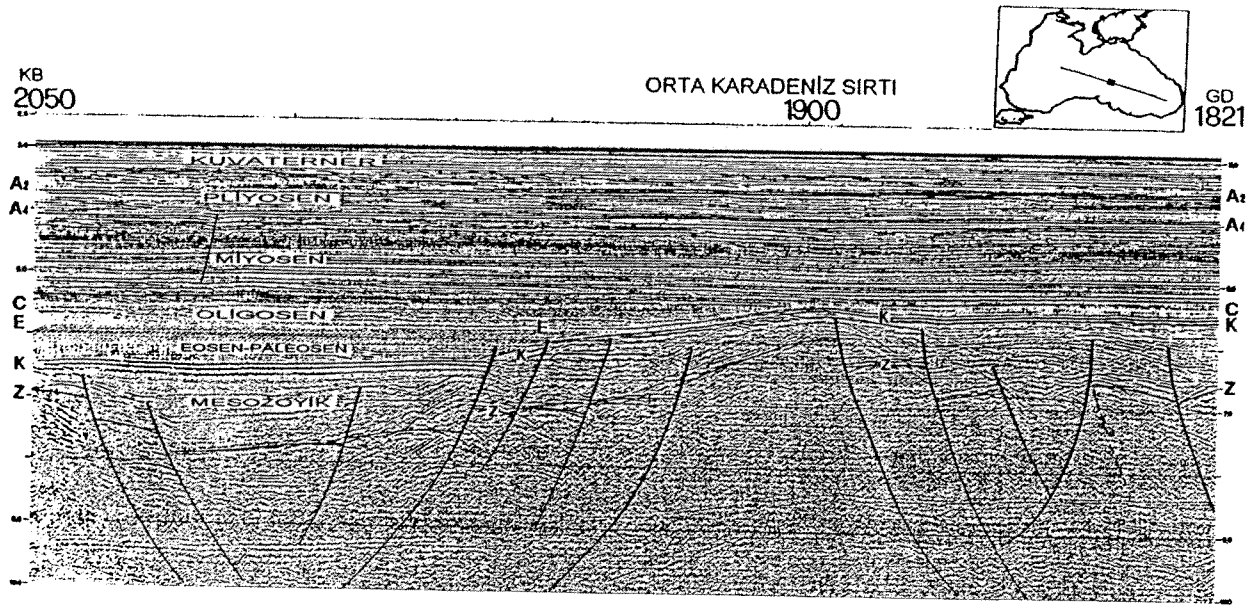
Şekil 43. Yorumlanmış sismik yansıma seviyelerinin ve hesaplanan zaman izopaklarının kronostratigrafik pozisyonu (Finetti vd., 1988 den alınmıştır)

Diğer jeofizik yöntemleri gibi sismik refleksiyon verileri de Karadeniz'in birbirinden farklı özelliklere sahip olan iki havzadan oluştuğunu açık bir biçimde ortaya koymaktadır. Doğu ve Batı Karadeniz havzaları birbirinden Orta Karadeniz sırtı ile ayrılmaktadır. Kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı Orta Karadeniz sırtı kendi içerisinde iki pozitif yapıya ayrılabilir. Bunlar Andrusov ve Archangeklsy sırtlarıdır (Şekil 6, 44). Orta Karadeniz sırtı, Karadeniz'in oluştuğu esnadaki rift tektoniğinin izlerini taşımaktadır ve bu bakımdan son derece önemlidir. Şekil 45'de de izlendiği gibi Orta Karadeniz sırtı faylar denetiminde oluşmuş ve yatay Tersiyer çökelleri tarafından örtülmüştür.

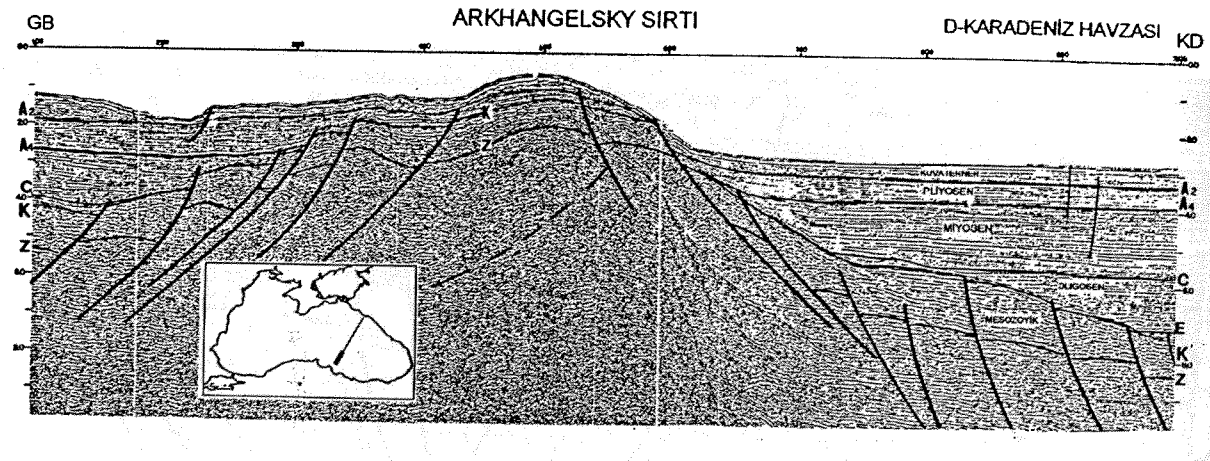
Orta Karadeniz sırtı iki kanadında da listrik faylarla sınırlanmakta (Şekil 46) ve kabuk yapısı farklı iki havzayı birbirine bağlamaktadır. Sırtın batısında yeralan Batı Karadeniz havzası bazaltik bir kabuğa sahiptir. Bu bazaltik kabuk üzerinde çökelme orta-geç Kretase'de başlamıştır. Bu veri Batı Karadeniz Havzası'nın orta - geç Kretase'de açılmış olduğu yorumunu



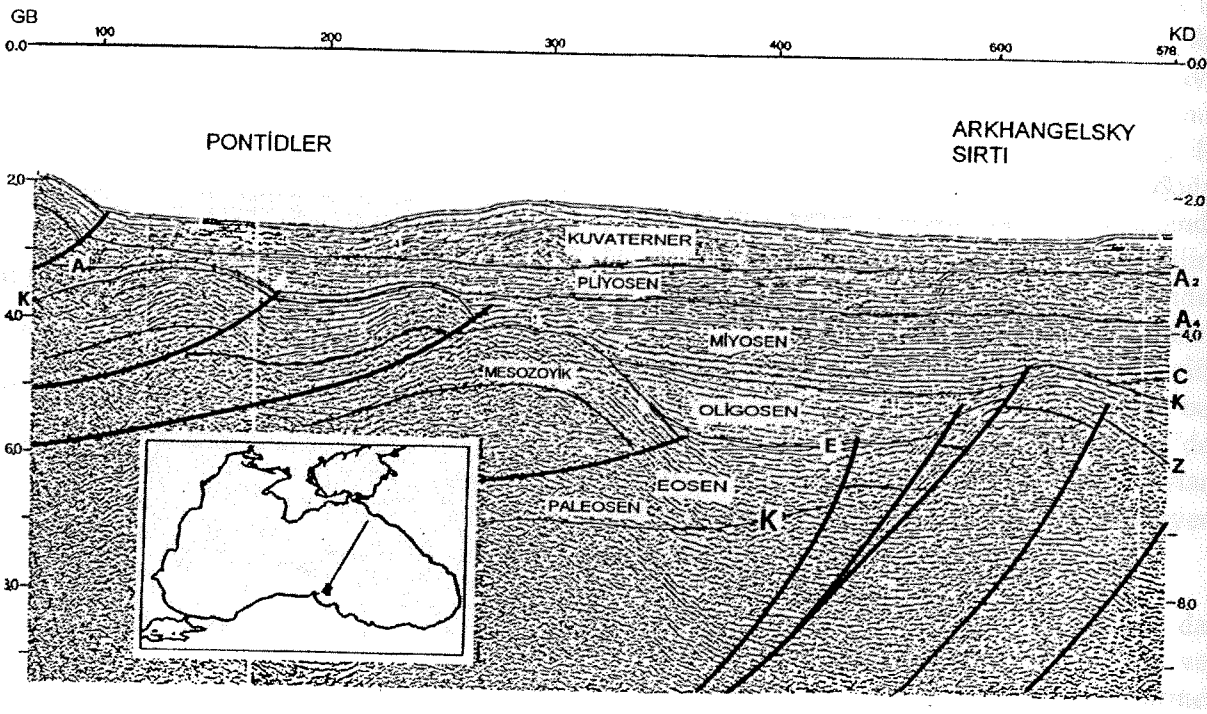
Şekil 44. Orta Karadeniz sırtını oluşturan Arkhangelsky ve Andrusov sırtlarından geçen sismik kesit. Orta-Üst Kretase yaşlı normal faylar Mesozoyik birimlerini kesmişler, bir kısmı Kretase sonunda aktivitesini bitirmiş, bir kısmı ise Tersiyer'de yeniden hareketlenmiştir (Finetti vd., 1988 den alınmıştır)



Şekil 45. Orta Karadeniz sırtının batı kanadından geçen sismik kesit. Orta Kretase'de Karadeniz'in açılması ile yaşıt gerilme tektoniği kesitte iyi görülmektedir (Finetti vd., 1988 den alınmıştır)

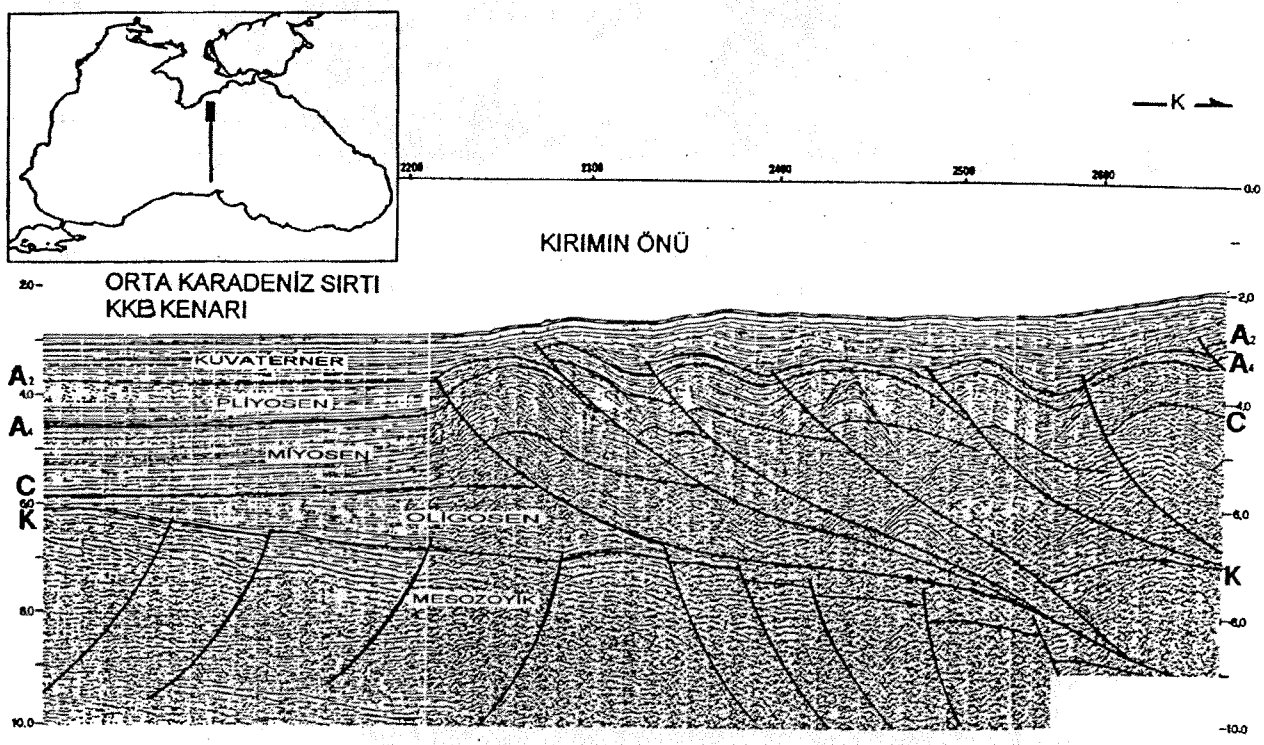


Şekil 46. Arkhangelsky sırtı ve Doğu Karadeniz Havzası'ndan geçen sismik kesit. Sırtın her iki tarafında Karadeniz'in açılması esnasında gelişmiş normal faylar izlenmektedir (Finetti yd., 1988 den alınmıştır)



Şekil 47. Arkhangelsky sırtının güneybatısından geçen sismik kesit. Arkhangelsky sırtının kenarında Karadeniz'in açılması esnasında gelişmiş normal faylar, Pontidler'in kenarında ise Eosen bindirmeleri görülmektedir (Finetti vd., 1988 den alınmıştır

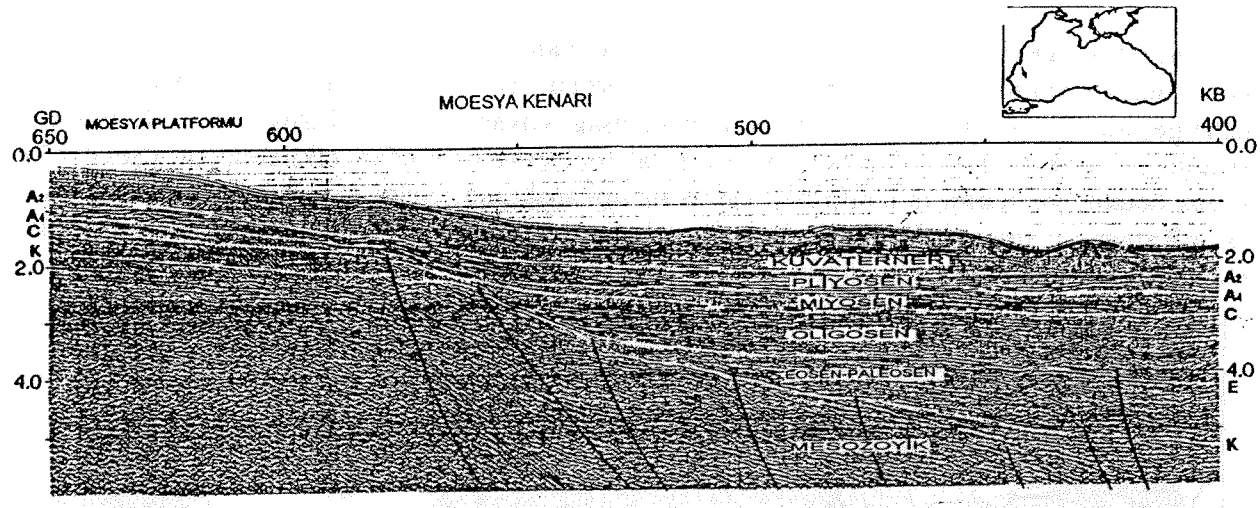
getirmektedir. Doğu Karadeniz Havzası'nda ise okyanusal ya da çok incelmiş granitik temel her yerde değişik kalınlıklar gösteren Mezozoyik'le örtülür. Bu durum ise Doğu Karadeniz Havzası'nın daha geç açılmış olduğunu belirtir ki bu konuda aşağı yukarı bir görüş birliği vardır. Orta Karadeniz sırtının güneydoğu kısmı Pontidler'in sıkışmalı deformasyonundan etkilenmiştir (Şekil 47). Sırt kuzey ucunda ise Kırım'ın bindirmeli yapısı ile dokanaktadır (Şekil 48). Rijid bir yapıya sahip olan Orta Karadeniz sırtının Karadeniz içerisinde kalan kısımlarında ise Karadeniz çevresini etkilemiş olan Tersiyer sıkışmalı taktoniğinin izleri görülmemektedir.



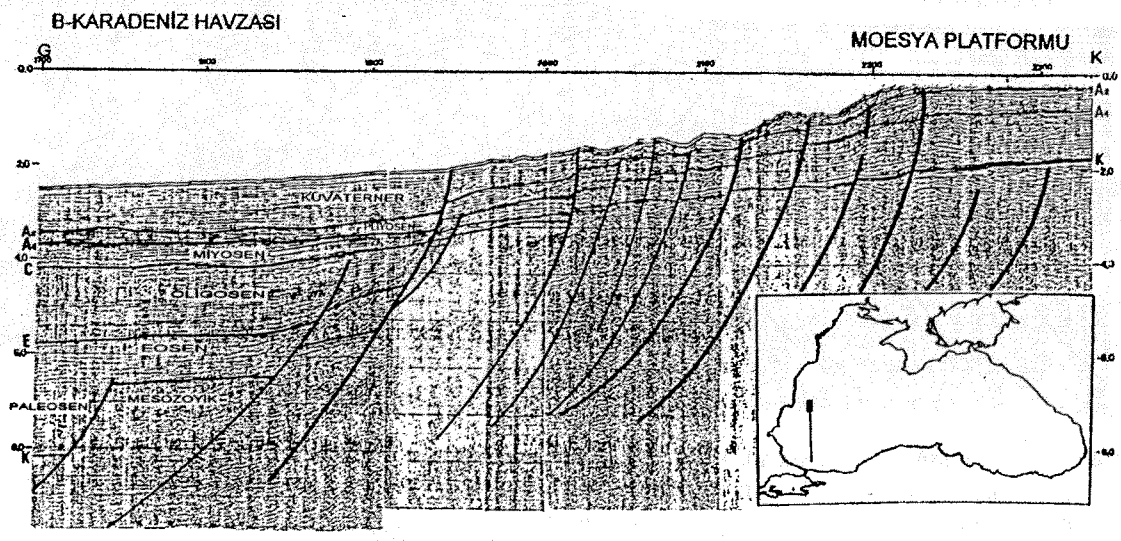
Şekil 48. Kırım önünden geçen sismik kesit. Orta Karadeniz sırtının kuzey-kuzeydoğu kenarında Mesozoyik istifini etkilemiş olan gerilme tektoniği ile genç ve halen aktif olan Kırım bindirmeleri izlenmektedir (Finetti vd., 1988 den alınmıştır)

Batı Karadeniz Havzası'nın batı kenarını oluşturan Moesya Platformu'ndan alınan sismik yansıma profillerinde normal faylarla biçilmiş bir Mesozoyik istifi ile üzerinde yeralan stratigrafik olarak nispeten ince, süreksiz ve kuzeydoğuya doğru kalınlaşan bir Senozoyik istifi görülmektedir. Pliyosen, Oligosen ve Paleosen-Eosen platformun çoğu kesiminde görülmemektedir. Bu veriler, Moesya Platformu'nun erken Mesozoyik'te duraylı olduğunu, Karadeniz'in açılmasına bağlı riftleşmenin ise bu alanın sadece kenarlarını etkilediğini göstermektedir. Şekil 49 ve 50 de verilen sismik kesitlerde normal fayların Jura'da gelişmeye başladığı Üst Kretase ve erken Paleosen'de devam ettiği ancak ana faylanma evresinin orta Kretase'de olduğu görülmektedir. Karadeniz'in açılmasını sağlayan bu faylara dair izler en iyi şekilde Moesya Platformu'nun Karadeniz'deki suları altındaki uzantısında (Şekil 49, 50, 51) ve Orta Karadeniz sırtında (Şekil 44, 47) izlenmektedir.

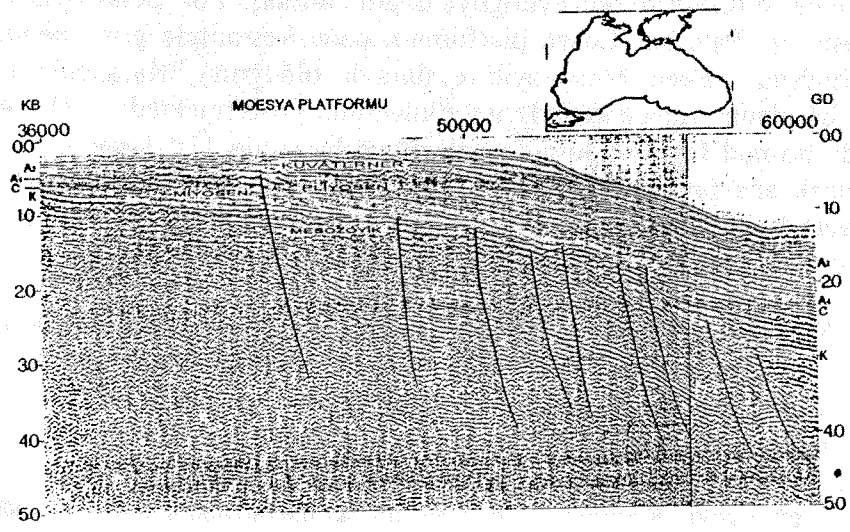
Finetti vd (1988) Karadeniz'in açılmasının sağlayan riftleşmenin Orta Kretase'de başladığını ve bu gerime tektoniğinin Orta Kretase'den Paleosen sonuna kadar sürdüğünü belirtmişlerdir. Paleojen sonunda havzaya önemli miktarda dolgu taşınmış ve bunun oluşturduğu izostatik yükün dengelenmesi için havza çökmüştür. Paleosen ve erken-orta Eosen'de havzanın genişlemesi ve buna bağlı olarak gerilmeli fay sistemi yavaşlamakla beraber sürmüştür. Bu durum yukarıda belirtilen alanların yanısıra güneybatı Karadeniz veya Pontid kenarlarında (Şekil 52, 53, 54, 55), Shatsky sırtında (Şekil 56) ve Kırım kenarlarında (Şekil 57) görülmektedir.



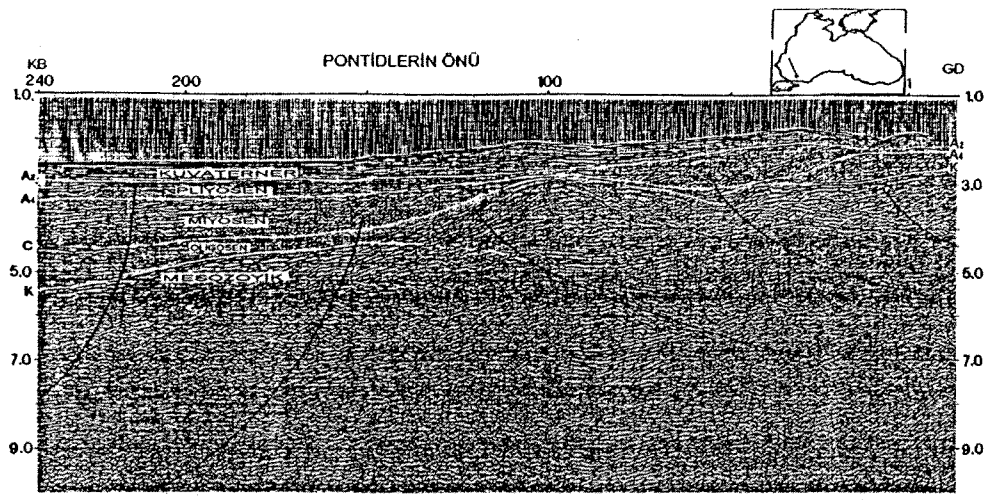
Şekil 49. Moesya platformu ve Batı Karadeniz Havzası'ndan geçen sismik kesit. Bazı faylar Orta Kretase'de sona ererken bazıları Kretase sonuna kadar aktivitelerini sürdürmüşlerdir (Finetti vd., 1988 den alınmıştır)



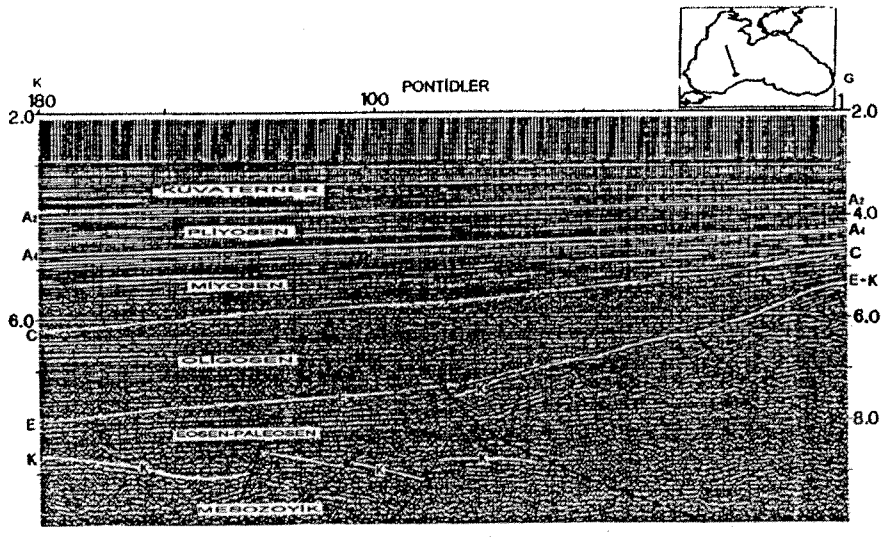
Şekil 50. Moesya platformu ve Batı Karadeniz sırtından geçen sismik kesit. Karadeniz'in açılması ile yaşıt listrik normal faylar görülmektedir. Bunların bir kısmı daha sonra aktivitelerini sürdürmüşlerdir (Finetti vd., 1988 den alınmıştır)



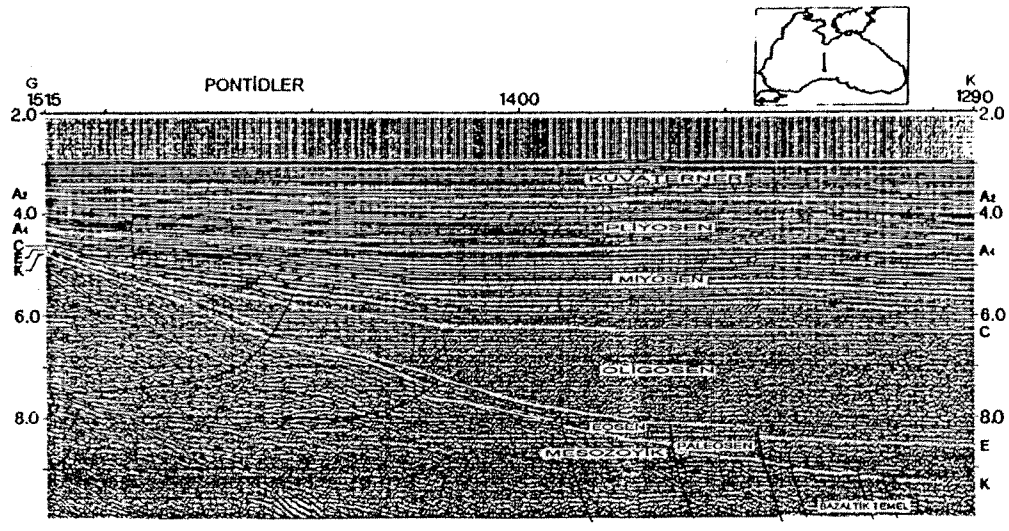
Şekil 51. Moesya Platformu'ndan geçen sismik kesit. Moesya Platformu'nda Karadeniz'in riftleşmesi ile yaşıt gelişmiş faylar izlenmektedir (Finetti vd., 1988 den alınmıştır)



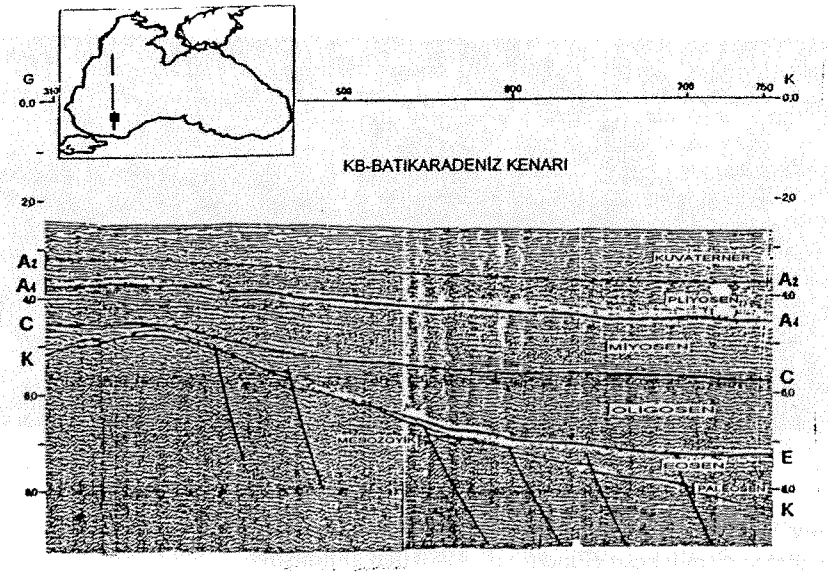
Şekil 52. Batı Pontidler'in önünde Pontid bindirmeleri ile Batı Karadeniz Havzası'nın daha yaşlı gerilmeli yapılarının ilişkilerini gösteren sismik kesit (Finetti vd., 1988 den alınmıştır)



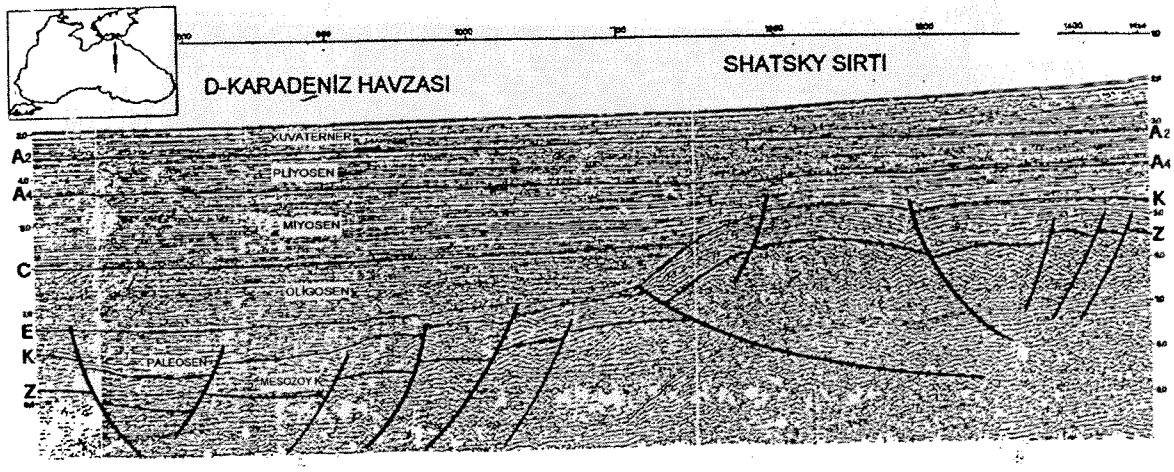
Şekil 53. Güney Karadeniz kıyısından geçen sismik kesit. Pontidler'in kuzey verjanslı Eosen bindirmeleri ve buna rağmen korunmuş daha yaşlı listrik normal faylar izlenmektedir (Finetti vd., 1988 den alınmıştır)



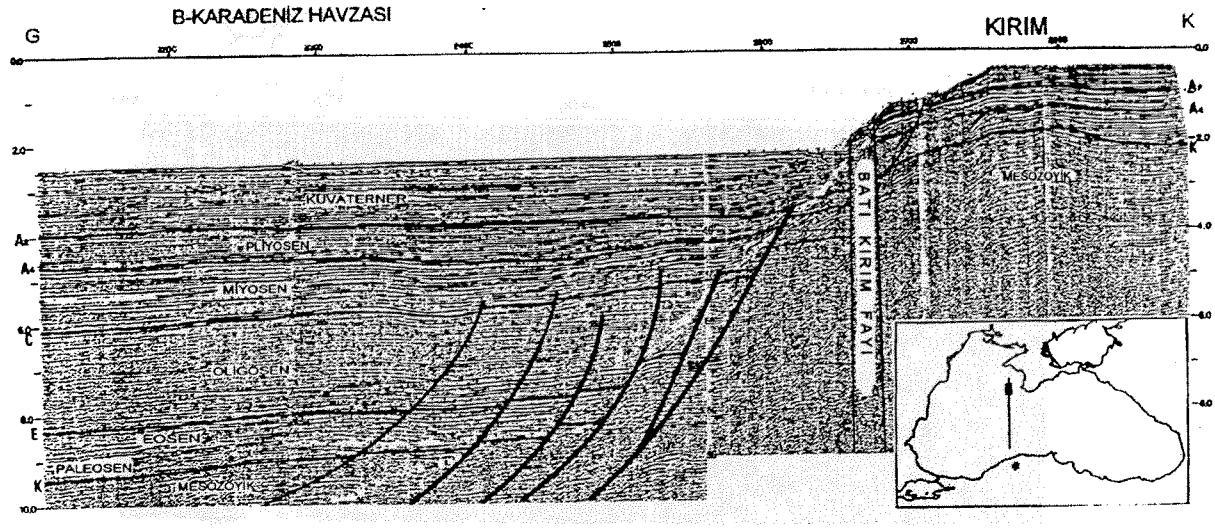
Şekil 54. Karadeniz güney kenarından geçen sismik kesit. Kuzeyde Karadeniz'in açılması esnasında gelişmiş gerilmeli alandan güneyde Pontidler'in kuzey verjanslı bindirmelerine geçiş izlenmektedir (Finetti vd., 1988 den alınmıştır)



Şekil 55. Karadeniz güneybatı kenarından geçen sismik kesit. Batı Karadeniz Havzası'nın alt kesimlerindeki gerilmeli yapıların daha sonraki sığ sıkışmalı tektonikten etkilenmediği izlenmektedir (Finetti vd., 1988 den alınmıştır)

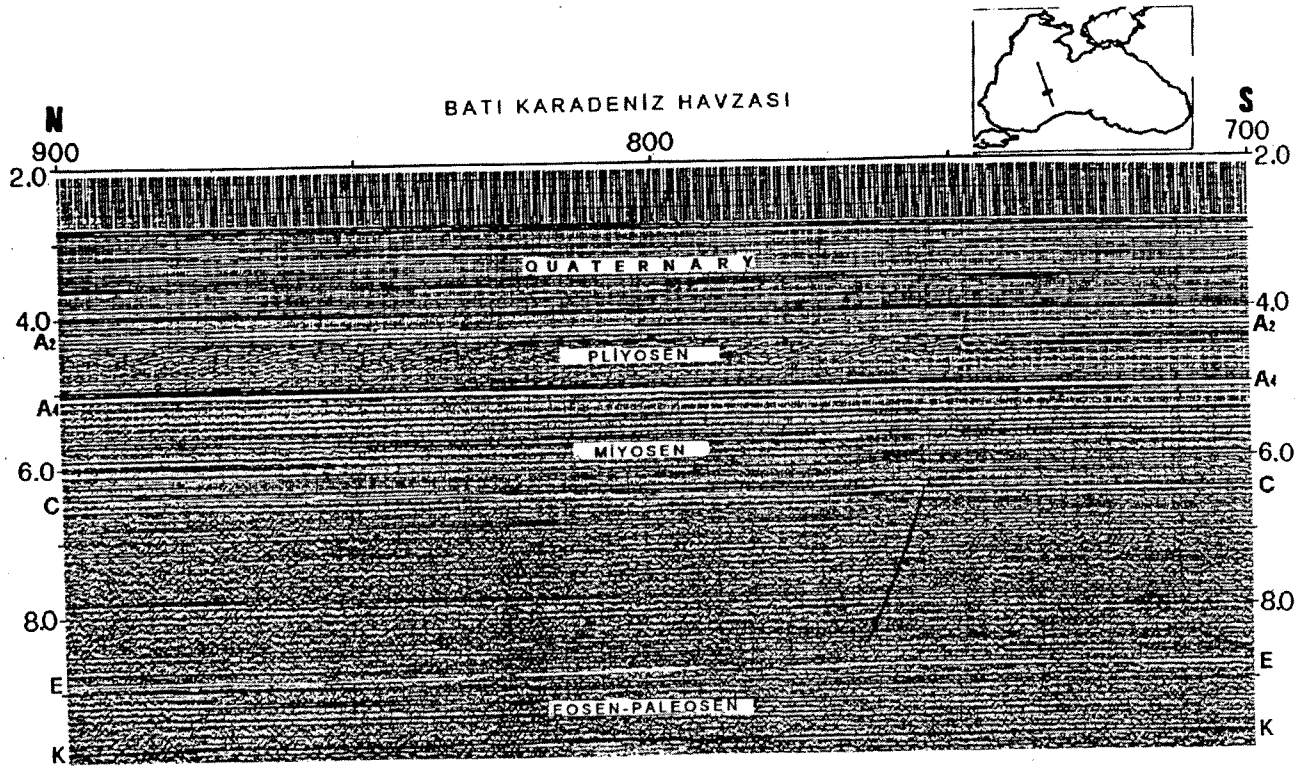


Şekil 56. Doğu Karadeniz havzası ve Shatsky sırtından geçen sismik kesit. Mesozoyik istifini kesen normal faylar izlenmektedir (Finetti vd., 1988 den alınmıştır)



Şekil 57. Batı Kırım kenarından geçen sismik kesit. Kesitin Batı Karadeniz havzası tarafında gerilmeli tektoniğin izleri görülmektedir. Bu gerilmeli rejim halen aktif olan doğrultu atımlı Batı Kırım fayı ile sınırlanmaktadır (Finetti vd., 1988 den alınmıştır)

Doğu Karadeniz Havzası'nın Shatsky sırtı ile havza arasında kalan kesiminde de bu rift tektoniğinin izleri açıktır. Buna karşılık Batı Karadeniz'in güney kenarında bu gerilme tektoniği havzanın sadece derin kesimlerinde belirgindir. Daha sığ kesimlerde ise Pontidler'in sıkışmalı yapıları bu gerilme tektoniğinin izlerini silmiş veya değiştirmiştir.

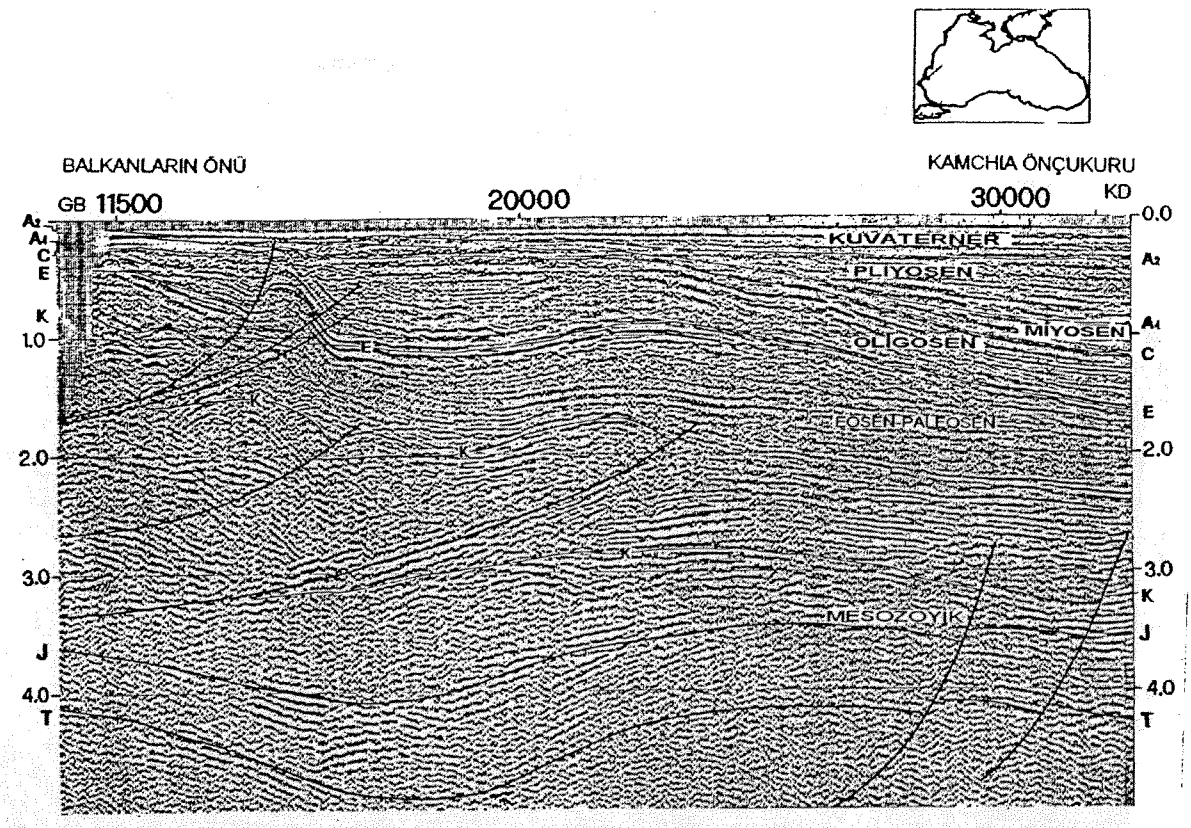


Şekil 58. Batı Karadeniz Havzası'ndan geçen sismik kesit. Havza ortasını dolduran deforme olmamış Paleojen-Kuvaterner istifi görülmektedir (Finetti vd., 1988 den alınmıştır).

Batı Karadeniz Havzası'nın derin kesimi bazaltik bir temel üzerinde oturan yaklaşık 14 km kalınlıkta, hemen hemen tamamen yatay duran bir çökel istifi ile doldurulmuştur (Şekil 58). Tuna yelpazesinde Pliyo-Kuvaterner çökelleri derin havzada 1900 m kalınlıkta iken kuzeybatıya, yani nehire doğru 4000 m kalınlığa ulaşır. Bu da Karadeniz Havzası'nın çökellerle dolmasında Tuna nehrinin başta da değinildiği gibi ne kadar önemli olduğunu göstermektedir. Batı Karadeniz Havzası'nda ortalama olarak Miyosen 2000, Oligosen 4000, Paleosen ve Eosen ise 3700 m kadar kalındır. Ancak bu kalınlık Kamchia alçalımının Karadeniz içerisindeki devamında 8000 m'ye yaklaşmaktadır. Paleojen birimlerindeki bu kalınlaşma gerek Pontidler'de gerekse Balkanidler'de daha önce tanıtılan sıkışmalı yapıların etkisi ile olmalıdır. Bu bindirmeli yapı sismik kesitlerde de bariz olarak görülür (Şekil 59)

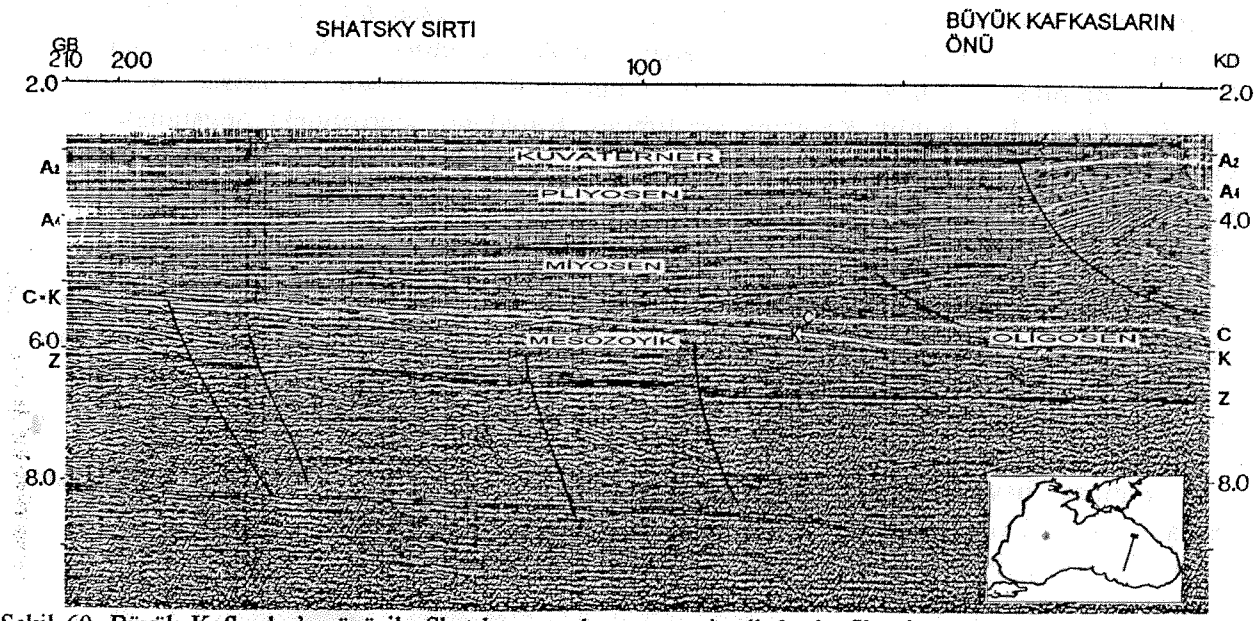
Batı ve Doğu Karadeniz havzalarını dolduran çökeller altta farklı, üstte ise benzer özellikler göstermektedir. Her iki havzanın Üst Eosen'den daha üstte kalan çökelleri yansıtıcı seviyeleri, kalınlıkları ve yapısal stilleri açısından aynı özelliklere sahiptir. Orta ve Alt Eosen ve daha aşağısındaki istifler açısından ise her iki havzada bariz farklılıklar dikkati çekmektedir.

Batıdaki havzada yatay duran çökel istif bazaltik bir taban üzerinde Kretase çökelleri ile başlamaktadır. Doğu Karadeniz Havzası'nda ise Kretasenin tabanında kalın bir Mesozoyik istifi vardır. Bu Mesozoyik istifi Batı Karadeniz Havzası'nın kenarlarında yeralan Mesozoyik birimlerine benzer bir şekilde normal faylarla kesilmiştir. Diğer bir deyişle Doğu Karadeniz Havzası'nın kenarlarını oluşturan Orta Karadeniz sırtı ve Shatsky sırtı gibi bölgelerde izlenen ve rift tektoniğinin izlerini taşıyan Mesozoyik birimleri havza ortasında da görülmektedir. Bu durum Batı Karadeniz Havzası'nın okyanusal bir kabuk aşamasına geçtiğini, buna karşılık Doğu Karadeniz Havzası'nın



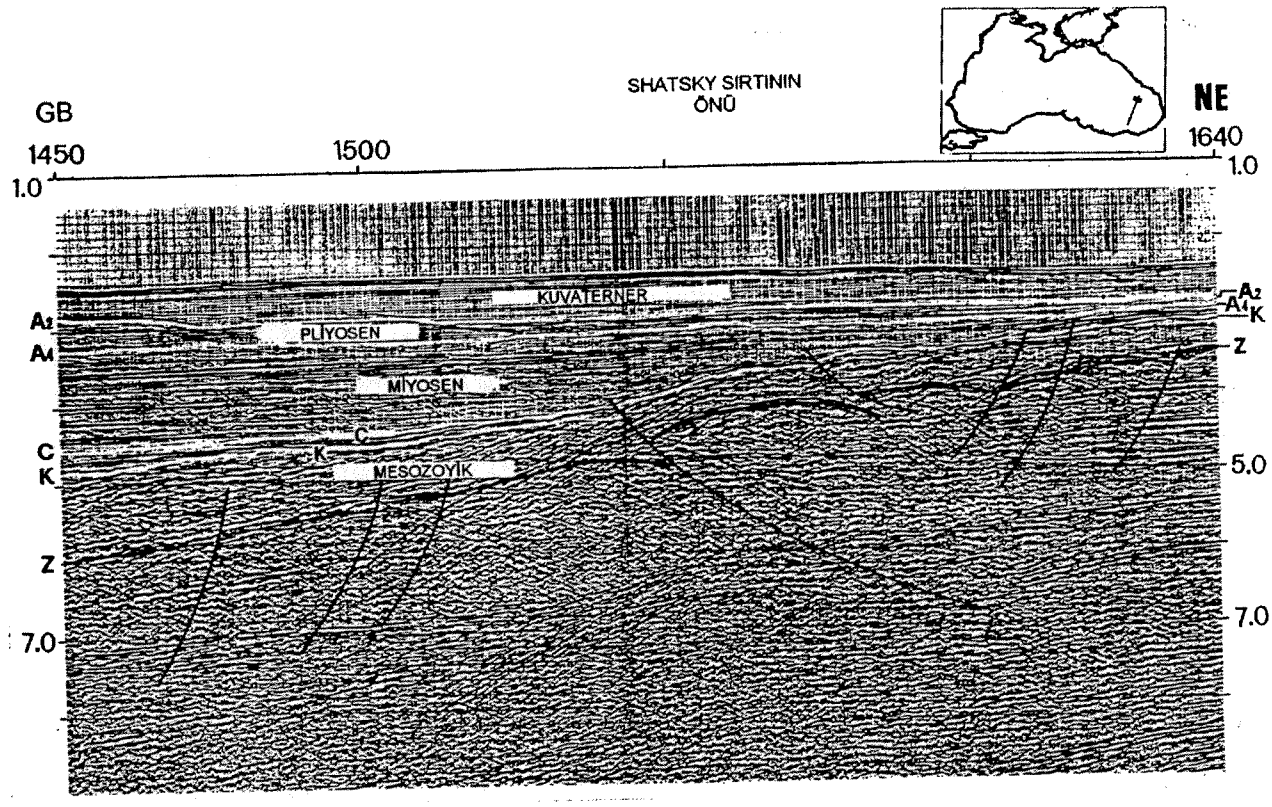
Şekil 59. Balkanidler'in önünden geçen sismik kesit. Balkanidler'in kuzey verjanslı bindirmelerinin Oligosen'e kadar devamlı olduğu ve Kamchia alçalımının yapısı görülmektedir (Finetti vd., 1988 den alınmıştır)

riftleşme aşamasında kaldığını ve incelmiş bir kıtasal kabuğa sahip olduğu yorumunu getirmektedir. Finetti vd (1988) ne göre doğu havzada da riftleşme orta-geç Kretase'de gerçekleşmiş, Karadeniz'in açılmasını sağlayan normal fayların büyük bir kısmı Kretase sonunda pasif hale geçmiş, ancak bu tektonik rejim Orta Eosen'e kadar devam etmiştir. Robinson vd. (1996) ise Batı Karadeniz havzası için Finetti vd. (1988) nin görüşlerine katılmakta ancak Doğu Karadeniz Havzası'nın Paleosen'de açıldığını savunmaktadırlar.



Şekil 60. Büyük Kafkaslar'ın önü ile Shatsky sırtından geçen sismik kesit. Shatsky sırtı güneyde Miyosen, Büyük Kafkaslar'ın önünde ise Üst Oligosen çökelleri ile örtülmektedir. Kesitin kuzeydoğusunda genç bindirmeler görülmeektedir (Finetti vd., 1988 den alınmıştır)

Karadeniz'in önemli bir tektonik elemanı olan Shatsky sırtı Büyük Kafkas bindirmeleri ile Doğu Karadeniz havzası arasında kalan önemli bir gömülmüş yapıdır (Şekil 56, 60, 61). Shatsky sırtında iki farklı yapı dikkati çekmektedir. Bunlardan ilki Mesozoyik birimlerini etkilemiş olan gerilmeli yapılar ikincisi ise Tersiyer sıkışmalı yapılarıdır. İkinci evre yapıları daha önceki yapıları etkileyerek onları silmiş ya da değiştirmiştir. Shatsky sırtının güneybatı kesiminde sıkışmalı yapıların Oligosen çökelleri tarafından örtüldüğü izlenmektedir (Şekil 61). Bu nedenle sıkışmalı deformasyonun olasılıkla Orta Eosen'de geliştiği söylenebilir. Shatsky sırtı kuzey ve kuzeydoğuya doğru Kırım ve Büyük Kafkaslar'ın genç bindirmeleri altında kaybolur. Burada sırtın üzerinde Tuapse teknesi adı ile bilinen ve Kafkas bindirmelerinin önünde gelişmiş derin bir önçukur (foredeep) bulunmaktadır. Güneydoğuya doğru ise Shatsky sırtı giderek sığlaşır ve yükselerek Gudata ve Ochamchiri yükselimlerini oluşturur. Shatsky sırtı karada ise daha önce tanıtılan Dzirula Masifi'ne kadar devam etmektedir.



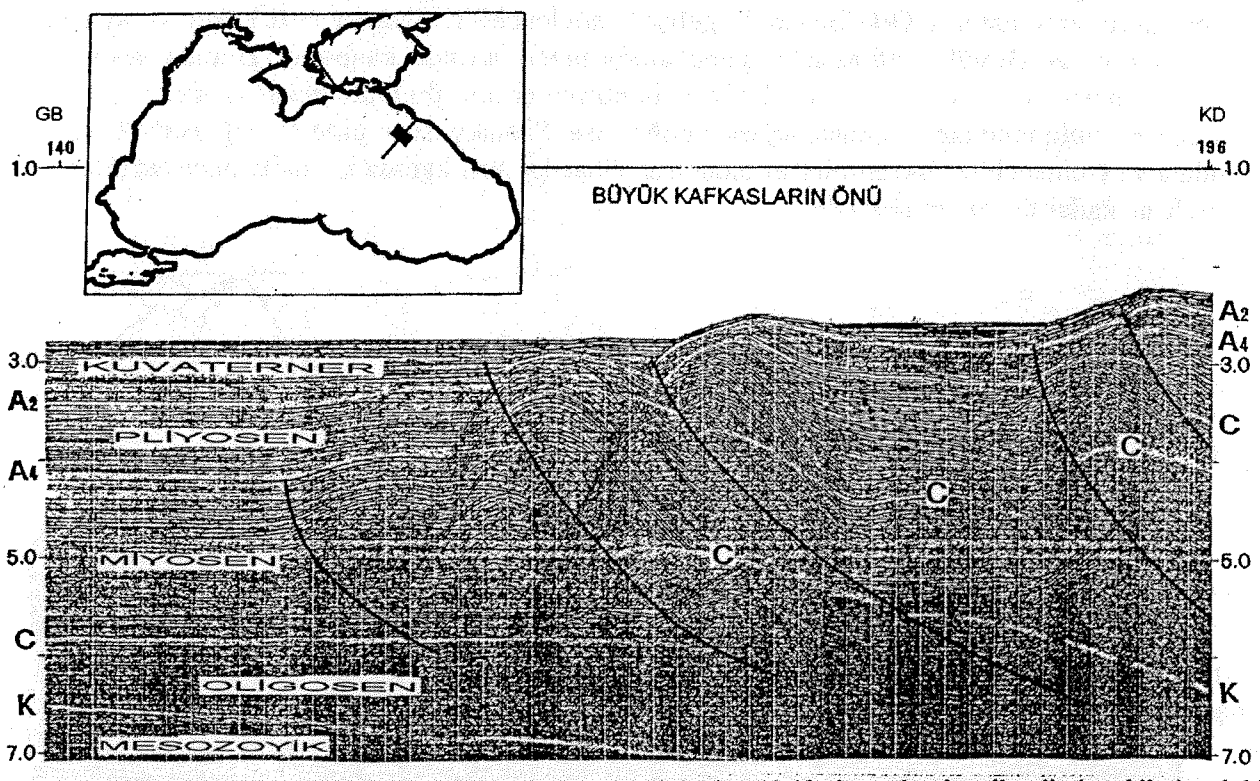
Şekil 61. Doğu Karadeniz havzası ile Shatsky sırtından geçen sismik kesit. Yaşlı rift tektoniği ve genç bindirmelerin etkisi izlenmektedir (Finetti vd., 1988 den alınmıştır)

Kırım ve Büyük Kafkas orojenik kuşakları değişik temeller üzerinde çökelmiş Mesozoyik ve Tersiyer kayalarını içeren kıvrımlı ve bindirmeli bir yapıya sahiptir. Büyük Kafkaslar, Orta Jura yaşlı bir havzanın açılma (Sleyt-diyabaz Okyanusu) ve kapanmasına şahitlik etmiştir. Bazaltik bir kabuğa sahip olan (Zonenshain ve Le Pichon, 1986) bu havza daha sonra sıkışarak kapanmıştır. Benzer bir evrim Kırım için de sözkonusudur ancak burada sıkışmalı deformasyonun nedeni farklıdır. Büyük Kafkaslar'ın güney kanadı Shatsky sırtı ile çarpışmış ve deforme olmuş, Kırım ise daha kalın bir kabuk parçası halindeki Orta Karadeniz sırtının kuzeybatı ucu ile çarpışmıştır.

Dobruca olasılıkla başlangıçta Kırım ve Büyük Kafkaslar'a kadar uzanan aynı Mesozoyik (ve Paleozoyik) havzasının batı ucunu temsil etmektedir. Ancak Kırım ve Büyük Kafkaslar'ın şiddetli sıkışmalı deformasyona uğramaları esnasında Batı Kırım Doğrultu Atımlı Fayı'nın batısında kalan

alanlar bu şiddetli deformasyondan etkilenmişlerdir. Batı Kırım Fayı'nın batısındaki alanlarda daha çok tatlı kıvrımlar izlenmektedir.

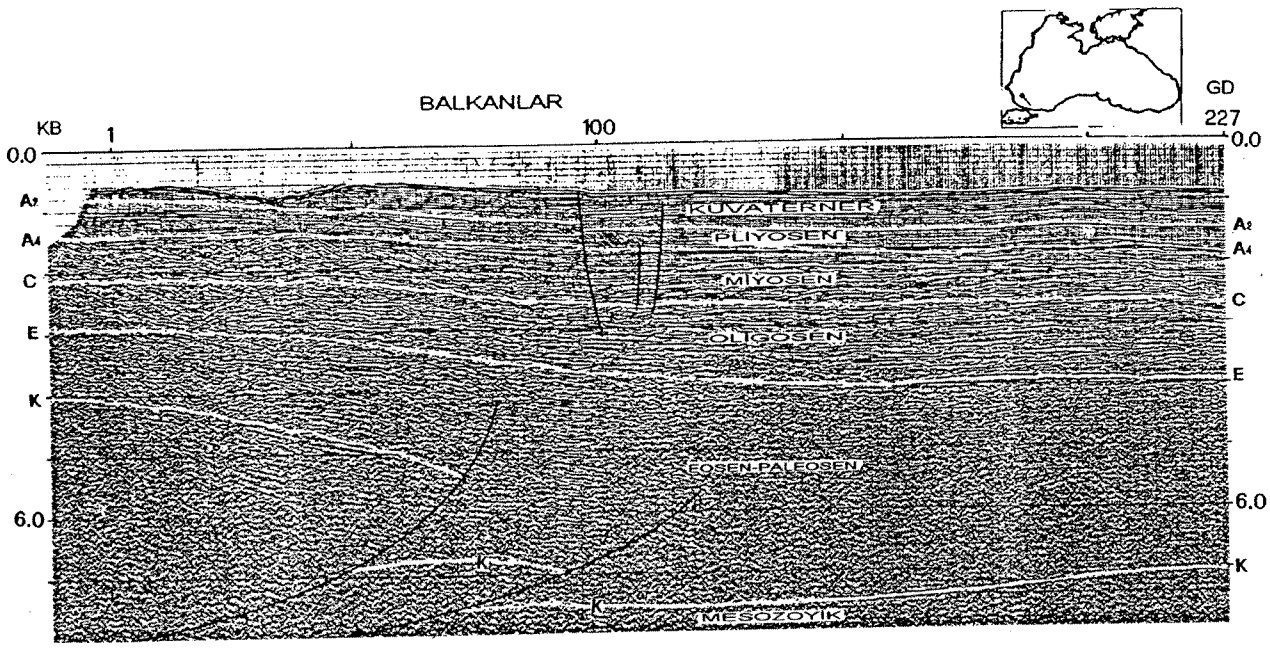
Büyük Kafkaslar'ın bindirmeli yapısı Karadeniz içerisindeki sismik hatlarda da açıkça görülmektedir (Şekil 60, 62). Bindirme düzlemleri karaya doğru eğimli olup giderek derinleşmektedir. Kıyı ötesinde Tersiyer ve Kuvaterner çökellerinin dilimlenmesine neden olan bu sıkışmalı tektonik rejim sismik verilerden de bilindiği gibi hala aktiftir (Eva vd., 1988).



Şekil 62. Büyük Kaskas bindirmelerinin önünden geçen sismik kesit. Aktif sıkışmalı tektonik rejimin etkileri açık bir biçimde izlenmektedir (Finetti vd., 1988 den alınmıştır)

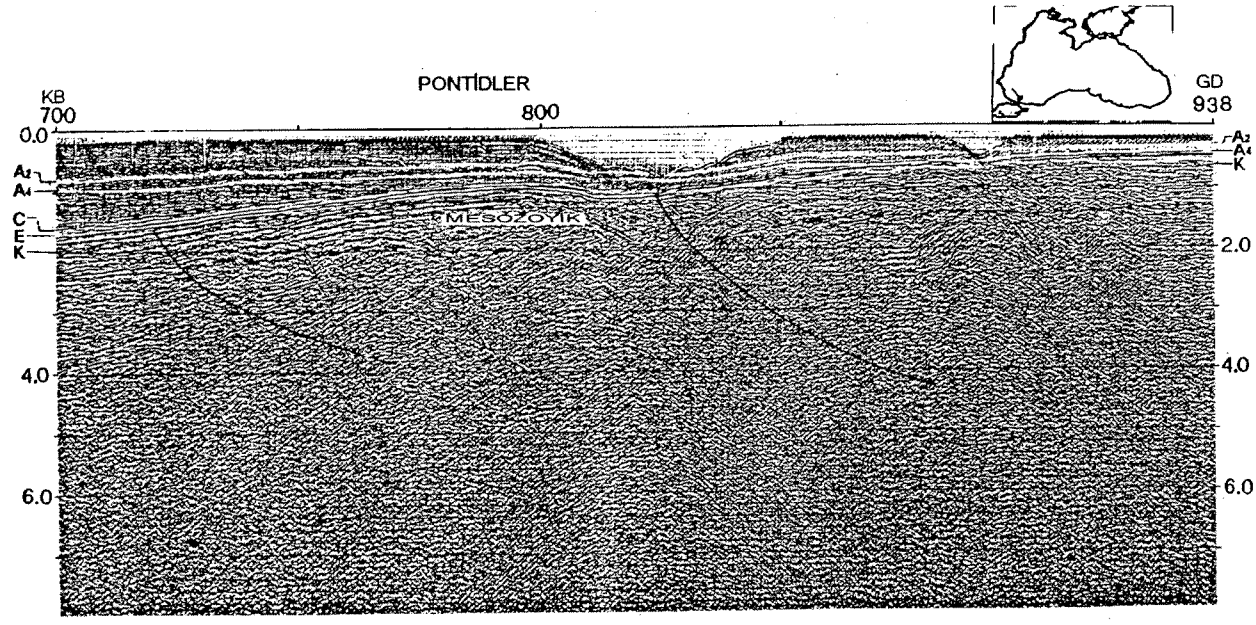
Büyük Kafkaslar batıkuzeybatı-doğugüneydoğu, Kırım ise güneybatı-kuzeydoğu yönünde bir gidişe sahiptir. Birbirinin devamı olan bu iki kuşak arasındaki bu doğrultu farkı Finetti vd. (1988) ne göre Batı Kırım'ın Batı Kırım fayı boyunca 60-70 km atım yaratacak şekilde saatin tersi yönünde dönüşü ile ilgilidir. Okay vd. (1994) ne göre İstanbul Zonu'nun Odessa şelfindeki orijinal yerinden koparak bugünkü yerine hareket etmesine neden olan, bu nedenle de Karadeniz'in açılmasından birinci derecede sorumlu olan Batı Kırım Fayı, Kırım Yarımadası'nın batısından alınan sismik kesitlerde açık olarak görülmektedir (Şekil 57). Bu fay daha güney alanlardaki kesitlerde ise görülmemektedir. Pontidler üzerinde Batı Kırım Fayı'nın doğrultusunda bulunan Araç-Daday zonunun geç Santoniyen'den önce gelişmiş olduğu dikkate alınırsa bu durum Batı Kırım Fayı'nın Tersiyer'de aktif olmadığı şeklinde yorumlanabilir.

Doğudaki Büyük Kafkaslar gibi batıdaki Balkanidler'in bindirmeli yapısı da sismik kesitlerden açıkça görülmektedir (Şekil 59, 63). Bulgar şelfindeki kuyu verileri ile de denetlenmiş olan kesitlerden anlaşıldığına göre buradaki ana sıkışma evresi Orta Eosen'de olmuştur. Balkanid bindirmelerinin önünde gelişmiş olan Kamchia öncukurunda kalın bir çökel istif vardır. Bu Paleosen-Eosen istifi Kamchia alçalımında 4400 m'den, bu havzanın Karadeniz Havzası'ndaki devamında 7200 m'ye kadar değişen kalınlıklara sahiptir. Yapısal verilerle birlikte değerlendirildiğinde bu kalınlaşmaya Balkanidler'deki bindirmelerin neden olduğu anlaşılmaktadır.



Şekil 63. Güney Balkanidler ile Kamchia alçalımından geçen sismik kesit. Güney Balkanidler'deki Orta Eosen bindirmelerinin önünde Kamchia alçalımını dolduran çok kalın Senozoyik istifi görülmektedir (Finetti vd., 1988 den alınmıştır)

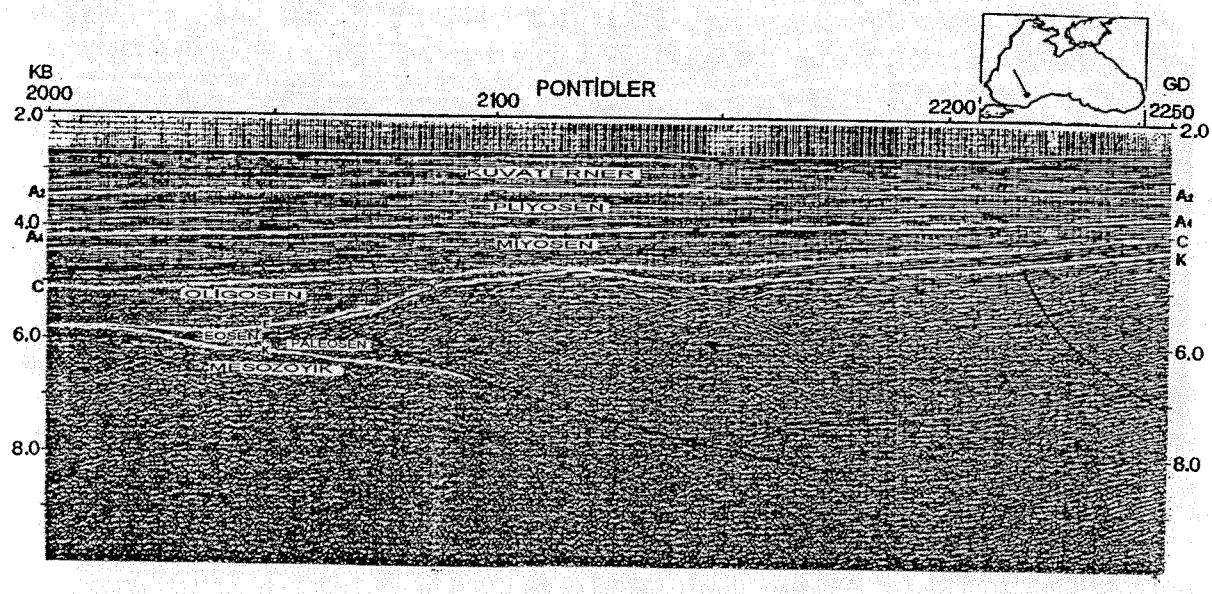
Kamchia alçalımı ve Moesya Platformu'ndaki sismik kesitlerde Jura ve Triyas birimleri de görülmektedir. Bu birimler Karadeniz'in açılması ile ilgili normal faylarla kesilmişlerdir. Bu şiddetli normal faylanma dönemi Kretase sonundan önce durmuş ancak bu faylar havzanın çökmesine bağlı olarak ya da daha sonraki sıkışmalı hareketler tarafından yeniden kullanılmışlardır.



Şekil 64. Batı Pontidler'den geçen sismik kesit. Kuzey verjanslı Eosen bindirmeleri görülmektedir (Finetti vd., 1988 den alınmıştır)

Pontidler, Karadeniz'in suları altında da karadaki gibi kuzey verjanslı bindirmelerle dilimlenmişlerdir (Şekil 52, 53, 54, 64, 65). Pontidler'in Karadeniz'e bakan yamaçlarının alt kesimleri ise Karadeniz'in açılması ile ilgili gerilmeli yapıları hala korumaktadır (Şekil 52, 53, 54). Buna karşılık üst kesimler tümüyle sıkışmalı deformasyondan etkilenmiştir. Paleosen'de görülen önemli düşey hareketlerin nedeni Finetti vd. (1988) ne göre havzanın aşırı yük nedeniyle çökmesidir. Ancak bu dönem hemen hemen İstanbul zonu üzerinde Devrek Havzası'nın açıldığı

döneme karşılık gelmektedir. Paleosen normal fayları havza yükü nedeniyle meydana gelen çökmelerin yanısıra bu açılmanın Karadeniz içerisindeki devamını da temsil ediyor olmalıdır. Bu çökme daha önce gelişmiş fayların da yeniden aktifleşmeleri açısından önemlidir. Bunu takiben Orta Eosen'den itibaren sıkışmalı bir rejim gelişmiştir. Bu sıkışmalı rejim Balkanidler ile yaşıttır.



Şekil 65. Batı Pontidlein kenarından geçen sismik kesit. Eosen bindirmeleri izlenmektedir (Finetti vd., 1988 den alınmıştır)

5.2. Karadeniz'in Stratigrafisi

5.2.1. Kronostratigrafi

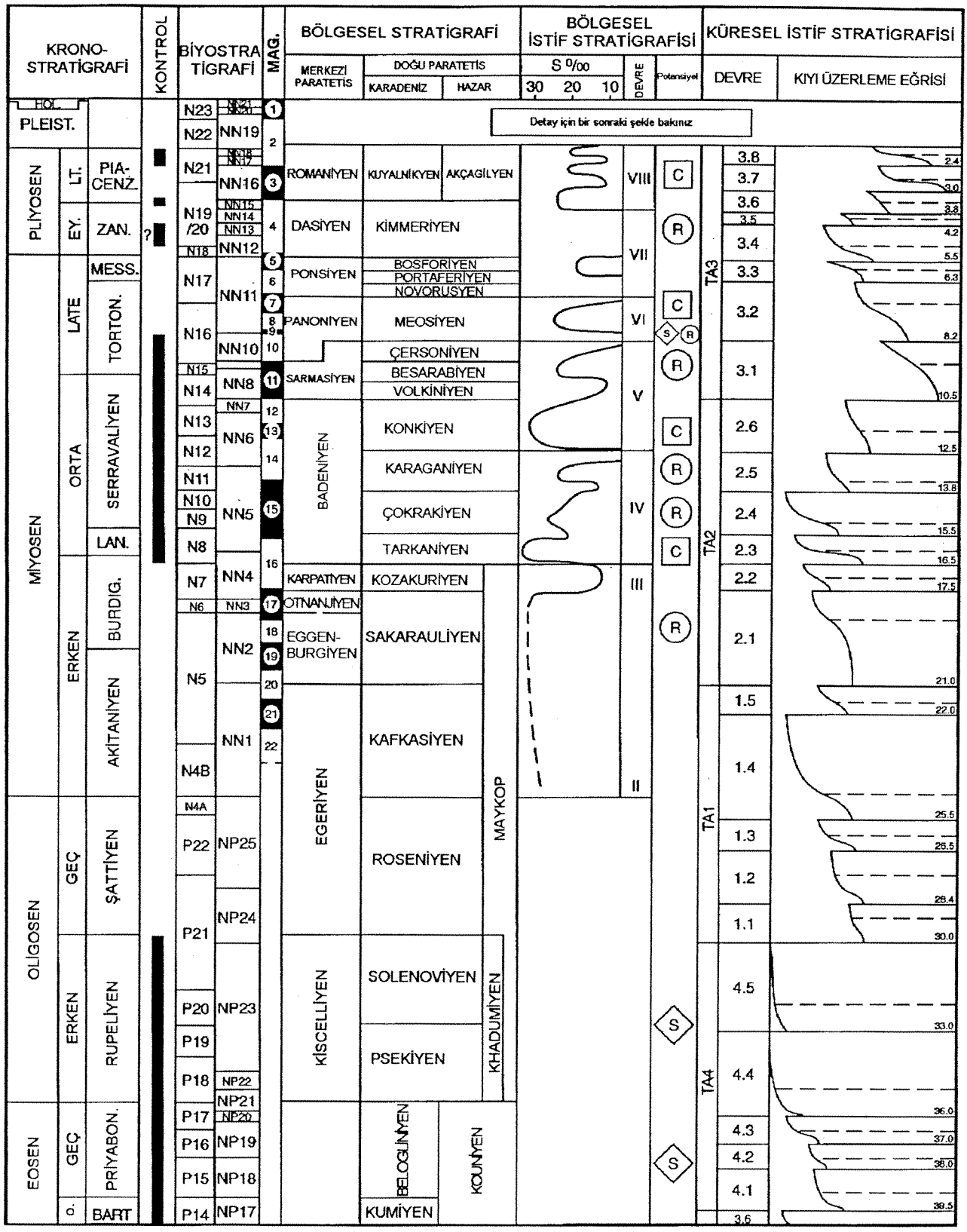
Bu bahiste Karadeniz'in Miyosen'den günümüze kadar uzanan dönemine ait kronostratigrafik ayırtları üzerinde durulacaktır. Tetis Okyanusu'nun Avrasya'nın güney kenarı boyunca kapanmasını takiben Alplerden Himalayalara kadar uzanan kuşak içerisinde çok sayıda çökel havza oluşmuştur. Bunlar topluca kıta içi Paratetis Havzası'nı oluştururlar. Paratetis Havzası'nın oluşumunun arkasından tektonik yükselme ve östatik sığlaşma sonucunda Miyosen-Pliyosen'de çok sığ denizel ya da denizel olmayan alanlar oluşmuştur. Böylece dünya denizleri ile bağlantıları kopan doğu Paratetis'te endemik fauna ve floralar gelişmiştir. ParaTetis'in evriminde görülen jeolojik olaylar tektonik hareketlerle olduğu kadar iklimle de yakından ilgilidir. Bu nedenlerden dolayı iyi bilinen diğer Paratetis havzalarının Karadeniz'deki yakın jeolojik olaylarla deneştirilmesinde önemli güçlüklerle karşılaşılmaktadır. Karadeniz için önerilen kronostratigrafi çizelgeleri de bu nedenle önemli farklılıklar göstermektedir. Yakın zamanda Jones ve Simmons (1997) Doğu Paratetis için eski çalışmaların yanısıra mikropaleontoloji, biyostratigrafi, klimatostratigrafi, magnetostratigrafi, istif stratigrafisi ve paleocoğrafik verilerden hareketle bir kronostratigrafi çizelgesi hazırlamışlardır. Şekil 66 ve 67 de gösterilmiş olan bu kronostratigrafi çizelgesinde kronostratigrafik ayırtların hangi verilere dayanılarak verildiği belirtilmiş ve bunlar diğer Paratetis havzaları ile de deneştirilmiştir.

5.2.2. Litostratigrafi

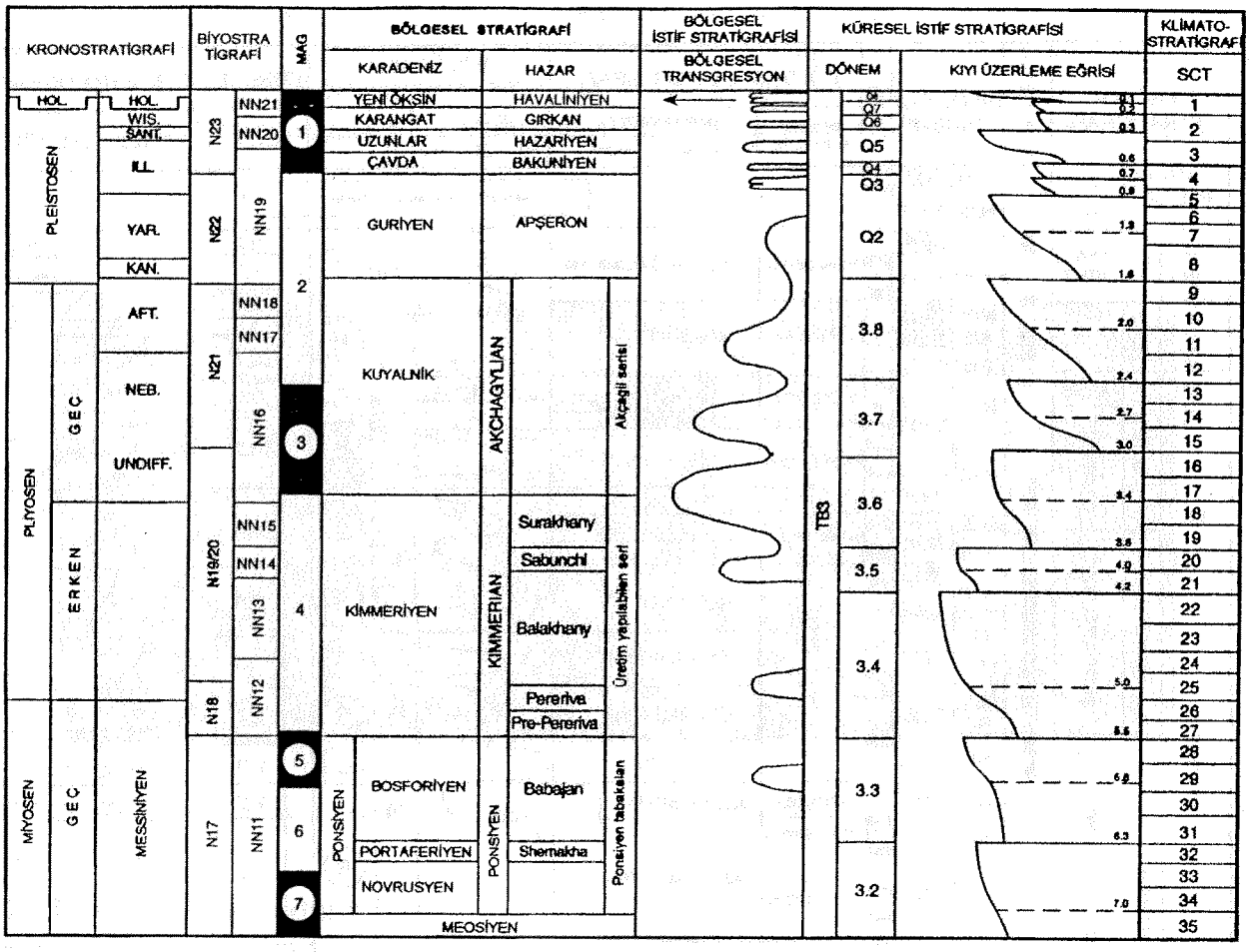
Bu bahiste Karadeniz'in içerisinde ve kıyılarındaki Neojen ve daha genç birimlerin stratigrafisi incelenecektir.

5.2.2.1. Karadeniz içerisindeki birimlerin litostratigrafisi

Karadeniz içerisinde yeralan 12 ile 14 km kalınlığında çökel dolgu sismik hızları dikkate alınarak üç kısma ayrılmıştır (Muratov ve Neprochnov, 1967; Neprochnova, 1975). En üstte yeralan



Şekil 66. Karadeniz ve çevresinin Oligosen-Holosen stratigrafisi. S tuzluluk oranını (binde) dolayısı ile deniz bağlantısını göstermektedir. C- örtü kaya, R- hazne kaya, S- ana kaya potansiyelini gösterir (Jones ve Simmons, 1997 den alınmıştır)



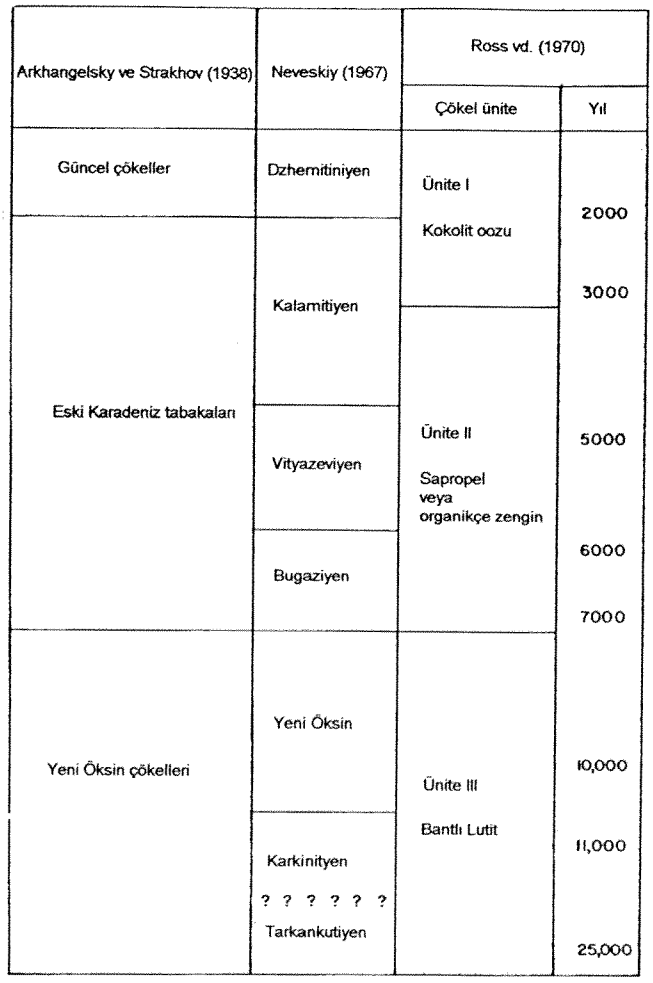
Şekil 67. Karadeniz ve çevresinin Pliyosen-Holosen stratigrafisi. Büyük harfler kronostratigrafik, küçük harfler litostratigrafik üniteleri göstermektedir. SCT-süperklinotemler. Bugünkü Karadeniz seviyesine göre Çavda 100m, Uzunlar 40 m, Karangat 13-25 m, Yeni Öksin 5 m daha yüksek bir deniz seviyesi ile temsil edilmiştir (Jones ve Simmons, 1997 den alınmıştır)

ve Pliyosen-Kuvaterner çökellerine karşılık geldiği tahmin edilen 2 km'lik kısım 1.6 ile 1.8 km/sn lik hızlarla temsil edilmiştir. Bunun altındaki Miyosen yaşlı olduğu tahmin edilen kesim 3-5 km kalınlığa ve 3 km/sn lik hıza sahiptir. En altta yeralan 2-8 km kalınlığındaki ve Paleojen-Kretase yaşlı olduğu tahmin edilen kesimde ise 4-4.5 km/sn lik hızlar ölçülmüştür.

Karadeniz'i dolduran çökel istifin özellikleri hakkında en önemli veriler kıyı ötesinde açılan petrol sondajlarından edinilmiştir. *Deep Sea Drilling Project Leg 42* kapsamında açılan üç kuyu Karadeniz çökelleri hakkında son derece değerli bilgiler sağlamıştır. Bunun yanısıra çeşitli yöntemlerle alınan sığ örneklerle de Karadeniz'in stratigrafisi öğrenilmeye çalışılmaktadır.

Karadeniz'in abisal düzlüğünden alınan yüzeysel örnekler deniz tabanındaki birkaç mlik bir zona özgü birimleri anlamamıza yardımcı olmuşlardır. 1969 yılında *ATLANTİS II* seferi esnasında toplanan örnekler Karadeniz'de son 25.000 yılda üç ana sedimenter ünitenin çökelmiş olduğunu göstermiştir (Şekil 68). Bu üç ünite Ross vd (1970) tarafından 1., 2. ve 3. Ünite olarak adlanmıştır.

1.Ünite en üstte duran, genelde 30 cm kadar kalın, beyaz ve siyah renkli birimlerin ardalanmasından oluşur. Her santimde 50 ile 100 lamina vardır. Ünite %80 e kadar varan oranda yüksek biyojenik kalsiyum karbonat içerir. Beyaz tabakalar hemen hemen bütünü ile *Emiliana huxlei* kokolitlerinden oluşur. Siyah tabakalar ise daha yüksek organik material ihtiva ederler. Radyokarbon yöntemi ile bu birimin tabanının günümüzden 3000 yıl önce çökelmeye başladığı



Şekil 68. Karadeniz'in abisal düzlüğünden alınan yüzeysel örneklerin stratigrafisi (Ross, 1974 ten alınmıştır)

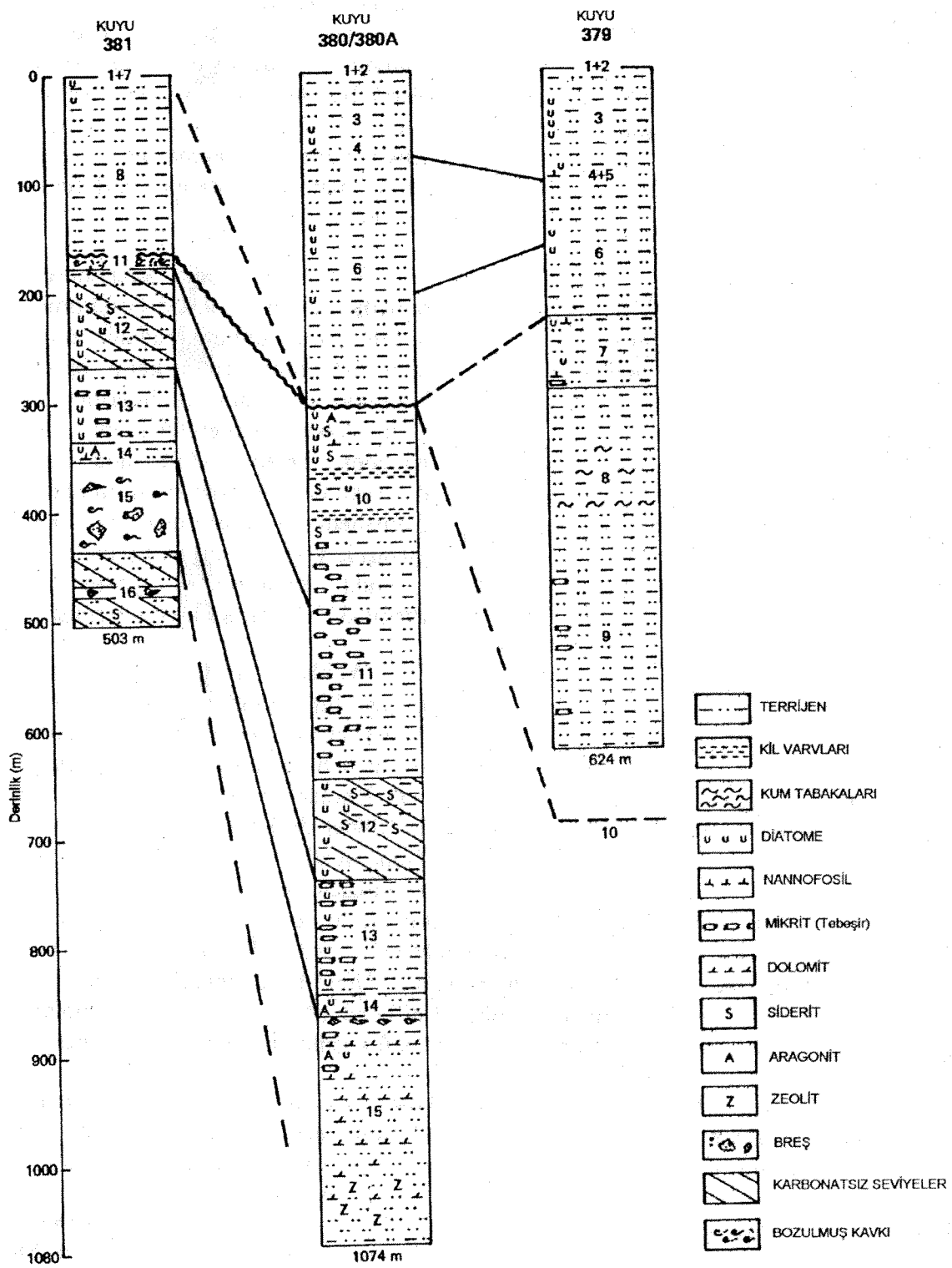
belirlenmiştir. 2. Ünite yaklaşık 40 cm kalın olup koyu kahve renkli ve jöle şeklindedir. %50 ye varan oranda organik madde içeren bu ünitenin yaşı radyokarbon yöntemi ile 7000 yıl olarak belirlenmiştir. 3. Ünite ise seyrek olarak kum ve silt tabakaları içeren açık ve koyu renkli lutit ardalanmasından oluşur. Koyu renkli tabakalar demir sülfatları açısından zengindir.

Karadeniz'de dip kazıyan organizmalar olmadığı için dip çökelleri iyi korunmuştur. Bu nedenle bu üç ünite Karadeniz'in çoğu yerinde takip edilebilir. 1mm kalın bir tabaka bile havzanın bir ucundan diğerine 100 km den fazla takip edilebilmektedir. Bu durum Karadeniz'de son 25.000 yıldan bu yana abisal düzlükte belli bir zaman dilimindeki koşulların değişmediğini göstermektedir. Ross (1978) yukarıda kısaca tanıtılan üç ünitenin özellikleri ışığında Karadeniz'in yakın evrimi için aşağıdaki gibi bir senaryo önermiştir:

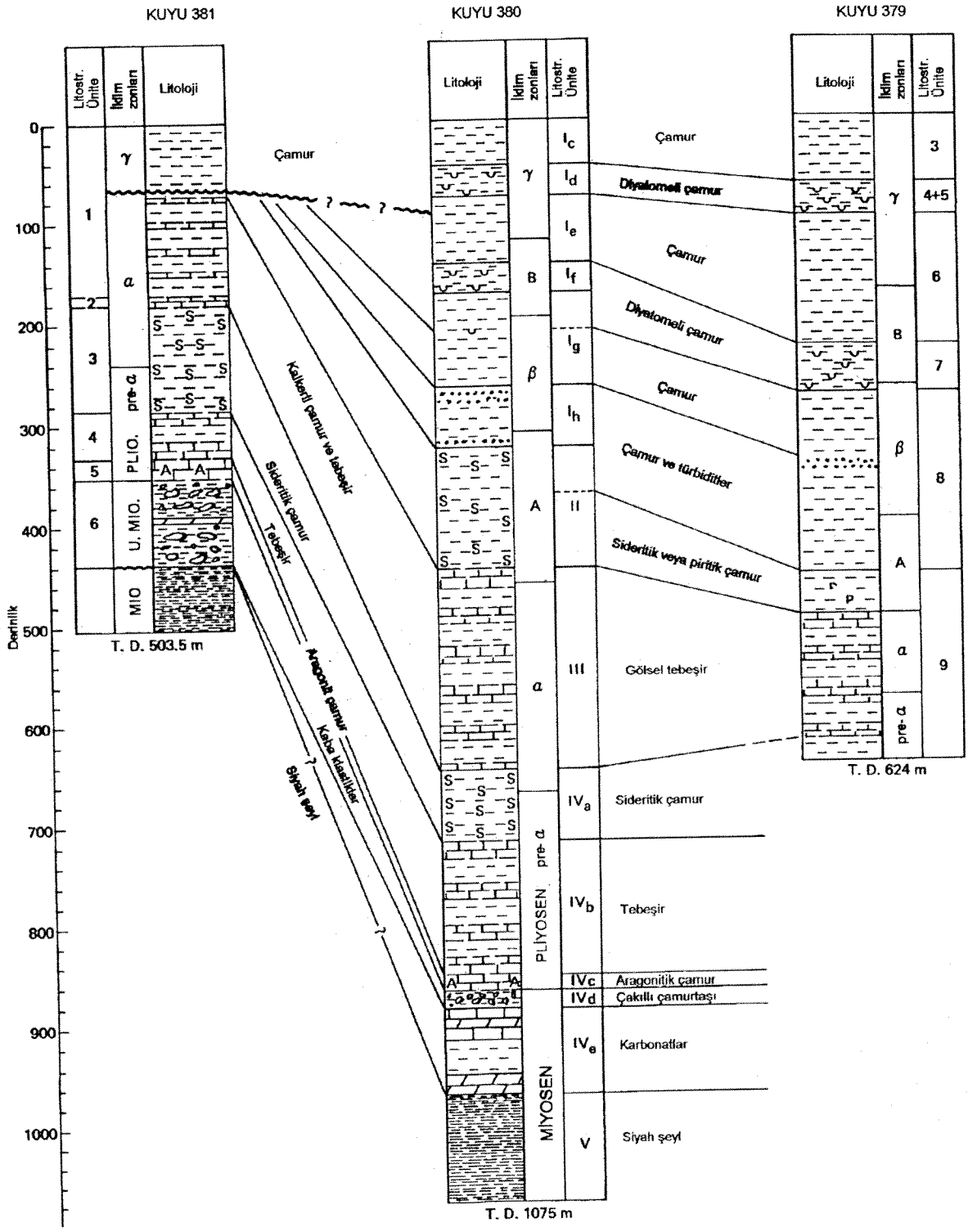
Yaklaşık 25.000 yıl önce Karadeniz denizel bir havzadan bir tatlı veya acısu gölüne dönüşmüştü. Deniz seviyesi bugünkünden 30-40 m daha düşüktü ve Boğaz geçişi olmadığı için Karadeniz ile Akdeniz bağlantılı değildi. Bu dönemde Karadeniz derinde de aerobik idi. Günümüzden 9.000 ile 7.000 yıl öncesinde buzulların erimesi ve deniz seviyesindeki yükselmeler nedeniyle Akdeniz sularının Boğaz yolunu kullananak Karadeniz'e girmesi sonucunda tatlısu ortamından deniz ortamına ve iyi havalandırmalı koşullardan durgun koşullara tedrici bir geçiş gelişti. Organik madde açısından zengin olan 2. Ünite bu dönemin ürünüdür. Bu dönemde yükselen deniz seviyesi nedeniyle nehirler çökellerini kendi ağızlarına biramışlar, böylece çökelme hızı azalmıştır. 3.000 yıl önce ise Karadeniz'de bugünkü koşullar oluşmuş ve 1. Ünite çökelmiştir.

GLOMAR CHALLENGER'in açtığı üç kuyu Karadeniz'in yukarıda tanıtılan yüzey birimlerinden daha alttaki çökelleri hakkında bilgiler sağlamıştır. Yerleri Şekil 2 de görülen bu üç kuyudan elde edilen örnekler palinoloji (Traverse, 1978), mikrofosil (Percival, 1978), diyatome (Jouse ve Mukhina, 1978) ve bentik foraminifera (Gheorghian, 1978) yönünden incelenmiş ancak karakteristik fosil yokluğu, bulunan fosillerin önemli bir kısmının yeniden işlenmiş olması ve sondaj yerleri arasında önemli bir mesafe olması gibi nedenlerle farklı yorumlara gidilerek farklı korelasyonlar elde edilmiştir (Şekil 69, Stoffers vd., 1978; Şekil 70, Hsü, 1978; Şekil 71, Muratov vd., 1978). Aşağıda her üç kuyuda kesilen birimlerin özellikleri ve bunların jeolojik anlamı Muratov vd. (1978) ve Ross (1978)'den alınarak özetlenmiştir.

Karadeniz'de açılan 379 numaralı kuyuda yukarıda sözü edilen yüzeysel ünitelerden ilk ikisi elde edilememiş, çok kalın bir Pleyistosen istifi kesilmiştir. İstanbul Boğazı'na yakın kıta yamacı üzerinde iki yerde 2115 ve 1750 m derinlikte iki sondaj açılmıştır. Bunlardan 380/380 A kuyusunda 1073,5 m, 381 kuyusunda ise 503,5 m çökel elde edilmiştir (Şekil 2, 69, 70, 71).

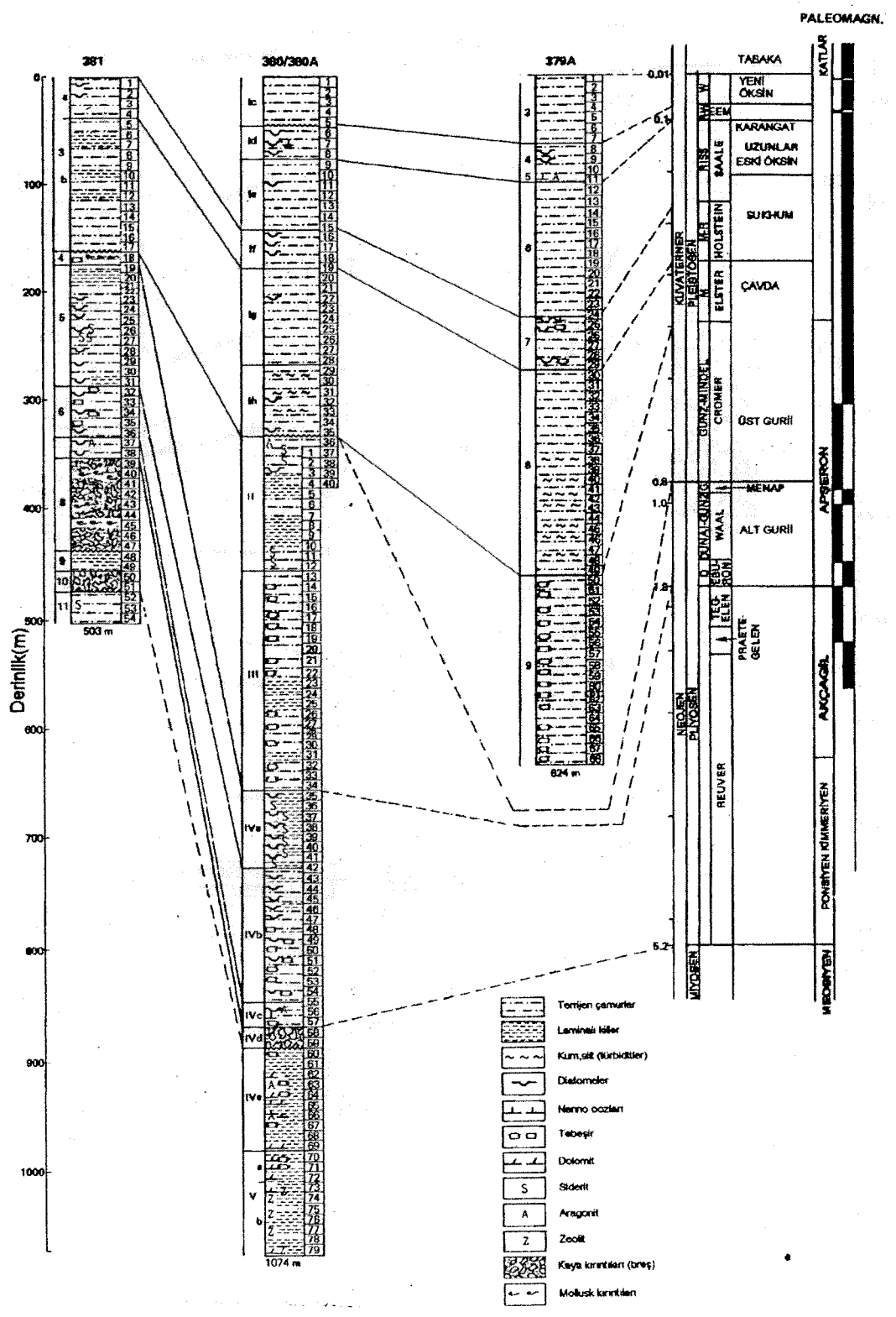


Şekil 69. Karadeniz'de *GLOMAR CHALLENGER* tarafından açılan araştırma kuyularına ait stratigrafik korelasyon (Stoffers vd., 1978 den alınmıştır)



Şekil 70. Karadeniz'de *GLOMAR CHALLENGER* tarafından açılan araştırma kuyularına ait stratigrafik korelasyon (Hsü, 1978 den alınmıştır)

379 numaralı sondajda çökel istifi Ross (1978) tarafından tanımlanmış olan 3. ünite ile başlar. Bunun altındaki kalın Pleyistosen istifi Muratov vd. (1978) tarafından numaraları alta doğru artan 9 üniteye ayrılmıştır (Şekil 71). 3, 6 ve bilhassa 8 numaralı üniteler bol türbidit içerirler. 4, 5 ve 7 numaralı ünitelerin ise biyojenik bileşenleri çok boldur. 9 numaralı ünitede periyodik olarak tekrarlanan karbonat aratabakaları vardır.



Şekil 71. Karadeniz'de *GLOMAR CHALLENGER* tarafından açılan araştırma kuyularına ait stratigrafik korelasyon (Muratov vd., 1978 den alınmıştır)

380/380 A numaralı kuyulardaki istif ise 5 üniteye ayrılmış, ancak bu ünitelere farklı bir numaralama sistemi verilmiştir. Kuyu verilerini deneştirmede başarısız olunmasının nedenlerinden biri de bu farklı numaralama sistemidir. Bu kuyuda en üstteki Ünite I terrijen çamur, silt ve kumlardan oluşur. Unite II de terrijen çamur ve killer dolomit, kalsit, siderit ve aragonitlerle ardalanırlar. Unite III bir gölsel tebeşirdir (*Seekreide*). Ünite IV ün üst kısmında diyatome açısından zengin laminalı killer egemendir. Bunlar içerisinde siderit, dolomit, kalsit ve aragonit seviyeleri de bulunmaktadır. Ünite V ise dolotaşı ve zeolit arakatkıları içeren siyah bir çamurdur.

381 numaralı sondajda kesilen birimler 11 üniteye ayrılmıştır, Ross (1978) in tanıttığı üst iki ünite bu sondajda da yoktur. Ünite III ün dönemsel karbonatlarına benzer tebeşirler Ünite 3 ün terrijen çamur ve killeri altında bulunmuştur. Organik madde muhtevası istifin altına doğru giderek artar. Ünite 8 kumlu, dolomitli ve mollusk kırıntılı bir breşik çökeldir. Ünite 9'da laminalı killer ince kumlarla ardalanırlar. Bu çökeller karbonat içermezler ve organik madde açısından zenginleşmişlerdir. Bunların altında yeniden bir breşleşmiş seviye bulunur, en alt ünite ise yeşil-gri renkli ince lamninalı, siderit arakatkılı silttaşlarından oluşur.

380/380A ve 381 numaralı kuyulardaki breşik çökeller çökelmede bir kesikliği (hiatus) işaret etmekte ise de bunun süresi hakkında birşey söylemek mümkün değildir. Bu hiatusun altındaki çökellerin yaşı Muratov vd.(1978)'ne göre geç Miyosen'e yakın olmalıdır. Bu yorumun temeli ise Gheorghian (1978) tarafından bulunan bentik foraminiferlerdir. Bunun yanısıra 380 ve 381 numaralı kuyuların alt kısımlarında bulunan *Engelhardtia* faunası Kuzeybatı Avrupa ve Akdeniz Avrupası'nda geç Miyosen'de yokolmaktadır. Bu Karadeniz'de yokolması ile az-çok yaşıt olmalıdır.

380 ve 381 numaralı kuyularda kesilen istifin alt kısmındaki siyah silttaşları sığ bir ortamda çökelmiş ve önemli atmosferik (subaerial) diyajenetik alterasyona uğramış dolotaşı arakatkıları içermektedir (Stoffers ve Müller, 1978).

Bu veriler İstanbul Boğazı açılmadan önce Karadeniz'in sığ olduğunu işaret etmektedir. Diyatome verilerine göre (burada bulunan Diatome'ler 10-15 m su derinliğinde yaşamaktadır) önce tatlı su gölü halinde olan Karadeniz daha sonra bentik foraminiferler tarafından işaretlendiği gibi hafif acı su (brackish)-deniz fazına dönüşmüştür. Çökellerde büyük miktarda çam polenleri ve *Engelhardtia* florasının bulunması bu dönemde iklimin ılık olduğunu göstermektedir. Çökel rengi genel olarak siyah ya da koyu renklerdir, farklı karbonat ve zeolit seviyeleri vardır. Pirit ve organik madde boldur, laminalanma organizmalar tarafından delinmemiştir. Tüm bunlar ortamda bu dönemde indirgen koşulların egemen olduğunu göstermektedir.

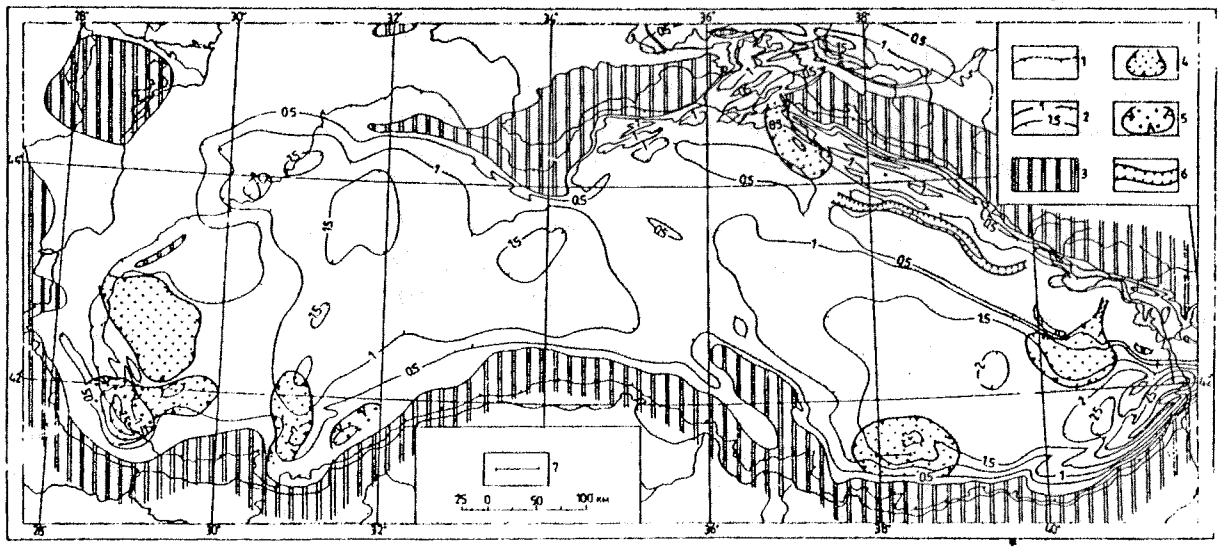
380 ve 381 numaralı kuyuların en altında kesilen olasılı Üst Miyosen birimleri içerisinde iyi kristallenmiş montmorillonit bulunması bunların güneybatıdaki drenaj alanından beslendiğini göstermektedir (Stoffers ve Müller, 1978; Trimonis vd., 1978). Daha üstteki breşik zonlar ise Karadeniz'de su seviyesinin ve tuzluluğun artmasına neden olan Akdeniz suyunun havzaya girdiği dönemleri işaret etmektedir.

Pliyosen'de Karadeniz'de kalın sapropelik-diyatomik killer ve tebeşirler çökelmiştir. Nannofosiller ve denizel diyatome kompleksleri başlangıçta hafifçe tuzlu-acı denizel koşuların mevcut olduğunu işaret etmektedir. Çökellerin dönemsel tekrarlanmaları havzadaki suyun önceden olduğu gibi tabakalı bir yapıya sahip olduğunu ve ikisi arasındaki arayüzeyin yükselip alçaldığını belirtmektedir. Polen spektrumundaki değişimler kısa ılık iklim dönemlerinin mevcudiyetini göstermektedir.

Pliyosen çökellerinin gelişiminde şu özellikler dikkati çekmektedir: 380 numaralı kuyudaki Ünite IVc ve 381 numaralı kuyudaki Ünite 7 ye ait olan diyatomeli killer tebeşir fasiyesi ile örtülür (Şekil 71). Bu birim içerisinde canlı izlerinin bulunması havzanın iyi havalandığını göstermektedir Daha üstteki diyatomeli sapropel benzeri killer ise indirgen koşullara dönüldüğünü belirtirler. Bu koşullar altında sideritler oluşmuştur. 380/380A kuyusundaki Ünite III ile 381 kuyusundaki Ünite 4'te görülen pirit, çamur ve kalsit ardalanmaları Karadeniz'in, taban sularının iyi havalanmasına rağmen zaman zaman tabakalı bir yapı kazandığını belirtmektedir. Bu durum çok sayıdaki canlı izleri tarafından da desteklenmektedir.

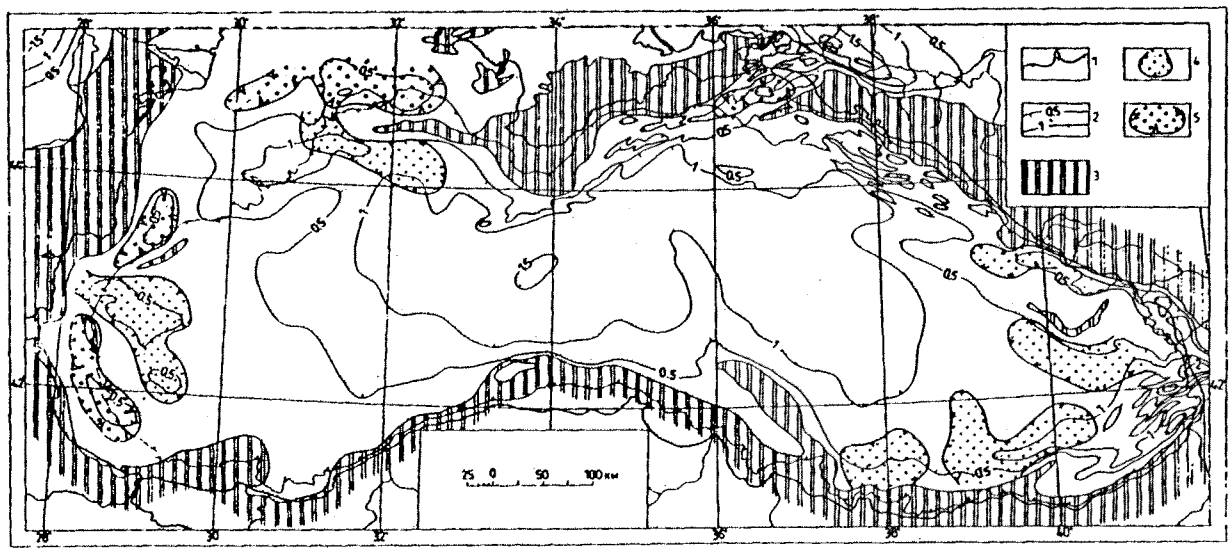
380 numaralı kuyudaki tebeşir fasiyesinin altında ince siderit ve diğer karbonat arakatkılı mikrolaminalı koyu killer bulunur. Siderit ve pirit açısından zengin tabakaların bulunması havza sularının periyodik olarak tabakalı olduğunu belirtmektedir. Bu dönemde tuzdan arınmış olan Karadeniz hafifçe acı suları olan derin bir denizel havzaya dönüşmüştür. Çökel materyal 380 kuyusundaki Ünite II' nin oluşumundan önce büyük ölçüde güney ve güneybatıdan sağlanmıştır. Ünite II nin oluşumu sırasında ise bu özellik kaybolur, aksine illit, kaolinit ve klorit artar. Bu değişiklik olasılıkla Karadeniz'in drenaj alanındaki akarsu sisteminde oluşan büyük bir değişiklikle ilgilidir. Bu zamana kadar Karadeniz'le bağlantısı olmayan Tuna nehri Romanya'nın Pre-Karpat havzalarının yükselmesi ile Karadeniz'e akmaya başlamış ve böylece ve Karadeniz'de terrijen çökelim egemen olmuştur.

Her üç kuyudaki Pleyistosen çökelleri başlıca terrijen çamur, siltler ile ince kum arakatkılarından oluşur. Polen verilerine göre (Traverse, 1978) bu dönemde üç soğuk üç ılık dönem yaşanmıştır (Şekil 71). Ancak bu dönemlerin zaman ve süresi hakkında birşey söylemek ya da bu dönemleri diğer stratigrafik istiflerle deneştirmek için yeterli veri yoktur. Bu dönemde havzadaki çökelim iklim koşulları ile çok yakından ilişkilidir. Havza, interglasiyel dönemlerde Akdeniz sularının istilası yüzünden tuzsuz koşullardan denizel koşullara değişmiş, buna bağlı olarak yoğunluğu farklı tabakalar gelişmiş ve sapropelik çamurlar çökelmiştir. Glasiyel periyodlarda deniz seviyesi düşmüş ve terrijen çökelim büyük ölçüde türbiditlerle karakterize edilmiştir. Kuvaterner'in önemli bir kesiminde havza ortasındaki çökelim Pontid dağlarından taşınan matetyel ile denetlenmiştir. Havzanın batı kısmındaki çökelim ise büyük ölçüde Tuna ile kontrol edilmiştir.

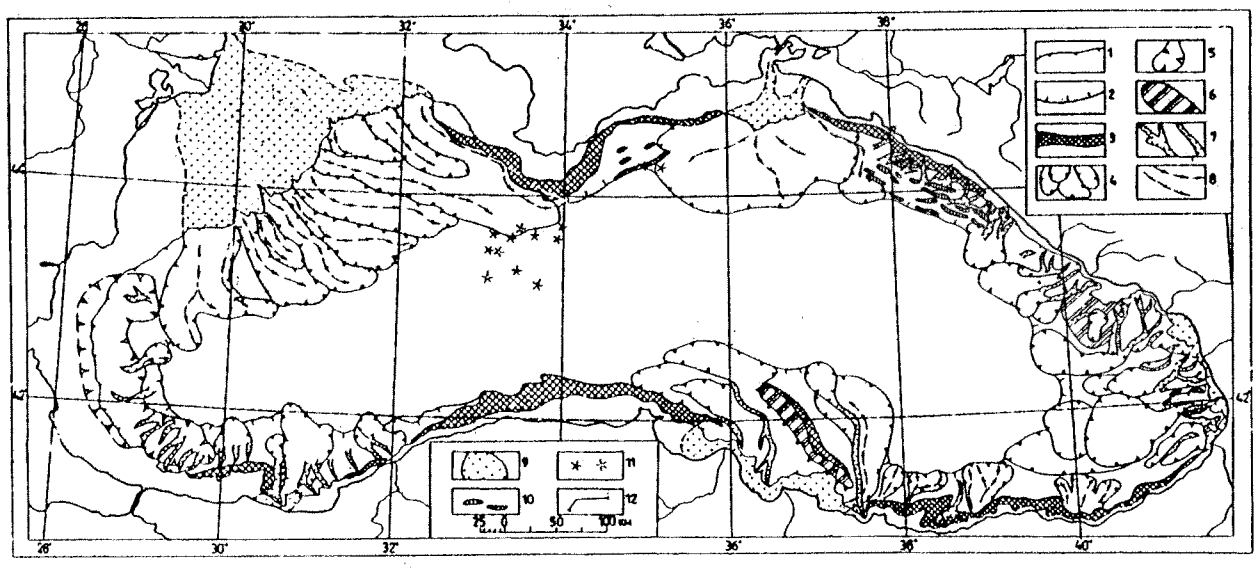


Şekil 72. Karadeniz'in Orta Üst Miyosen çökellerinin kalınlık haritası ve başlıca paleojeomorfolojik elemanları. 1-şelf kenarı, 2-kalınlık münhanileri (km), 3-Orta-Üst Miyosen birimlerinin bulunmadığı alan, 4- Denizaltı konileri, 5-Eski şelfin yatay yığışım klinoformları, 6-aşınma düzlükleri (Meisner vd., 1995 ten alınmıştır)

Meisner vd. (1995) Oligosen-erken Miyosen (Maykop) birimleri içerisinde bir kilometreyi aşkın sularda yaşayan bazı balık fosillerinin bulunduğunu belirterek bu dönemde Karadeniz'in derin bir denizel ortam halinde olduğunu ileri sürmüşlerdir. Bu yazarlara göre Sarmasiyen (Orta Miyosen) sonunda havza sığlaşmış, hatta Shatsky sırtı ve Tuapse teknesi yer yer yüzeye çıkmıştır. Miyosen birimlerinin Shatsky sırtında en fazla 500 m, Andrusov yükselimi üzerinde ise 750 m kadar kalın iken Doğu ve Batı Pontid havzalarında çok kalın olması da bu sığlaşmanın bir diğer işaretidir. Şekil 72 Karadeniz'in orta-geç Miyosen çökellerinin kalınlık haritasını göstermektedir. Şekilde havza kenarlarında Orta-Üst Miyosen birimlerinin olmadığı alanlar tarama ile gösterilmişlerdir ki bu havzadaki sığlaşmaya da uyumludur.



Şekil 73. Karadeniz'in Üst Miyosen çökellerinin kalınlık haritası ve başlıca paleojeomorfolojik elemanları. 1-şelf kenarı, 2-kalınlık münhanileri (km), 3-Üst Miyosen birimlerinin bulunmadığı alan, 4- Denizaltı konileri, 5-Eski şelfin yatay yığışım klinoformları (Meisner vd., 1995 ten alınmıştır)

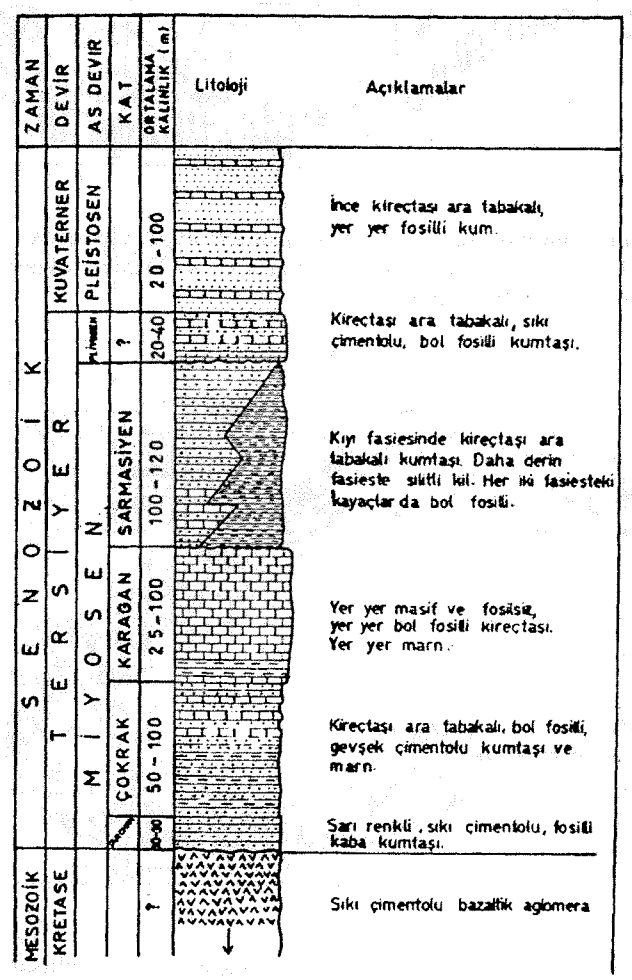


Şekil 74. Karadeniz'in jeomorfoloji haritası. 1-şelf kenarı, 2-kıta yamacının ucu, 3-kaya mostralarından oluşan yamaç alanları, 4-denizaltı konileri, 5-Kuvaterner çökellerinin karışmış klinoformlarından oluşan yamaç alanı, 6-büyük ölçekli gömülü sırtlar, 7-denizaltı kanyonları ve vadiler, 8-hendekler ve denizaltı konileri, 9-kalın deltayik çökeller içeren şelf alanları, 10-taban röliyefinde görülen antiklinaller, 11-çamur volkanları (Meisner vd., 1995 ten alınmıştır)

Şekil 73 geç Miyosen-Pliyosen çökellerinin kalınlık haritasını göstermektedir. Bu haritadan izlendiği gibi bu dönemde Batı ve Doğu Karadeniz havzaları arasındaki farklılıklar artık yokolmuş, havza çevresinde denizaltı deltaları ve yelpazeleri gelişmiştir. Pliyosen çökelleri havzanın güneybatısında çok incedir. Bu durum Batı Karadeniz'e bu dönemde önemli bir malzeme getirimi olmadığını göstermektedir. Meisner vd. (1995) Pliyosen'de Sakarya nehrinin güneydeki Marmara denizine akmış olabileceğini belirtmişlerdir. Kuvaterner'e gelindiğinde ise nehirlerin denizaltı yelpazeleri genişlemiş, böylece büyük nehirler ağzında bugün de görülen önemli yelpazeler oluşmuştur. Karadeniz'deki Kuvaterner oluşumlarından biri de kuzey alanlarda görülen ve çapları 3-4 km'yi bulan çamur volkanlarıdır (Şekil 74).

5.2.2.2. Karadeniz çevresindeki birimlerin litostratigrafisi

Karadeniz çevresinde Miyosen ve daha genç çökellerin varlığı yüz yılı aşkın bir süredir bilinmektedir. Ancak kuzey alanlarda detaylı olarak çalışılmış bu birimlerin Karadeniz'in Türkiye sınırları içerisindeki kesiminde aynı hassasiyetle ortaya konmuş olduğu söylenemez. Bunun yanısıra mostra koşulları da bu birimlein detaylı incelenmesine imkan vermemektedir. Karadeniz kıyısında en iyi izlenen Neojen mostraları Sinop Yarımadası'nda bulunmaktadır.Karadeniz Neojen ve Kuvaterner birimleri üzerinde yapılmış en önemli çalışmalar arasında Erinç (1953), Erinç ve İnandık (1955), Özsayar (1971 ve 1974) sayılabilir. Özsayar (1974) İğneada, Sinop, Bafra, Trabzon ve Pazar Neojen mostralarını inceleyerek bunların stratigrafisini ortaya koymuştur.



Şekil 75. Sinop yarımadası Miyosen-Pleyistosen istifinin stratigrafisi (Özsayar, 1974 ten alınmıştır)

İğneada yöresinde denizel Karagan istifi silttaşı, kiltaşı ve çapraz tabakalı, yer yer fosilli kumtaşları ile bunlar arasındaki ince, kavkılı kireçtaşlarından oluşmaktadır.

Sinop Yarımadası'nda Tarkan çökelleri Üst Kretase yaşlı volkanitler üzerinde diskordan olarak oturan denizel kırıntılılarla başlar (Şekil 75). İçlerinde yer yer bol Echinid ve Chlamys fosilleri içeren bu sarı renkli kumtaşları üste doğru oolitik kireçtaşları ve marnlara geçerler. Sinop'ta Tarkan çökellerinin temel üzerine diskordan olarak gelmesine karşılık Karadeniz'in kuzey kesimlerinde yaşıt birimler alttaki Maykop (Oligosen-Alt Miyosen) çökelleri üzerine konkordan olarak oturan ve kuzeyden beslenmiş denizel kırıntılılardan oluşmaktadır. Pontidler'in daha önce bahsedilen jeolojik özellikleri ise, bu bölgenin Orta Eosen regresif kırıntılılarının çökeliminin ardından yükselerek bir aşınma alanı haline geldiğini göstermektedir. Bu aşınma alanı üzerinde diskordan oturan Tarkan tabakaları Pontidler'in kuzeyinde transgresif bir dönemi yansıtmaktadır.

Sinop Yarımadası'nda Çokrak istifi temel üzerine ya da Tarkan tabakaları üzerinde diskordan olarak oturan biyoklastik

ve oolitik kireçtaşı arakatkılı kiltaşı, kumtaşı ve marnlardan oluşur. İstifin üst kesimlerinde yer yer kalın tabakalı kireçtaşları da bulunmaktadır. Çokrak tabakaları içerisinde bulunan fosil toplulukları denizel ancak tuzluluk oranı düşük bir ortamı yansıtmaktadır. Diğer yandan bu birimlerin bihassa Karadeniz'in kuzeyindeki eşdeğerlerinin koyu renkli ve piritli, sideritli niteliği bu dönemde ortamın kapalı ve anoksik koşullara sahip olduğunu işaret etmektedir.

Karagan Sinop Yarımadası'nda Çokrak üzerinde konkordan olarak oturan yer yer masif ve fosilsiz yer yer de bol fosilli marn ve kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bu birim içerisindeki endemik fosil toplulukları acısu (brackish marine) koşullarını yansıtmaktadır. Karadeniz çevresindeki diğer alanlarda ise Karagan tabakaları genellikle kiltaşları, dolomit, kireçtaşı ve marnlardan oluşmaktadır. Bu birimlerin özellikleri ve içerdikleri fosil toplulukları Karagan döneminde Karadeniz'in dünya denizleri ile ilişkisinin bütünüyle koptuğunu göstermektedir.

Karadeniz'in güneyindeki alanlarda Konkiyen tabakalarının mevcudiyeti bilinmemektedir.Ancak Karadeniz çevresindeki Konkiyen çökellerinin özellikleri bu dönemin başlangıcında kısa süreli bir deniz bağlantısının olduğunu göstermektedir.

Sinop Yarımadası'nda alttaki birimler üzerine uyumsuz olarak gelen Sarmasiyen batıya doğru nispeten derin suda (50 m, Özsayar, 1974) çökelmiş siltli killere geçen sığ su (0,5 m, Özsayar, 1974) kumtaşları ile temsil edilmiştir. Bu birim içerisindeki fosiller giderek tatlılaşan bir denizel ortamı yansıtmaktadır (Özsayar, 1974). Pliyosen istifi alttaki birimleri diskordan örten kireçtaşı arakatkılı bol fosilli kumtaşlarından oluşmaktadır. Kuvaterner ise Uzunlar ve Karangat yaşlı denizel silt, kum ve yer yer de konglomeralarla temsil edilmiştir.

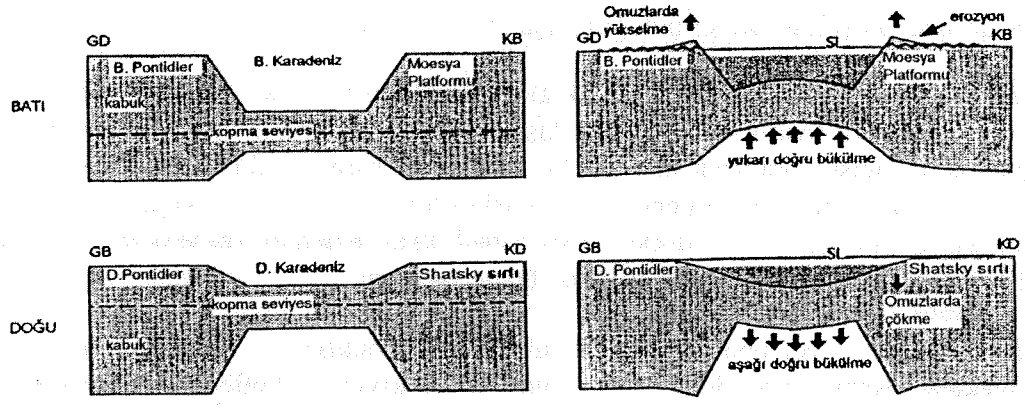
Trabzon yöresinde Neojen istifi deniz seviyesinden 100 m yukarıda duran Konkiyen ve Alt Ponsiyen yaşlı sığ denizel killerinden oluşur. Pazar ve Çayeli civarında ise Alt Ponsiyen acı su fosilleri içeren marn ve kavkılı kireçtaşları bulunmaktadır.

6. KARADENİZİN OLUŞUMU

Yukarıdaki bahislerde çeşitli verilerle Karadeniz'in çevresi ve içerisine dair jeolojik ve jeofizik veriler tanıtılmıştır. Buna göre Karadeniz kıtasal bir temel ve onun üzerinde yeralan Jura ve daha yaşlı çökel birimlerin Kretase'de gerilmeli bir tektonik rejim sonucu riftleşmeleri yolu ile oluşmuştur. Karadeniz'in Kuzey Tetis'in evriminin bir parçası olduğu ve bu sistem içerisinde bir yayardı havza olarak açıldığı artık çoğu araştırmacı tarafından kabul edilmektedir. Günümüzde Karadeniz'in evrimi hakkındaki tartışmaların odak noktası birbirinden farklı oldukları yukarıda tanıtılan jeolojik ve jeofizik verilerle ortaya konmuş olan Batı ve Doğu Karadeniz havzalarının hangi mekanizma ile açıldıkları ve bunların zamansal ilişkilerinin ne olduğudur. Karadeniz'in üzerinde en çok tartışılan konularından biri ise bu denizin Neojen ve Kuvaterner'de Paratetis sistemi içerisindeki yeri ve ne tür bir evrim geçirdiğidir.

Spadini vd.(1997), Buck (1991)'ın riftin özelliklerini belirlemede en etkili paramnin rift öncesi kabuğun kalınlığı ve sıcaklığı olduğu şeklindeki görüşünden hareketle Karadeniz'in termomekanik bir modellemesini yapmışlardır. Rift öncesi kabuğun özelliklerinin havzanın oluşumunda ve evrimindeki etkisini araştıran bu araştırmacılar gravite anomalileri, sismik yansıma profilleri ve kuyu verilerini kullanmışlardır. Spadini vd. (1997) Batı ve Doğu Karadeniz'de izostatik ve kalıntı izostatik anomalileri inceleyerek bu iki bölge arasında bariz bir farklılığı bir kez daha vurgulamış ve nedenlerini tartışmışlardır. Buna göre yerkabuğu Batı Karadeniz'de yukarıya doğru bükülmüş (Dengelenmemiş –undercompensated- havza ortası, aşırı dengelenmiş –

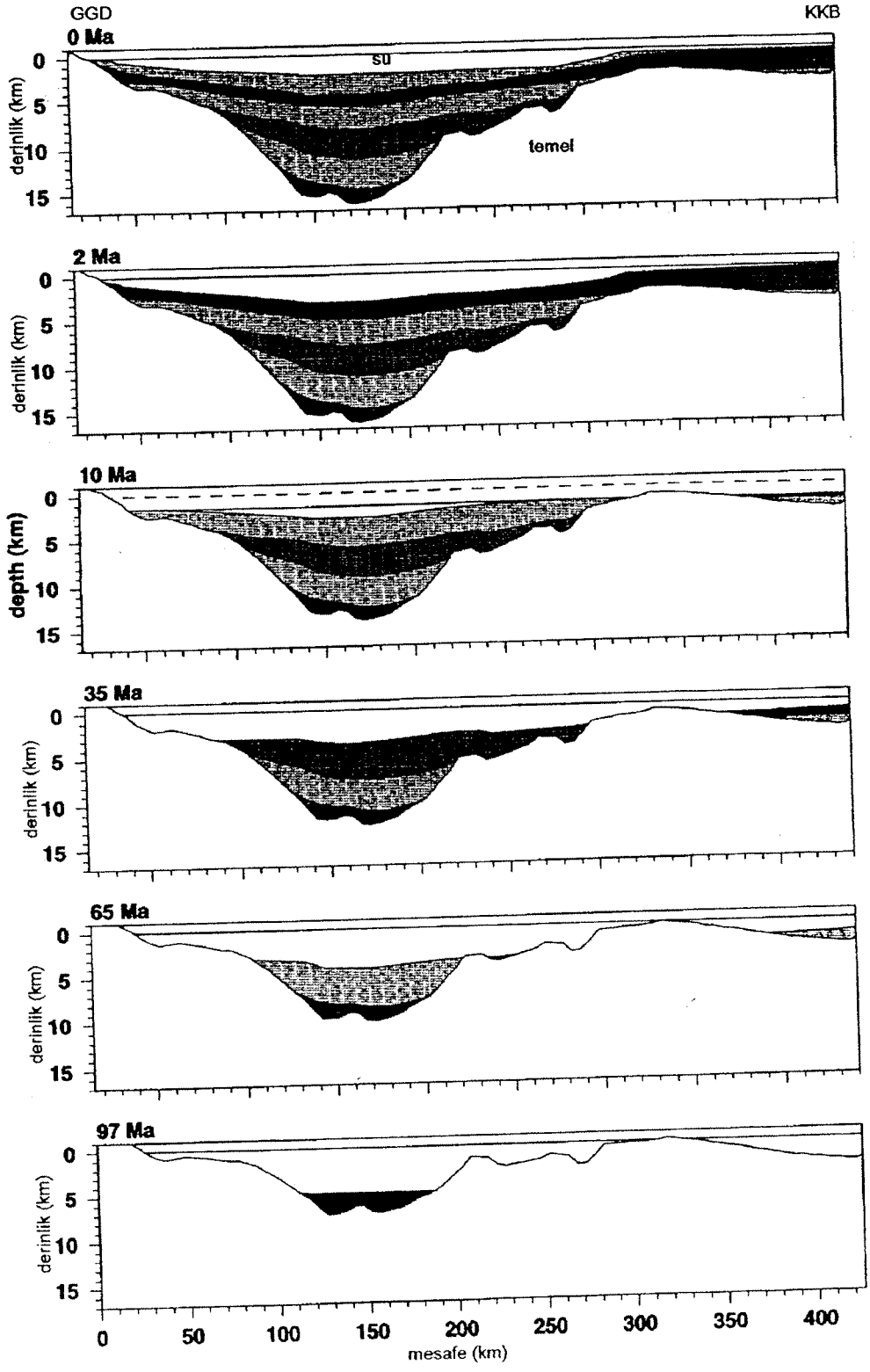
overcompensated- havza kenarı), Doğu Karadeniz'de ise aşağıya doğru bükülmüş (aşırı dengelenmiş havza merkezi, dengelenmemiş havza kenarı) bir yapı göstermektedir (Şekil 76).



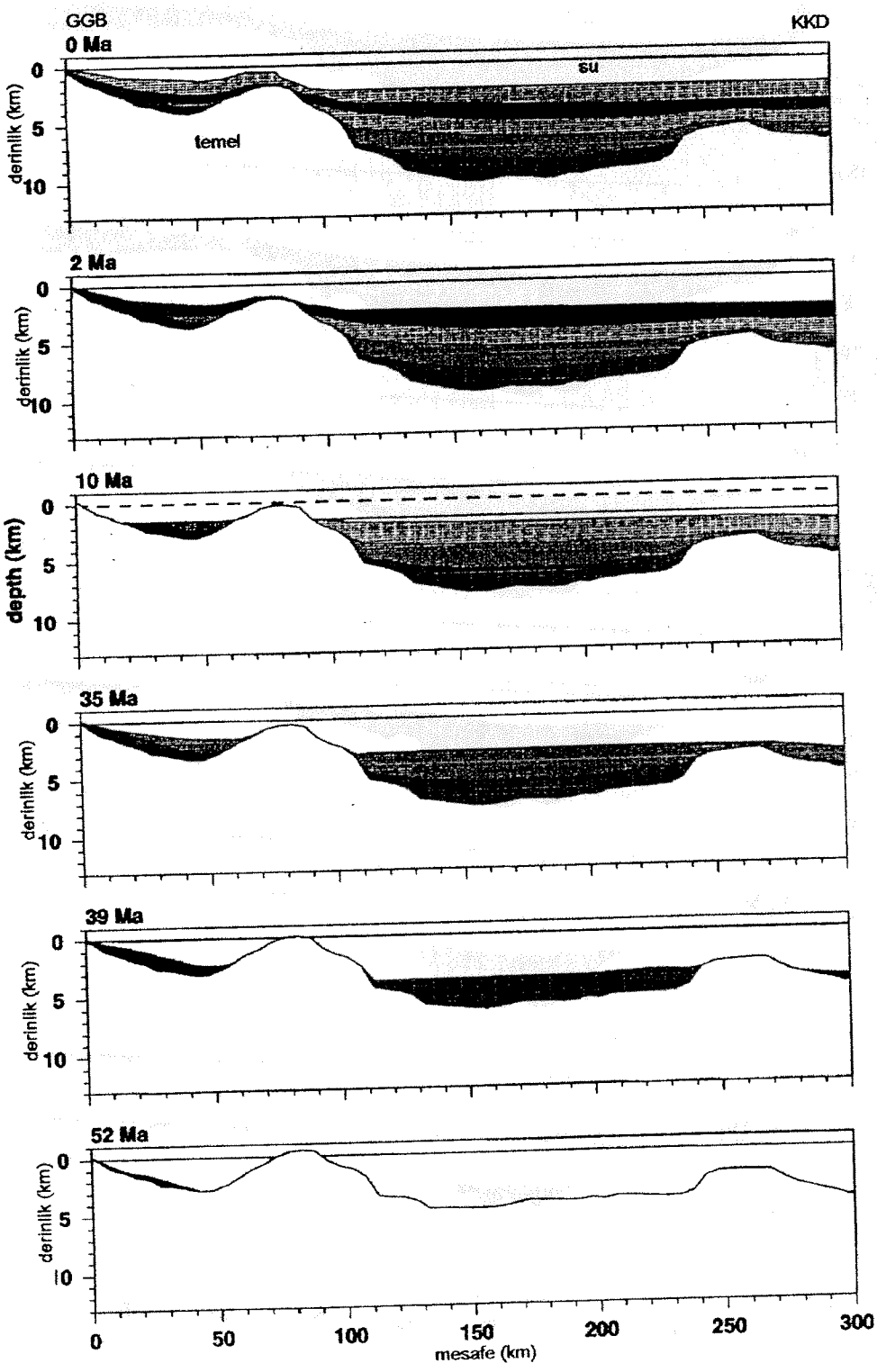
Şekil 76. Karadeniz havzası ve çevresindeki büyük ölçekli deformasyonun gelişim modeli (Spadini vd., 1997 den alınmıştır)

Spadini vd (1997) diger yandan Karadeniz'in stratigrafisini modelleyerek havzanın çökme (sübsidans) evrimini araştırmışlardır (Şekil 77 ve 78). Buna göre her iki havzanın da merkezinde hızlı bir çökme vardır. Riftleşme sonunda Batı Karadeniz yaklaşık 5000 m Doğu Karadeniz ise 4000 m derinliğe ulaşmıştır. Riftleşme tamamlandıktan sonra su derinliği çökelme merkezlerinde azalmış, havza kenarlarında ise artmıştır. Bu durum, çökellerin havza kenarını geçip havza ortasında biriktiklerini, böylece havza ortasında yüksek bir çökelme hızı gerçekleştiğini ve bu durumun da rift sonrası termal çökmeyi telafi ettiğini göstermektedir. Batı Karadeniz havzası geç Barremiyen'de riftleşmeye başlamış, Senomaniyen'de okyanusal kabuğa sahip 5000 m derin bir deniz haline gelmiştir. Her ne kadar su derinliği geç Kretase, Paleojen ve erken Neojen'de azalmışsa da Sarmasiyen'de su seviyesi havza ortasında 800 m'ye düşmüştür. Bu dönemde havza kenarları yukarıda belirtildiği gibi çok daha sığlaşmış hatta yüzeye çıkmıştır.Doğu Karadeniz olasılıkla Paleosen'de riftleşmeye başlamış, hızla 4000 m derinliğe ulaşmıştır. Geç Eosen'de Pontidler ve kısmen de Büyük Kafkaslar gibi sıkışmalı alanlardan gelen çökel akımı artmıştır. Bunun neticesinde su derinliği 3600 m'den 2800 m'ye düşmüştür. Batı ve Doğu Karadeniz havzaları Sarmasiyene kadar derin bir havza olarak kalmıştır. Badut kuyusundaki verilerden anlaşıldığı üzere, Doğu Karadeniz Sarmasiyen'de 400 m kadar derin bir göl haline gelmiş, geç Miyosen'de deniz seviyesi normale dönünce su derinliği her iki havzada da aniden 2800 m'ye çıkmıştır. Kuvaterner'de artan çökel getirimi önemli ölçüde çökmeye ve çökel birikimine yolaçmıştır.

Spadini vd. (1997) ne göre Batı ve Doğu Karadeniz havzaları farklı kalınlık ve jeotermal gradyana sahip litosferik levhalar üzerinde farkı mekanizmalarla açılmışlardır. Batı Karadeniz havzası yaklaşık 200 km kalın, bu nedenle de soğuk bir litosfer üzerinde; Doğu Karadeniz havzası ise yaklaşık 80 km kalın, zayıf ve sıcak bir litosfer üzerinde açılmıştır. Batı Karadeniz Havzası'nın Moesya Platformu'nun duraylı kıtasal kabuğu üzerinde bir yayardı bir havza olarak açıldığı kabul ediliyorsa da bu açılmaya eşlik eden bir magmatik faaliyet bilinmemektedir. Bu durumda litosferin soğuk ve kalın olması da beklenen bir durumdur. Buna karşılık Doğu Karadeniz Üst Kretase yaşlı bir yayın kuzeyinde açılmıştır. Bu durumda da kabuğun ince ve sıcak olması beklenir. Soğuk, bu nedenle de sağlam ve yüksek rijiditeye sahip bir litosferin rift omuzlarının riftleşme esnasında yükselmesi beklenir. Bu da yüksek aşınma ve yüksek çökelme hızı demektir (Şekil 76).



Şekil 77. Batı Karadeniz hanzasının Akçakoca-Dobruca arasındaki bir hat boyunca stratigrafik evrimi (Spadini vd., 1997 den alınmıştır)



Şekil 78. Doğu Karadeniz Havzası'nın Bafra ovası-Büyük Kafkaslar arasındaki bir hat boyunca stratigrafik evrimi (Spadini vd., 1997 den alınmıştır)

Nitekim Batı Pontidler'de Apsiyen çökelimi öncesinde Üst Jura kireçtaşlarının neredeyse tamamen kaldırılması bu görüşü doğrulamaktadır. Buna karşılık sıcak ve zayıf bir litosferin riftleşmesi Doğu Pontidler'de olduğu gibi önemli bir erozyon gerektirmeyecektir.

Kalın litosfer üzerinde gelişen havzalar daha çok toplam çökmeye uğrarlar. Bu da Batı Karadeniz Havzası'nda niçin daha kalın bir çökel istifinin olduğunu açıklamaktadır. Sağlam bir litosfer daha uzun, zayıf bir litosfer ise daha kısa bir riftleşme zamanı gerektirir. Nitekim riftleşme Batı Karadeniz'de 30, doğu Karadeniz'de ise 8 milyon yıl sürmüştür (Robinson vd., 1996; Spadini vd., 1997).

Karadeniz çevresinin jeolojisi incelendiğinde bugün Karadeniz'in bulunduğu alanın Üst Jura'da bir karbonat platformu hainde olduğu görülmektedir. Bu karbonat platformu Moesya Platformu'nda tanıtıldığı gibi güneye doğru daha derin bir denizel ortamı yansıtmaktadır. Bu ve diğer bölgesel veriler bölgede Üst Jura'da güneye bakan pasif bir kıta kenarının mevcudiyetini göstermektedir. Bu kıta kenarının güneyde baktığı okyanus ise Neo-Tetis Okyanusu'nun kuzey kollarıdır (İntra-Pontid ve Ankara-Erzincan okyanusları, Şengör ve Yılmaz, 1981).

Neo-Tetis Okyanusu'nun Apsiyen-Albiyen'den itibaren kuzeye doğru dalmaya başladığı kabul edilmektedir. Orta Pontidler'de Çağlayan, Batı Pontidler'de ise Ulus formasyonları içerisinde görülen seyrak bazik volkanitler bu dalma-batma sonucunda gelişen yay magmatizmasının ilk ürünleri olarak değerlendirilmektedir.

Batı Pontidler'deki jeolojik veriler Üst Jura platform karbonatlarının çökelmesinin hemen ardından bu platformun hızla aşındırılarak önemli bir kısmının ortadan kaldırıldığını ve bu materyalin bu esnada çökelmekte olan diğer birimler içerisine aktarıldığını göstermektedir. Yapısal verilere göre Üst Jura sonrasındaki bu aşındırma sıkışmalı bir rejim altında yükselmeden değil, bölgenin blok faylanmalarla 90^0 ye varan açılarla tilt olması ve yükselen fay omuzlarının aşındırılması yolu ile gerçekleşmiştir. Nitekim bazı alanlarda Üst Jura karbonatları neredeyse kesiksiz olarak kendi bloklarını içeren kırıntılılara geçmekte, hemen yakın bir alanda ise karbonatların çok daha altındaki birimler bu kırıntılılar tarafından bariz bir diskordansla örtülmektedir. Pontidler'de geç Barremiyen-Albiyen zaman aralığında görülen bu gerilme dönemi Moesya Platformu'nda Üst Jura'dan itibaren izlenmektedir.

Albiyen-Apsiyen döneminde Pontidler'de çökelen Ulus ve Çağlayan formasyonları fay kontrolunda gelişmiş birimlerdir. Ulus formasyonu kuzeyde bugünkü Zonguldak-Cide hattı boyunca Üst Barremiyen-Apsiyen yaşlı sığ bir kırıntılı-karbonat istifi ile başlamaktadır. Ulus Havzası'nın kenar fasiyeslerini temsil eden bu birim güneye doğru hızla Üst Jura platform karbonatlarına ve daha altındaki Triyas ve Paleozoyik birimlerine ait bloklar içeren türbiditlere geçmektedir. Bu birimin özellikleri Ulus Havzası'nın faylarla kontrol edildiğini ve güneye doğru derinleşen asimetrik bir yapısının olduğunu göstermektedir. Başlangıçta yaklaşık olarak Sünnice Masifi-Safranbolu hattı boyunca uzanan büyük bir yükselim bu havzanın güney kenarını oluşturmaktaydı.

Orta Pontidler'de yine Üst Jura karbonatları üzerinde çökelmiş olan Çağlayan formasyonu da fay kontrolunda gelişmiş bir birimdir. Ani kalınlık ve fasiyes değişimleri gösteren bu kırıntılı birim içerisinde Üst Jura karbonatlarının yanısıra Orta Pontid temeline ait birimler de bloklar halinde yeralmaktadır.

Ulus ve Çağlayan formasyonları birbirleri ile yaşıt olmalarının yanısıra litolojik benzerlikleri ve her ikisinin de Üst Jura yaşlı platform karbonatları üzerinde çökelmiş olmaları gözetilerek

birbirinin yanal eşdeğeri birimler olarak kabul edilmişlerdir. Ancak yakın zamanda bu birimler üzerindeki çalışmalar şu farklılıkları ortaya koymuştur:

Ulus formasyonu Üst Jura karbonatları ve onun altındaki Dogger, Triyas ve Paleozoyik istifleri üzerinde çökelmiştir ve içerisinde bu birimlere ait bloklar vardır. Hatta Ulus Havzası'nın doğu ucunda bu blokların boyutları kilometre mertebesini aşmaktadır. Oysa Çağlayan formasyonu Orta Pontidler'in Liyas öncesi okyanusal birimleri ve Üst Jura karbonatları üzerinde çökelmiş ve sadece bu birimlerden malzeme almıştır. Bu durum her ne kadar Üst Jura karbonatları üzerinde çökelmiş olsalar da bu iki formasyonun farklı alanlardan beslendiklerini, dolayısı ile farklı bir evrim geçirdiklerini göstermektedir. Diğer yandan bu iki birimin yapısal stilleri de son derecede farklıdır.

Ulus ve Çağlayan formasyonları hiçbir zaman stratigrafik dokanaklarla biraraya gelmezler. Bu iki formasyon arasındaki sınır Araç-İnebolu hattı boyunca Ulus Havzası'nın sınırını da oluşturan bir ezik zondur. Bu zon yanal atımlı sistemlerin etkisi altında gelişmiş çok fazlı deformasyonlardan etkilenmiştir. Ulus formasyonunu etkilemiş olan bu deformasyon Çağlayan formasyonunda görülmez.

Okay vd. (1994) İstanbul zonunun Odessa şelfindeki yerinden koparak iki transform fay boyunca güneye kaydığını ve böylece bugünkü yerine yerleştiğini, Batı Karadeniz Havzası'nın ise bunun arkasında açıldığını ileri sürmüşlerdir. Batı ve Orta Pontid istifleri arasında yukarıda belirtilen farklılıkların yanısıra İstanbul zonunun Moesya Platformu ile olan benzerliği ve Araç-İnebolu ezik zonunun varlığı bu görüşü destekleyen verilerdir.

Cide-Amasra arasında Üst Kretase birimlerinin detaylı incelenmesi (Tüysüz vd., 1997) Ulus flişi üzerinde Orta Turoniyen'de yay magmatizmasının pelajik bir ortamda başladığını göstermektedir. Yayın gelişimi ile birlikte bölge normal faylarla parçalanmış ve bir horst-graben topoğrafyası gelişmiştir. Bu dönemde kimi alanlarda pelajik çökelim sürerken hemen yanında bulunan kimi alanlar su üstüne çıkarak bu pelajik ortamlara malzeme sağlamışlar, bu çökelime volkanizma da eşlik etmiştir. Orta Turoniyen-Üst Santoniyen arasındaki bu dönem tipik bir yay içi/yayardı riftleşme evresini temsil etmektedir. Karadeniz'in Apsiyen-Albiyen riftleşmesinin arkasından gelişen bu ikinci evre Karadeniz'in iyice açılmasına neden olmuştur.

Üst Santoniyen-Kampaniyen pelajik mikritleri bu riftleşme sonucu gelişen tüm düzensiz yapıları ortaklaşa örtmektedir. Bu durum Orat Pontidler'de ise Senomaniyen'den itibaren gelişmiştir ve tüm bölgenin son derece hızlı bir şekilde çöktüğünü göstermektedir. Görür vd. (1993) bu ani çökmenin Karadeniz'de Apsiyen'den itibaren başlayan gerilme sonucunda kıta kabuğunun kopmasının ve okyanus tabanının yayılmaya başlamasının işaretçisi olduğunu belirtmişlerdir. Sözü edilen pelajik karbonatların diğer bir özelliği ise Çağlayan ve Ulus formasyonarını ortaklaşa örtmeleridir.

Yukarıda sıralanan veriler topluca değerlendirildiğinde İstanbul zonunun Odessa şelfindeki yerinden Üst Barremiyen-Apsiyen'den itibaren koptuğu ve pelajik mikritlerin çökeliminden önce yani Santoniyen'de bugünkü yerine yerleşmiş olduğu anlaşılmaktadır. Nitekim Batı Karadeniz Havzası'nda okyanusal kabuk üzerinde Kretase'den itibaren deforme olmamış bir çökel istifi bulunmaktadır. Havzanın kenarlarına doğru bu istif, havza tabanının çökmesi sonucu yeniden aktiflenen faylarla biçilmektedir.

Banks ve Robinson (1997) Batı Karadeniz Havzası'nın doğu sınırının Orta Karadeniz sırtı boyunca uzandığını ve bu sırtın batı kenarında yeralan doğrultu atımlı bir fay boyunca İstanbul zonunun güneye hareket etmiş olduğunu ileri sürmüşlerdir. Orta Karadeniz sırtının Pontidler'deki ucu yaklaşık olarak Orta ve Doğu Pontid sınırına rastlamaktadır. Tüysüz (1993a) bu sınırın Üst

Kretase öncesi gelişmiş bir transform fay olabileceğini, bu fayın Üst Kretase yayının ekseninin Doğu Pontidler'de güneye kaymasına neden olduğunu belirtmiştir. Ancak Orta ve Doğu Pontid sınırı hakkındaki tartışmalar henüz doyurucu bir cevap bulamamıştır.

Orta ve Batı Pontidler'de Maastrihtiyen ve Paleosen dönemi Karadeniz'in güney kenarı boyunca pelajik karbonat, kalsitürbidit ve kırıntılı çökelimine şahit olmuştur. Kampaniyen süresince şiddetli bir şekilde varlığını sürdüren yay magmatizması Maastrihtiyen başında sona ermiş, bunu izleyen dönemde Karadeniz'in güney kenarında pasif kıta kenarı çökelleri gelişmiştir. Bu dönemde güneyde önce yükselimler, daha sonra da yanal atımlı fayların kontrolunda Devrek havzası açılmıştır. Eosen'de en derin haline ulaşan ve Karadeniz ile bağlantılı olan bu havza Orta Eosen sonundan itibaren bölgeyi etkilemekte olan sıkışmalı rejimin etkisi ile kapanmıştır. Sıkışmalı rejimin devamı ile bugün hem Pontidler'de hem de Pontidler'in kıyı ötesinde izlenen kuzey verjanslı bindirmeler gelişmiştir.

Batı Karadeniz Havzası'nın batı kenarındaki Srednagora zonu Batı Pontidler'in kuzey kesimine benzer özelliklere sahiptir. Burada bulunan yay volkanitleri ve ilişkili havza çökelleri Cide-Amasra arasında izlenen birimlerle çok yakın bir stratigrafik ve litolojik benzerlik gösterirler. Bu nedenle Srednagora zonu Batı Karadeniz havzası ile birlikte açılmış ancak onun kadar gelişememiş bir yayardı havza olarak değerlendirilmektedir.

Doğu Karadeniz Havzası'nın ne zaman ve nasıl açıldığı hakkındaki jeolojik veriler Batı Karadeniz Havzası'na oranla oldukça azdır. Doğu Pontidler'de Üst Kretase yay magmatitleri Karadeniz sularına kadar dayanmakta, bölgenin evrimi hakkında pek bilgi vermemektedir. Burada yay magmatizmasının ekseni yaklaşık olarak bugünkü Karadeniz sahil çizgisini izlemektedir. Bu yayın Karadeniz tarafında şelf hemen hemen hiç gelişmemiştir ve bu durum Karadeniz'in bu yayın ekseni boyunca riftleşmesi sonucu geliştiğini göstermektedir. Bu bakımdan Doğu Karadeniz Havzası'nın en erken Maastrihtiyen'de açılmaya başlamış olması gerekir. Robinson vd. (1996) ise Doğu Karadeniz Havzası'nın Shatsky sırtı ile Orta Pontid sırtı arasında Daniyen'den itibaren açılmaya başladığını belirtmişlerdir. Gerçekten de Orta Karadeniz sırtında Üst Kretase, Shatsky sırtında ise Paleosen birimleri normal faylarla kesilmiştir ve bu faylar Karadeniz Havzası'nın açılmasını işaret etmektedir. Gerek Doğu Pontidler'de gerekse Gürcistan ve Kafkaslar'daki açılma ile ilgili verilerin çoğu geç Eosen ve daha genç sıkışmalı yapılar tarafından bozulmuş ya da yeniden kullanılmışlardır.

Karadeniz'in farklı evrime sahip batı ve doğu havzaları Eosen sonunda ortak bir havza niteliği kazanmışlar o zamana kadar bu iki havzayı birbirinden ayıran Orta Karadeniz sırtı üzerinde de Oligosen ve daha genç birimler çökelmeye başlamıştır. Havza kıyıları bir yana bırakılacak olursa her iki havzadaki bu genç birimlerin stratigrafisi sismik yansıma verilerine göre birbirinin aynısıdır.

Miyosen, Karadeniz evriminde bir dönüm noktasıdır. Tetis Okyanusu'nun kapanması ile Karadeniz'in de içerisinde bulunduğu büyük bir kuşağın dünya denizleri ile bağlantısı kesilmiş, bu alan doğuda Hazar denizi batıda ise Panoniyen Havzası'na kadar uzanan sığ ve kapalı bir deniz haline gelmiştir. Paratetis adı ile bilinen bu kuşak ta birbirinden kara parçaları ile ayrılan, ya da birbirine dar su yolları ile bağlanan havzalara ayrılmıştır. Havza stratigrafisini doğrudan etkileyen bu bağlantılar ise tektonik etkilerin yanısıra deniz seviyesindeki değişimlerle, dolayısı ile iklimle doğrudan ilişkilidir. Paratetis Havzası'nın stratigrafisi ve dünya denizleri ile ilişkisi Şekil 66 ve 67 de özet tablolar halinde verilmiştir. Karadeniz'de Paratetis evresinin ne zaman başladığı çok açık değildir. Ancak Tarkaniyen çökellerinin Sinop Yarımadası'nda Üst Kretase volkanitleri üzerine gelmesi, Pontidler'in kuzey kesimlerinde ise Orta Eosen'den daha genç bir birim bulunmaması Pontidler'in Oligosen-erken Miyosen'de kara halinde olduğunu göstermektedir. Eosen'de sıkışarak

yükselmeye başlayan Pontidler Karadeniz kıyısında çökelen Alt-Orta Eosen birimlerine malzeme sağlamışlar, daha sonra (olasılıkla geç Eosen'de) bu çökellerle birlikte dilimlenerek kuzey alanlarda kuzeye verjanslı bir yapı kazanmışlardır. Şengör (1995) Karadeniz'in okyanusal kabuğunun Pontidler için bir payanda görevi yapması nedeniyle bu bindirmelerin Karadeniz'e doğru sığlaşarak satha ulaştıklarını belirtmektedir. Güneyde bu olaylar gelişirken Karadeniz'in içerisinde ise derin denizel Oligosen-Alt Miyosen (Maykop) kırıntılıları çökelmiş ve bunlar büyük ölçüde kuzeyden beslenmiştir.

Sinop'ta temel birimleri üzerine diskordan olarak oturan birimler Karadeniz içerisinde ve kuzeyinde ise Maykop istifi üzerinde konkordan durmaktadır. Güney alanlarda Tarkaniyen'de başlayan çökelim orta Miyosen başında bir transgresyonu işaret etmekte, bu birim içerisindeki fosil toplulukları ise Karadeniz'in merkezi Paratetis havzaları ile bağlantılı olduğunu işaret etmektedir. Tarkan çöklelleri ve temel üzerine diskordan olarak gelen Çokrak istifi düşük tuzluluk oranına sahip denizel bir ortamı yansıtmaktadır. Bu dönemde Karadeniz kapalı bir ortam haline gelmiş ve ve bu ortamda Doğu Paratetis'e özgü endemik bir fauna topluluğu yaşamıştır.

Karagan dönemi yine acısu koşullarını yansıtan endemik fosillere sahiptir. Bu dönemde Karadeniz'in dünya denizleri ile ilişkisi bütünüyle kopmuştur. Konkiyen'de ise kısa süreli bir deniz transgresyonu yaşanmıştır.

Doğu Paratetis'te Sarmasiyen, engelli (restricted) regresif kenar denizi (marginal marine) çökelleri ile karakterize edilir. Pontidler'de Sarmasiyen çok sığ ve az tuzlu bir ortamı yansıtan sahil kırıntılıları ile temsil edilmektedir. Daha doğudaki Nahçivan çöküntüsünde ise bu dönemde evaporitler çökelmiştir. Sarmasiyen'de erken Besarabiyen ve geç Çersoniyen'de regresyon en düşük seviyesine inmiş ve Hazar denizi ile Karadeniz arasındaki bağlantı kopmuştur. Hatta Kojumdgieva (1979, 1993) geç Çersoniyen'de Karadeniz'in kısmen kuruduğunu ve güneybatı Karadeniz Havzası'ndaki dolomitlein bu dönemde geliştiğini ileri sürmüştür. Karadeniz'de açılan 380 numaralı *DSDP* kuyusundaki IVd ünitesi (Şekil 70) Hsü (1978) tarafından bu kurumanın eseri olarak değerlendirilmiştir. Hsü (1978) ye göre daha üstteki ünite V'in tabanında *Engelhardtia* faunasının sona ermesi, alttaki ünite IVe' nin tabanında acısu endemik faunasının sona ermesi ve üstteki IVc ünitesinde Pliyosen denizel faunasının yeniden görülmesi nedeniyle bu birimin yaşı Ponsiyen veya Kimmeriyen olmalıdır.

Meosiyen'de bir transgresif ve bir regresif dönem yaşanmıştır. Düşük tuzluluğa sahip Meosiyen acısu denizi ortam koşulları açısından merkezi Paratetis'in Panoniyen havzası ile benzer özelliklere sahiptir. Bu döneme ait palinolojik veriler açık, seyrek ağaçlı bir çevre ve bugünkü step-yarı çöl benzeri bir iklim yansıtmaktadır (Jones ve Simmons, 1997).

Ponsiyen genel olarak regresif bir dönemdir. Kenar denizi kaba kırıntılıları, sığ deniz karbomatları ve Hazar denizinde yersel evaporitlerle temsil edilir. Bu dönemde Pontidler'de ise acısu karbonatları çökelmiştir. Yukarıda sözü edilen Karadeniz'in kurumasına bağlı olarak gelişmiş evaporitler (380 numaralı kuyudaki IVd ünitesi) olasılıkla Ponsiyen ve Kimmeriyen'i içermekterdir. Palinoloji verileri Ponsiyen'de sıcak bir iklimi yansıtmaktadır.

Kimmeriyen alttaki birimler üzerine diskordan olarak oturur. Bu diskordans Jones ve Simmons (1997) tarafından Haq vd. (1988) nin 5,5 my östatik düşük seviyesi ile deneştirilmiştir. Bu dönemde Hazar ile Karadeniz arasındaki bağlantı kopmuştur. Bu regresif dönemde genel olarak kaba kırıntılılar çökelmiştir. 380 numaralı kuyudaki IVd ünitesi üstünde yeralan aragonitik çamurlar (IVc), gölsel tebeşirler (IVb ve III) ve sideritik çamurlar (IVa) Hsü (1978) tarafından topluca Karadeniz gölündeki Pleyistosen kimyasal çökeliminin ürünleri olarak

değerlendirilmişlerdir. Bu birimler içerisinde tatlısu dinoflagellatları yaygındır. Polen verileri ise bu birimlerin çökelimi esnasında dönemsel sıcak ve soğuk iklimleri yansıtmaktadır.

Kuyalnikyan Paratetis evriminde dünya denizleri ile bağlantının yeniden kurulduğu bir evreyi temsil etmektedir. Bu dönemde Karadeniz'de önemli oranda tuzlanma görülmektedir.

Çavda çökelleri Azak denizi kıyısında 20-25 m, Gelibolu Yarımadası'nda ise 25-30 m yüksekte durmaktadır. Bu birimler Marmara ile Karadeniz arasında İstanbul Boğazı vasıtası ile bağlantı sağlanmış olduğunu göstermektedir. Çavda çökellerinin özellikleri bu dönemde Akdeniz ile bir bağlantının kurulmamış olduğunu göstermektedir. Federov (1998) ise Çavda çökellerinin Mürefte-Hora'da Akdeniz faunası içeren birimlerle ardalandığını belirtmektedir.

Çavda dönemini takiben bir çökelmezlik dönemi yaşanmıştır. Bunu takip eden Eski Öksin safhasında Karadeniz ve Hazar denizi arasında Maniç çukurluğu vasıtası ile bağlantı sağlanmıştır. Mürefte'de English (1904) tarafından bulunan Eski Öksin çökelleri İstanbul Boğazı vasıtası ile Karadeniz-Marmara bağlantısının da açık olduğunu göstermektedir. Sularını Akdeniz'e boşaltan ve böylece giderek tatlılaşan havzaya Eski Öksin sonunda Akdeniz suları girmiş böylece Uzunlar dönemi başlamıştır.

Eski Öksin döneminde Karadeniz'den Marmara ve Akdeniz'e boşalan sular İstanbul Boğazı'nın derin kazılmasına yolaçmışlar, bu nedenle de Uzunlar transgresyonu öncekilere oranla daha etkili olmuştur (Erinç, 1953; Federov, 1988).Bu transgresyon sonucunda Hazar denizi ile de bağlantı kurulmuş ve Akdeniz kökenli *Cardium edule* Maniç çukurluğu yolunu izleyerek Hazar denizine geçmiştir.

Uzunlar dönemini bir regresyon izlemiştir. Bu regresyon sonucunda Odessa ve Azak denizi kara alanı haline gelmiş, Karadeniz suyu tatlılaşmıştır. Bunu izleyen Karangat döneminde ise Akdeniz suları yeniden Karadeniz'i istila etmişlerdir. Bu dönemde Karadeniz suyu bugünkünden yüksek sıcaklık ve tuzluluk oranına sahip olmuştur. Karangat transgresyonu aynı zamanda Maniç çukurluğu vasıtası ile Karadeniz-Hazar bağlantısının da yeniden kurulmasına yolaçmıştır.

Karangat dönemini izleyen Yeni Öksin regresif bir dönemdir. Odessa körfezinde Yeni Öksin çökellerinin –42 mde bulunmaktadır. Bu dönemde Karadeniz suları Akdenize akmış ve Karadeniz tatlılaşmış, ancak Yeni Öksin sonunda önce gölsel bir transgresyon daha sonra da bununla üstelenen yeni bir Akdeniz istilası gerçekleşmiştir. Bu transgresyon Federov (1998) e göre Akdenizin 5-5.5 bin yıl önceki Flandriyen transgresyonu ile çakışmaktadır. Böylece başlayan Eski Karadeniz döneminde Karadeniz'de tuzluluk ile birlikte yaşayan Akdeniz canlılarının oranı da artmıştır. Bu dönemde deniz seviyesi bugünkünden 2-5 m yüksektir. Bunu takiben de bugün içerisinde yaşadığımız yeni Karadeniz dönemine geçilmiştir.

Yukarıdaki tanımdan görüldüğü gibi Karadeniz'in yakın evrimi büyük ölçüde östatik deniz seviyesi değişimleri ile kontrol edilmiş, glasiyel dönemlerde buzullarda su tutulması sonucu regresyon gelişince Kardeniz kapalı bir ortam haline gelmiş, interglasiyel dönemlerde ise deniz seviyesi yükselince Akdeniz suları Karadeniz'e girmişler, aşırı tuzlu bu sular yoğunluk farkı nedeniyle dibe çökerek giderek yükselen anoksik bir ortamın gelişimine yolaçmışlardır.

7.- KARADENİZ'İN EKONOMİK POTANSİYELİ

Giriş bahsinde de belirtildiği gibi Karadeniz hem stratejik öneme sahip bir deniz hem de içerisinde önemli yeraltı zenginlikleri bulunduran bir ortamdır. Bu zenginliklerin en önemlisi ise petrol ve doğal gazdır.

Karadeniz'de petrol bir yüzyıldan fazla bir zamandır bilinmekte ve işletilmektedir. Karadeniz'in ilk petrolü 1886 da Rioni Havzası'nda bulunmuştur. Bulgaristan'da 1951 de keşfedilen Tyulenovo Bulgaristan'ın en önemli gaz sahalarından birdir. Aynı dönemde Kamchia Havzası'nda gaz bulunması ile Romanya'da petrol faaliyetleri olumlu bir şekilde ilerlemiştir. 1960 lı yıllarda kıyı ötesi alanlar çalışılmaya başlamıştır. Karadeniz'in ilk kıyı ötesi keşfi Odessa şelfindeki Golitsyna gaz sahasıdır.Bugüne kadar derin sularda sondaj açılmamış olmakla birlikte Karadeniz'de bulunan 3 petrol ve 11 gaz sahası vardır. Karadeniz'de açılan yüzü aşkın kuyuda Albiyen, Paleosen, Oligosen-Alt Miyosen (Maykop) ve Oligosen birimleri hedeflenmiştir. Bunların çoğu 200 m'den daha sığ sularda açılmıştır. Bu sahalarda bilinen yapıların çoğu sondajlarla kontrol edilmiştir ve büyük bir yeni keşif beklenmemektedir. Buna karşılık Karadeniz'in 200 m'den daha derin sularında bugüne kadar sondaj açılmamıştır. Bu bölgede büyük keşifler beklenmektedir ve olasılıkla 2000 li yıllarda Karadeniz önemli bir petrol sahası olacaktır. Kara üzerindeki petrol rezervleri açısından pek de şanslı olmayan Türkiye'nin geleceği için Karadeniz, iyi değerlendirilmesi gereken bir potansiyeldir.

Türkiye'de bugüne kadar Karadeniz kıyı ötesinde dört kuyu açılmıştır. Bunlar Akçakoca-1 ve 2, Karadeniz-1 ve İğneada-1 kuyularıdır. Bunlardan Akçakoca-1 kuyusunda gaz bulunmuştur. Bunun yanısıra Karadeniz kıyısına yakın olarak karada açılmış kuyular vardır ancak bunlardan olumlu bir netice alınamamıştır. 1999 yılı için İğneada açığında ARCO-TPAO ortaklığı ile yeni bir kuyu açılacaktır. Gerek Batı gerekse Doğu Karadeniz bölgesinin derin sularında yapılacak sondajlar içinse TPAO yabancı ortaklarla çalışma içerisindedir.

Karadeniz çevresinde ana kaya potansiyeline sahip birimler Üst Devoniyen, Apsiyen-Albiyen ve Üst Eosen birimleridir. Ayrıca Zonguldak Havzası'ndaki Karbonifer çökelleri de gaz üretebilecek niteliktedir. Akçakoca-1 kuyusunda Tersiyer kırıntılıları içerisindeki gazın kökeni olasılıkla bu çökellerdir. Üst Devoniyen, İstanbul Zonu'nda ve Karadeniz'in kuzey kesimlerinde bulunur. Karadeniz'in açılması ile yaşıt çökelmiş olan Apsiyen-Albiyen birimleri yine Pontidler'de geniş bir hacime sahiptir ve kara alanlarından bilindiği gibi ana kaya olma nitelikleri vardır. Üst Eosen en iyi ana kaya potansiyeline sahip birimdir. Karadeniz tüm Neojen süresince izole olmuş bir ortam halinde kalmıştır. Bu sürede önemli oranda ana kayanın çökelmiş olması büyük ihtimaldir. Eğer bunlar yeterli olgunluğa ulaşabilmişse önemli miktarda petrol üretmiş olabilirler.

8. ÖNERİLER

Karadeniz, oluşumu ve evrimi açısından dünyanın en ilginç ve üzerinde en fazla araştırma yapılmış denizlerinden biridir. Karadeniz çevresinde uzun yıllardır farklı disiplinlerde yapılmış olan çalışmalar birçok bilinmeyene cevap oluşturuken yeni soruları ve problemleri de beraberinde getirmektedir. Bugün için Karadeniz'in bilinmeyenleri bilinenlerinden çok fazladır. Bunun en önemli nedeni, Karadeniz çevresindeki ülkelerin birbirleri ile bilgi alışverişinin olmamasıdır. Karadeniz üzerinde en çok araştırma yapan Sovyet ülkelerindeki ya da Bulgaristandaki bilgi birikiminden Türkiye'nin bugüne kadar yararlanmış olduğu söylenemez. Türkiye bu ülkelerle ortak bilimsel araştırmalar yaparak bu hiç de küçümsenmeyecek bilgi deposundan yararlanmalıdır.

Karadeniz çevresinin jeolojisi oldukça sıhhatli olarak bilinmektedir. Ancak Türkiye kesiminin yeni verilere dayalı olarak üretilmiş bir haritası yakın zamanlara kadar ortaya konulamamıştır. Bu konuda yakın zamandaki önemli bir gelişme Tüysüz vd. (1997) nin hazırladığı Batı Karadeniz sayısal jeoloji haritasıdır. MTA da yakın zamanda haritalar basarak bu eksikliği gidermeye çalışmaktadır. Karadeniz'in detaylı haritaları bir an önce tamamlanmalı ve kullanıma sunulmalıdır. Uluslararası dergilerde Karadeniz'in Türkiye kenarına ait veriler oldukça az yayınlanmıştır.

Bunların artması, Karadeniz'e olan uluslararası ilgiyi arttıracak ve böylece Türkiye'nin yararına olacaktır.

Pontidler'in iç yapısı henüz yeterince anlaşılamamış, tektonik ayırtları belirlenmemiş ve stratigrafi birimleri resmileşmemiştir. Karadeniz'in anlaşılmasında çok önemli bu eksikliklerin bir an önce giderilmesi gerekir. Bilhassa Neojen ve daha genç birimlerin ortaya konması Karadeniz'in yakın evrimine ışık tutacaktır.

Karadeniz'de yapılan sismik yansıma çalışmaları gerek kara jeolojisi ile gerekse sondaj verileri ile yeterince denetlenememiştir. Kaldı ki sismik çalışmaların petrol şirketleri elinde tutulan gizli bilgiler olması nedeniyle maddi bir amaç taşımayan ancak doğrudan bu sektöre hizmet eden bilimsel araştırmalarda kullanılmaları mümkün olmamaktadır. Oysa Karadeniz'in iç yapısı ancak veriye dayanan bilimsel çalışmalarla anlaşılabilecektir.

Karadeniz içerisinden alınacak derin ve yüzeysel örnekler, bu deniz hakkındaki bilgi birikimimizi çok önemli oranda artıracaktır. Bugün Karadeniz üzerine yazılan her yazıda 1970 li yıllarda yapılan bu tür araştırmaların sonuçları kullanılmaktadır. Deniz jeolojisi araştırmalarına gemi ve ekipman desteğinin verilmesi bu bakımdan son derecede önemlidir.

TEŞEKKÜR

Bu yazının hazırlanması için imkan sağlayan TÜBİTAK'a, Proje yürütücüsü Prof. Dr. Naci Görür'e ve şekillerin hazırlanmasında emeği geçen Ar. Gör. Ufuk Tarı'ya teşekkür ederim.

9. KAYNAKLAR

Abdüsselamoğlu, M.Ş., 1963. İstanbul Boğazı doğusunda mostra veren Paleozoyik arazide stratigrafik ve paleontolojik yeni müşahadeler. MTA Dergisi,60: 1-6

Adamia, S., A.A. Belov, M. Lordkipanidze, Somin M.L,1982. Project No. 5 IGCP "Correlation of Prevariscan and Variscan events in the Alpine Mediterranean Mountain Belt": Guidebook for the Field Excursion for the International Working Meeting in the Caucasus, Tblisi: 82 s.

Adamia, S.A., Chkhouta, T., Kekelia, M., Lordkipanidze, M., Shavishvili, I., Zakariadze, G. 1981.Tectonics of the Caucasus and adjoining regions implications for the evolution of the Tethys Ocean. Journal of Structural Geology 3: 437-47.

Adamia, S.H.A., Gamkrelidze, I.P., Zakariadze, G.S., Lordkipanidze, M.B., 1974. Adjaro-Trialetsky progib i problema formirovaniya glubokovodnoi vpadiny chernogo morya. Geotektonika 1: 78-94.

Adamia, S.A, Lordkipanidze, M.B., Zakariadze, G.S., 1977. Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus. Tectonophysics, 40: 183-199.

Aiello, E., Bartolini, C., Boccaletti, M., Gocev, P., Karagjuleva, J., Kostadinov, V. Manetti, P.,1977. Sedimentary features of the Srednogorie Zone (Bulgaria), an Upper Cretaceous intra-arc basin. Sed. Geol.,19: 39-68.

Akın, H., 1978. Geologie, Magmatismus und Lagerstaettenbildung im ostpontischen Gebirge-Türkei aus der Sicht der Plattentektonik. Geol. Rundschau, 68: 253-283.

Akıncı, Ö.T., 1984. The Eastern Pontide volcano-sedimentary belt and associated massive sulphide deposits. Dixon, J.E. ve Robertson, A.H.F. (Ed.), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Geological Society Special Publication, 17: 415-428.

Akman, A.Ü., 1992, Amasra-Arıt arasının jeolojisi: Doktora tezi, Ankara Üniversitesi, 209 s.

Aktimur, T., S. Ateş, M.E. Yurdakul, M.E. Tekerli, M. Keçer,1992. Niksar-Erbaa ve Destek bölgesinin jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 114: 25-36.

Akyol, Z., Arpat, E., Erdoğan, B., Göğer, E., Şaroğlu, F., Şentürk, İ., Tütüncü, K., Uysal, Ş., 1974. Cide-Kurucaşile dolayının jeoloji haritası. MTA 1:50.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Serisi.

Alaygut, D.,1995. The petrographic investigation of the Turkish Strandja under the Thrace sedimentary basin, NW Turkey (Abstracts): International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region,1995, IESCA-İzmir, Güllük, Turkey,1.

Alişan, C. ve Derman, A.S., 1995. The first palynological age, sedimentological and stratigraphic data for Çakraz Group (Triassic), Western Black Sea. Erler, A., Ercan, T., Bingöl, E., Örçen, S. (Ed), Geology of the Black Sea Region, Directorate of the Mineral Research and Exploration, Ankara: 93-98.

Alp, D., 1972. Amasya yöresinin jeolojisi. İst. Üniv. Fen Fak. Monografileri (Tabii ilimler kısmı), 22, 101s. (Doktora tezi)

Andrusov, N. I.,1890, O neobkhodimosti glubokovodnykh issledovanü Chernogo morya (Need for deep-water investigations in the Black Sea): Izv. Russk. Geogr. Obshch., v. 26, p. 171-185.

Andrusov, N.I., 1926. Paleogeograficheskie Karty Chernomorskoi oblasti v verkhnemiotsenovuyu, pliotsenovyu i posletretichnyu epokhi. (Late Miocene, Pliocene and Tertiary papaleogeographic maps of the Black Sea area). BMOIP, otd. geol., 34, 4(3-4):183-188.

Andrusov, N. I., 1929. Verkhnü pliotsen Chernomorskogo basseina. (Upper Pliocene of the Black Sea basin). Izd. Geol. kom., Geologiya SSSR, Leningrad, 4, 2(3):30 s

Antonijevic., I., Grubic, A., Djordevic, M., 1974. The Upper Cretaceous paleorift in Eastern Serbia. Jankovic, S. (Ed), Metallogeny and Concepts of the geotectonic development of Yugoslavia. Faculty of Mining and Geology, Belgrade Univ., Dept. of Econ. Geol.: 315-339.

Arkhangel'skiy, A. D.,1928. Karta i razrezy osadkov dna Chernogo morya [Map and cross sections of Black Sea sediments). Moskov. Obshch. Ispytateley Prirody Byull. Otdel. Geol., 6/1: 77-108.

Arkhangel'skiy, A. D.,1930. Opolzanie osadkov na dne Chernogo morya i geologicheskoe z actrenie etogo yavleniya (Slumping sediments on bottom of Black Sea and geological significance of this phenomenon): Moskov, Obshch. Ispytateley Prirody Byull. Otdel. Geol., 8/1-2: 32-79.

Arkhangel'skiy, A. D. ve Strakhov, N. M., 1932. Geologischeskoe istoria Chernogo morya (Geological history of Black Sea). Moskov. Obshch. Ispytateley Prirody Byull.Otdel. Geol., 10/1: 3-104.

Arkhangel'skiy, A. D. ve Strakhov, N. M., 1938. Geologicheskoe stroyeniye i istoria razvitiya Chernogo morya (Geological structure and history of the evolution of the Black Sea). Izv. Akad. Nauk S.S.S.R., 10: 3-104.

Arni, P., 1927. Alacaağzı (Ereğli) Bölgesinin taşkömürü etüdü: MTA Rap., 2469, Ankara

Arni, P., 1931. Zur Stratifraphie und Tektonik der Kreideschichten ostich Ereğli an der Schwarmeerkuste. Eclog. Geol. Helv., 24: 305-345.

Arni, P., 1936. Azdavay ve Karataşlı (Zonguldak) civarının taşkömürü etüdü. MTA Rap., Ankara.

Arni, P., 1938. Ereğli-Amasra Bölgesinin taşkömürü etüdü. MTA Rap., 674, Ankara.

Arni, P., 1940. Amasra civarının taşkömürü etüdü. MTA Rap., 1266, Ankara.

Arni, P., 1941. Amasra-Tarlaağzı Bölgesinin taşkömürü etüdü. MTA Rap., 1274,Ankara.

Arni, P., 1942. Amasra Bölgesinin taşkömürü etüdü. MTA Rap., 1315, Ankara.

Arni, P., 1943. Şimal Batı Anadolunun Garp Bölgesi taşkömürü etüdü. MTA Rap., 1600, Ankara

Arpat, E., Tütüncü, K., Uysal, Ş., ve Göğer, E., 1974. Safranbolu yöresinde Kambriyen-Devoniyen istifi. TJK 32. Bilimsel ve Teknik Kurultayı bildiri özetleri: 67-68.

Assereto, R., 1972. Notes on the Anisian biostratigraphy of the Gebze area (Kocaeli Peninsula, Turkei). Zeitsch. Deutsch. Geol. Gesell., 123: 435-444.

Aydın, M., Demir, O., Özçelik, Y., Terzioğlu, N., Satır, M., 1995. Geological revision of Inebolu, Devrekani, Ağlı, and Küre areas: new observations in PaleoTethys-NeoTethys sedimentary successions. A. Erler, T. Ercan, E. Bingöl S. Örçen (Ed), Geology of the Black Sea Region, Directorate of the Mineral Research and Exploration, Ankara: 33-38.

Aydın, M., H.S. Serdar, Ö. Şahintürk, M. Yazman, R. Çokuğraş, O. Demir, Y. Özçelik, 1987. Çamdağ (Sakarya)-Sünnicedağ (Bolu) yöresinin jeolojisi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 30: 1-14.

Aydın, M., Şahintürk, Ö., Serdar, H.S., Ozçelik, Y., Akarsu, İ., Üngör, A., Çokuğraş, R., Kasar, S., 1986.Ballıdağ-Çangaldağı (Kastamonu) arasindaki bölgenin jeolojisi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 29/2:1-16.

Aydın, Y.,1974. Etude petrographique et geochimique de la partie centrale du Massif d'Istranca (Turquie). Doktora tezi, Nancy Üniversitesi, Fransa.

Aydın, Y.,1982. Yıldız Dağlan (Istranca) Masifi'nin jeolojisi. Doçentlik tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi,106 s.

Aykol, A., ve Tokel, S.,1991. The geochemistry and tectonic setting of the Demirköy pluton of the Srednogorie-Istranca granitoid chain, NW Turkey. Mineral.Mag., 55: 249-256.

Aykol, A.,1979, Kırklareli-Demirköy sokulumunun petrolojisi ve jeokimyası.Doçentlik tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi.

Balavadze, B. K. ve Mindeli, P. Sh., 1965: Osnovnnye rezul'taty izucheniya stroyeniya zemnoy kory basseyna Chernogo morya po gidrofizicheskim dannym. (Earth's crustal structure in the Black Sea Basin based on geophysical data). Seism. Issled. RezultAbstr. Soviet-Bloc Res., Geophys., Astron., Space, 145:77-78.

Banks, C.J., 1997. Basins and thrust belts of the Balkan Coast of the Black Sea, Robinson, A.G. (Ed) Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region. AAPG Memoir 68:115-126

Banks, C.J. ve Robinson, A.G., 1997, Mesozoic strike-slip back-arc basins of the Western Black Sea region. Robinson, A.G. (Ed) Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region. AAPG Memoir 68: 53-62

Banks, C.J., Robinson, A.G., Williams, M.P., 1997. Structure and regional tectonics of the Achara-Trialet Fold Belt and the Adjacent Rioni and Kartli Foreland Basins, Republic of Georgia. Robinson, A.G. (Ed) Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region. AAPG Memoir 68: 331-346.

Baş, H., 1986. Sinop volkanitlerinin petrolojisi ve jeokimyası. Türkiye Jeol. Kur. Bült., 29:143-156.

Baykal, F. ve Kaya, O., 1963. Istanbul bölgesinde bulunan Karboniferin genel stratigrafisi. MTA Dergisi, 61: 1-9.

Baykal, F., 1952. Recherches géologique dans le Région de Kelkit-Şiran (NE l'Anatolie). Rev. Fac. Sci. de l'Univ. d'Istanbul, Serie B,. XVII, 4: 289-304

Belousov, V.V., vd.,1988. Structure and evolution of the Earth's crust and upper mantle of the Black Sea: Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata, 30/117-118:109-196.

Belov A.A.;1981. Tectonic development of the Alpine folded ares in Paleozoic. Nauka, Moscow

Bergougnan, H., 1987. Etudes géologiques dans l'est-Anatolien. Doktora tezi, University Pierre et Marie Curie, Paris, France: 606 s

Bingöl, E., Akyürek, B., Korkmazer, B., 1975. Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve Karakaya Formasyonunun bazı özellikleri. Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, . MTA Enst., Ankara: 70-77.

Boccaletti, M., Gocev, P., Manetti, P., 1974. Mesozoic isopic zones in the Black Sea region. Bull. Soc. Geol. Italiana., 93: 547-565.

Boccaletti, M., Manetti, P., Peccerillo, A. ve Stanisheva-Vassileva G.,1978. Late Cretaceous high-potassium volcanism in eastern Srednogorie, Bulgaria. Geol. Soc. Am. Bull., 89: 439-447.

Bokov, P. ve R. Ognyanov,1978. Relations between the upper Eocene and Oligocene sediments of the southern part of the Varna Depression in connection with their petroleum- and gas-bearing potential. (Bulgarca) Reports of the Bulgarian Academy of Sciences: Petroleum and Coal Geology, 8:18-33.

Bozkus, C.,1992. Olur (Erzurum) bölgesinin stratigrafisi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 35: 103-119.

Buck, W.R.,1991. Modes of continental lithospheric extension: Journal of Geophysical Research, 96: 20161-20178.

Burchfiel, B.C.,1976. Geology of Romania: Geological Society of America Special Paper 158: 82 s.

Burchfiel, B.C.,1980. East European Alpide system and the Carpathian orocline as an example of collision tectonics: Tectonophysics, 63: 31-66.

Bursuk, A.,1981. Aşkale Bayburt bölgesinin (NW Erzurum) Calpionellid biozonları. Karadeniz Teknik Universitesi Yer Bilimleri Dergisi Jeoloji, 1: 21-28.

Canca, N., 1994. Türkiye Batı Karadeniz Taşkömürü Havzası 1:100 000 ölçekli Jeoloji haritaları. MTA, Bil. Dök. Ve Tanıtma Dairesi, Ankara.

Chatalov, G.,1987a. Lithology of Lower Jurassic rocks in Strandzha zone, Bulgaria. Geologica Balcanica,17/ 4:41-64.

Chatalov, G.,1987b. Lithology of Middle Jurassic rocks from Strandzha zone in Bulgaria. Geologica Balcanica,17/ 5:15-40.

Chatalov, G., 1988b. Recent developments in the geology of the Strandzha Zone in Bulgaria. Bulletin Technical University of İstanbul, 41: 433-466.

Chatalov, G.A., 1985a. Stratigraphy of the Jurassic system in Strandzha area, Bulgaria. Geologica Balcanica,15/ 4: 3-39.

Chatalov, G.A., 1985b. Stratigraphy of Strandzha-type Triassic (Strandzha Mountain, southeast Bulgaria). Geologica Balcanica,15/6: 3-38

Chatalov, G.A.,1988a. Lithology and petrology ofthe Ustrem Formation (Lower Triassic) in the Sakar Mountains (SE Bulgaria). Geologica Balcanica,18/6: 41-57.

Çamur, M.Z., Güven, İ.H., Er, M., 1996. Geochemical characteristics of the Eastern Pontide volcanics, Turkey: An example of multiple volcanic cycles in arc evolution. Tr. J. of Earth Sciences, TÜBİTAK, 5: 123-144,

Çoğulu, H.E.,1975. Gümüşhane ve Rize bölgelerinde petrolojik ve jeokronolojik araştirmalar: Istanbul Teknik Universitesi Yayını, 1034:112 s.

Dabovski, C.,1980. Magmotectonic features of Upper Cretaceous intrusives in the Srednogorie Zone: Field and experimental evidence for a rift model. Geol.Balcanica,10:15-29.

Dabovski, C.N., Vhtalov, G.A., ve Savov, S.S.,1991. The Strandzha Cimmerides in Bulgaria. Savaşçın M.Y ve Eronat A.H.(Ed), International Earth Sciences Congress on Aegean Regions (IEASCA1990), İzmir: 92-101.

Dachev, C., Stanev, V., Bokov, P., 1988. Structure of the Bulgarian Black Sea area: Bolletino di Geofisica Teorica e Applicata, 30/117-118: 79-107.

Dean, W.T., Martin, F., Monod, O., Demir, O., Rickards, A.B., Bultynck, P., Bozdoğan, N., 1997. Lower Paleozoic stratigraphy, Karadere-Zirze area, central Pontides, northern Turkey. M.C. Göncüoğlu, A.S. Derman (Ed), Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana, Turkish Association of Petroleum Geologists Special Publication, Ankara., 3: 32-38.

Dekhtyareva, L. N.; Nerodenko, V. M.; Komarova, S.V.; Mikhaylova, I.A., 1978. On the nature of limestone blocks in the neighbourhoods of Simferopol. Proc. USSR Acad. Sci., Geol. Ser. 3: 64-67

Derman, A.S., 1990 a. Batı Karadeniz bölgesinin geç Jura ve erken Kretase'deki jeolojik evrimi. Türkiye 8. Petrol Kongresi, Bildiriler, Jeoloji, Türkiye. Petrol Jeologları Derneği/TMMOB Petrol Mühendisleri Odası: 328-339.

Derman, A. S., 1990 b. Faylı basen kenarındaki sedimantasyon, Batı Karadeniz'de Kretase'den bir örnek. Türkiye 8. Petrol Kongresi, Petrol Jeologları Derneği/TMMOB Petrol Mühendisleri Odası: 314-321.

Derman, A.S., Alişan, C., Özçelik, Y., 1995. Himmetpaşa formation: New palynological age data and significance. Int. Symposium on the Geology of the Black Sea Region, Ankara: 99/104,

Derman, A.S. ve Sayılı, A., 1995. İnaltı Formation: A key unit for regional geology. A. Erler, T. Ercan, E. Bingöl S. Örçen (Ed), Geology of the Black Sea Region, Directorate of the Mineral Research and Exploration, Ankara: 99-104.

Dewey, J.F., Pitman, W.C.III., Ryan, W.B.F. Bonnin, J., 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. Geol. Soc. Am. Bull., 84: 3137-3180.

Eğin, D. ve M.D. Hirst,1979. Tectonic and magmatic evolution of volcanic rocks from the northern Harşit River area, NE Turkey, in Geocome-I: First Geological Congress of the Middle East, Mineral Research and Exploration Institute (MTA), Ankara: 56-93.

Eğin, D., Hirst, D.M., Phillips, R., 1979. The petrology and geochemistry of volcanic rocks from the northern Harsit River area, Pontid volcanic province, Northeast Turkey: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 6:105-123.

Elmas, A.,1994. Doğu Pontidler'de geç Kretase-Tersiyer nap tektoniği. hakkında stratigrafik veriler (Kop Dağı'nın kuzeyi). Türkiye Petrol Jeologları Derneği 10. Petrol Kongresi: 276-289.

Elmas, A., 1995. Kop Dağı (Bayburt, Erzurum) dolayının jeolojisi, Bir Yay Önü Havzanın evrimi. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 6: 19-37.

Elmas, A., 1996. Geological evolution of northeastern Anatolia. Inter. Geol. Review, 38: 884-900.

Emery, M., ve Georgiev, G. 1993. Tectonic evolution and hydrocarbon potential of the southern Moesian Platform and Balkan-Forebalkan regions of northern Bulgaria. AAPG Bulletin, 77:1620-1621.

English, T., 1904. Eocene and Later Formations Surrounding the Dardanelles. Quart. Journ. Geol. Soc. 58: 309-390.

Ercan, T., Gedik, A. 1983. Pontid'lerdeki volkanizma: Jeoloji Mühendisliği, 18: 3-22.

Erickson; A., ve Simmons, G., 1974. Environmental and geophysical interpretation of heat-flow measurements in Black Sea. Degens, E.T, Ross, D.A. (Ed), The Black Sea-geology, chemistry and biology. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 20: 50-62.

Erinç, S.,1953. Karadeniz ve çevresinin morfolojik tekamülü ile Pleyistosen iklim tehavvülleri arasındaki münasebetler. İst. Üniv. Coğrafya Enst. Dergisi., 2/5-6: 46-94.

Erinç, S., 1958. Karadeniz dibinin jeomorfolojisi. İst. Üniv. Coğrafya Enst. Dergisi, 9: 103-114.

Erinç, S., 1973. Karadeniz Çanağının bazı oluşum sorunları ve Neojen ve Antropojendeki jeotektonik özellikleri (Çekunof, A.V ve Riyabin, L.İ.,1971'den tercüme). İst. Üniv. Coğrafya Enst. Dergisi, 18/18-19: 231-252.

Erinç, S., 1984. Karadeniz çanağının jeomorfolojik ve yapısal özelliklerinin morfometrisi. Ist. Univ. Deniz Bilim. Coğr. Enst. Bülten;1: 15-22.

Erinç, S. ve İnandık, H., Les depots pleistocenes observies sur la cote de la Turqui. Rew. Geogr. Inst. Of Istanbul, Nov. 2, İstanbul.

Erkal,, T., 1985, Plio-Quaternary evolution of the Yeşilırmak delta, Northern Turkey. Erler, A., Ercan, T., Bingöl, E, Örçen, S. (Ed) Geology of the Black Sea Basin, General Directorate of Min. Res. and Explor. Ankara, 123-128.

Eva, C., Riuscetti, M., Slejko, D., 1988. Seismicity of the Black Sea region. Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata, Monograph on the Black Sea, 30/117-118: 53-66.

Federov, P.V., 1988, The problem of changeas in the level of the Black Sea during Pleistocene. Int. Geol. Rew., 30/6, 635-641 (İngilizce çeviri)

Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M. ve Xuan, Z., 1988. Geophysical study of the Black Sea: Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata, Monograph on the Black Sea, 30/117-118: 197-324.

Fratschner, W. Th., 1952. Amasra-Bartın-Kumluca ve Kurucaşile-Ulus Bölgelerinde 19 Mayıs-24 Ekim Arsında Yapılan Jeolojik Etüdlere Dair İlk Rapor: MTA Rap., 1960, Ankara.

Gamkrelidze, I.P.,1986. Geodynamic evolution of the Caucasus and adjacent areas in Alpine time:Tectonophysics, 127: 261-277.

Gamkrelidze, I.P.,1991, Tectonic nappes and horizontal layering in the Earth's crust in the Mediterranean belt (Carpathians, Balkanides and Caucasus): Tectonophysics, 196: 385-396.

Garetsky, R.G.,1970. On the basement of the Moesice plate. Geotectonics, 4: 272-277.

Gedik A. ve Korkmaz, S. 1984. Sinop Havzası'nın jeolojisi ve petrol olanakları. Jeol. Müh. Dergisi 19: 53-79.

Gedik, A.,1985. Tekman (Erzurum) Havzası'nın jeolojisi ve petrol olanakları. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 103/104: 1-24.

Gedik, İ., 1975. Die Conodonten der Trias auf der Kocaeli-Halbinsel (Türkei). Palaeontographica, 150: 99-160.

Gedikoğlu, A., Özsayar T., Pelin, S., 1982. Gölköy (Ordu) yöresinde bir paleokaldera ile cevherleşmenin konumu arasındaki ilişkiler. Karadeniz Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi Jeoloji, 2:117-130.

Gedikoğlu, A.,1978. Harşit granite complex and neighboring rocks (Giresun-Doğankent): Habilatation thesis, Black Sea Technical University, Trabzon, Turkey,161 s.

Georgiev, G., ve A. Atanasov, 1993. The importance of the Triassic-Jurassic unconformity to the hydrocarbon potential of Bulgaria: First Break, 11: 489-497.

Gheorghian, M.,1978. Micropaleontological investigations of sediments from sites 377, 380 and 381 of Leg 42B. Ross, D.A. ve Neprochnov Y.P. (Ed) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 42: 783-788.

Gocev, P.,1970 The Senonian complex in the Srednogorie zone. Acad. Sc. Bulg.Comp. Rend., 23: 975-978.

Gocev, P.M.,1991a. Some problems of the nappe tectonics of the Strandzhides in Bulgaria and Turkey: Bulletin of the Technical University of İstanbul, 44:137-164.

Gocev, P.M.,1991b. Triassic paleogeography and Cimmerian orogeny in SE Bulgaria and on adjacent territories: Acta Geologica Hungarica, 34: 3-14.

Goncharov, V. P., 1958. Novye dannye o rel'efe dna Chernogo morya. (New data on the bottom contour of the Black Sea). DAN SSSR,121(5):830-833

Goncharov, V. P. vd, 1972. Rel'ef dna i ubizınoe stroenie Chernomorskoi vpadiny. (Bottom relief and structure of the Black Sea basin). Nauka, Moscow,156 s

Goncharov, V. P., Mikhailov, O. V., 1966. K voprosu ob ispravlenü glubin popravkami na izmenenie skorosti zvuka v vode pri ekholotnom promere v Chernom i Sredizemnom moryakh. (On depth corrections for sound velocity change in water while echo-sounding in the Black Sea and Mediterranean Sea). Okeanologiya AN SSSR, 6(4):707-710, Engl. summ., 3 tab., 7 ref., Engl. tr., Oceazıology, 6(4):577-581

Goncharov, V. P., Neprochnov, Yu. P., 1967, Geomorphology of the bottom and tectonic problems in the Black Sea. Runcorn, S. K. (Ed.), International Dictionary of Geophysics. Pergammon Press, New York,1:650-656

Görür, N., 1988. Timing of opening of the Black Sea basin. Tectonophysics, 147: 247-262.

Görür, N. 1991. Aptian-Albian palaeogegraphy of Neo-Tethyan domain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 87: 267-288.

Görür, N., 1997. Cretaceous syn- to postrift sedimentation on the southern continental margin of the Western Black Sea Basin. Robinson A.G. (Ed) Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir 68: 227-240

Görür, N., Şengör, A.M.C., Akkök, R., Yılmaz, Y., 1983. Pontidler'de NeoTetis'in kuzey kolunun açilmasina ilişkin sedimentolojik veriler: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 26/1:11-20.

Görür, N. ve O, Tüysüz, 1997. Petroleum geology of the southern continental margin of the Black Sea. Robinson, A.G. (ed) Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir 68, p. 241-254.

Görür, N., Monod, O., Okay, A.I., Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Sakınç, M. Akkök, R., 1997. Palaeogeographic and tectonic position of the Carboniferous rocks of the western Pontides (Turkey) in the frame of the Variscan belt. Bull. Soc. Géol. France, 168: 197-205.

Görür, N., O. Tüysüz, A. Aykol, M. Sakinç, E. Yiğitbaş, R. Akkök,1993. Cretaceous red pelagic carbonates of northern Turkey: their place in the opening history of the Black Sea: Eclogae Geologicae Helvetiae, 86/3: 819-838.

Görür, N., Okay, A.İ., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Akkök, R., 1995. İstanbul-Zonguldak Paleozoyik istifinin paleocoğrafik ve tektonik konumu. Zonguldak Havzası Araştırma Kuyular-I: Kozlu-K20/G. Yalçın, M.N. ve Gürdal, G., (Ed) TÜBİTAK, MAM, Özel Yayını: 27-43.

Gradinaru, E.,1984. Jurassic rocks of North Dobrogea. A depositional-tectonic approach: Revue Roumaine de Geologie, Geophysique et Geographie, 28: 61-72.

Gradinaru, E.,1988. Jurassic sedimentary rocks and bimodal volcanics of the Cirjelari-Camena outcrop belt: evidence for a transtensile regime of the Peceneaga-Camena Fault: Revue Roumaine de Geologie, Geophysique et Geographie, 32: 96-121.

Grancy, W. 1937. Arıtdere-Gürendere ve Pelitovası (Zonguldak) civarının taşkömürü etüdü: MTA Rap., 30, Ankara.

Grancy, W. 1938. Arıtdere ve Pelitovası (Zonguldak) civarının taşkömürü etüdü: MTA Rap. 679, Ankara.

Grancy, W. 1939, Kırmacı-Maksut civarının taşkömürü etüdü: MTA Rap. 1306, Ankara.

Grancy, W. 1940. Cide-İnebolu civarının taşkömürü etüdü: MTA Rap. 1105, Ankara.

Granigg, B. 1936. Arıtdere, Bartın, Çarşamba, Azdavay, Karafasıl (Zonguldak-Kastamonu) civarının taşkömürü etüdü: MTA Rap. 1128, Ankara.

Granigg, B. 1938. Zonguldak taşkömürü etüdü: MTA Rap. 1195, Ankara.

Gürsoy, H.,1989. Kelkit (Gümüshane) yöresinin tektoniği ve stratigrafisi. Doktora tezi, Cumhuriyet Üniversitesi, Sıvas, 140s.

Haas, W.,1968. Das AH-Palaozoikum von Bithynien (Northwest Turkei): Neuses Jahrbuch für Geologie and Paleaontologie, Abshandlungen, 131:178-242.

Hakyemez, Y., Tekin, F., Erkal, T., Karabıyıkoğlu, M.ve Mengi, H., 1989. Çarşamba (Samsun) dolayının jeolojisi. MTA Raporu, No: 8895, Ankara.

Harbury, N. ve M. Cohen, 1997. Sedimentary history of the Late Jurassic-Paleogene of Northeast Bulgaria and the Bulgarian Black Sea A.G. Robinson (Ed) Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir 68:129-168.

Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic cronostratigraphy and eustatic cycles. Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H., Van Wagoner J.C. (Ed), Sea-level changes: an integrated approach. SEPM Spec. Publ., 42: 71-108.

Hirst, D.M. ve Eğin, D., 1979. Localisation of massive, polymetallic sulphide ores in the northern Harşit river area, Pontid volcanic belt, northeast Turkey. Annales de la Société Géologique de Belgique, 102: 465-484.

Hsu, K.J.,1978. Stratigraphy of the lacustrine sedimentation in the Black Sea. Ross, D.A. ve Neprochnov, Y.P. (Ed), Initial Reports on the Deep Sea Drilling Project, 42/2, Washington (U.S. Government Printing Office): 509-524.

Hsü, K.J., Nachev, I.K., Vuchev, C.T., 1977. Geologic evolution of Bulgaria in light of plate tectonics: Tectonophysics, 40/245-256.

Inan, S., 1988. Erzurum-Askale-Tortum yöresinin tektonik evrimi. Cumhuriyet Universitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, Yerbilimleri, 5:37-48.

Isayev, B.M, Gadzhiyev, T.D., Ali-Zade, S.A., ve Kengerli, T.N., 1981. Tectonic sheets and olistostrome complexes in the southeastern Caucasus. Geotectonics, 15: 45-53.

Jolkicev, N.A., 1989. Stratigraphy of the epicontinental type Upper Cretaceous in Bulgaria. Sofia University St. Kliment Ohridski Press, 184s.

Jones, R.W., ve Simmons, M.D., 1997. A review of the stratigraphy of Eastern Paratethys (Oligocene-Holocene), with particular emphasis on the Black Sea. Robinson A.G. (Ed) Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region, AAPG Memoir 68: 39-52.

Jouse, P.A., ve Mukhina, V.V, 1978, Diatom units and the Paleogeography of the Black Sea in the late Cenozoic (DSDP Leg 42). Ross, D.A. ve Neprochnov, Y.P. (Ed), Initial Reports on the Deep Sea Drilling Project, 42/2, Washington (U.S. Government Printing Office): 903-950.

Kaya, O., 1968. Istanbul bölgesi Karbonifer stratigrafisi. Doktora Tezi, Ege Üniversitesi Fen Fakültesi, 56s.

Kaya, O., 1973. Paleozoic of Istanbul. Ege Üniversitesi Fen Fakültesi Kitaplar Serisi.40: 143p.

Kazmin, V.G,1991. Collision and rifting in the Tethys Ocean: geodynamic implications. Tectonophysics, 196: 371-384.

Kerey, E.,1985. Facies and tectonic setting of the Upper Carboniferous rocks of Northwestern Turkey. Dixon, J.E ve Robertson, A.H.F. (Ed), The geological evolution of the Eastern Mediterranean: Geological Society of London Special Publication 17:123-128.

Ketin, I., ve Gümüş, A., 1963. Sinop-Ayancık güneyinde üçüncü bölgeye dahil sahaların jeolojisi hakkında rapor (2.Kısım: Jura ve Kretase formasyonlarının etüdü), TPAO Arşivi, Rapor no.288: 33 s.

Ketin, I.,1951, Uber die Geologie der Gegend von Bayburt in Nordost Anatolien: Fac. Sci. of Univ. İstanbul Rev., ser. B, 16:113-127.

Ketin, I.,1962.1:500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritasi izahnamesi (Sinop). Maden Tetkik Arama Enstitüsü Yayini, Ankara:111 s.

Ketin, I.,1966. Anadolunun tektonik birlikleri (tectonic units of Anatolian Asia Minor): Maden Tetkik Arama Enstitüsü Yayını, Ankara, 66: 20-34.

Ketin, İ.,1955. Über die Geologie der Gegend von Ovacuma östlich Zonguldak. Rev. Fac. Sci. Univ. Istanbul, B20: 147-154.

Khain, V., 1979. Regional Geotectonics, Outer Alpine Europe and West Asia, 356s. Nedra, Moscow.

Khain, V., 1994. Beitrage zur regionalen Geologie der Erde, Gebr. Borntrager, Berlin, Stuttgart, 24: 404s.

Khain, V.,1975. Structure and main stages in the tectono-magmatic development of the Caucasus: an attempt at geodynamic interpretation. Am. J. Sci. 275-A: 131-156.

Knipper, A.L., 1980. The tectonic position of ophiolites of the Lesser Caucasus. Proceedings of the International Ophiolite Symposium Cyprus: 372-376.

Koçyiğit, A., 1991. An example of an accretionary forearc basin from northern central Anatolia and its implications for the history of subduction of Neo-Tethys in Turkey. Geol. Soc. Am. Bull., 103: 22-36.

Kojumdgieva, E., 1979. Critical notes on the stratigraphy of Black Sea boreholes (Deep Sea Drilling Project, Leg42B). Geologica Balcanica, Sofia, 9/3:107-110.

Kojumdgieva, E., 1983. Palaeogeographic environment during the desiccation of the Black Sea. Palaeogeography, Palaoeclimatology, Palaeoecology, 43:195-204.

Kutluk, H., ve N. Bozdoğan,1981, IV. Bölge Üst Paleozoyik-Alt Mesozoyik çökelleri palinoloji ön raporu: Türkiye Petrolleri Anonim Ortakliği (TPAO), Rapor No.1545:8 s.

Letouzey, J., Biju-Duval, B., Dorkel, A., Gonnard, R., Kristchev, K., Montadert, L., Sungurlu, O., 1977. The Black Sea: a marginal basin; geophysical and geological data, Biju-Duval, B. ve Montadert, L. (Ed), International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins: Editions Technip, Paris: 363-376.

Linzer, H.G.,1996. Kinematics of retreating subduction along the Carpathian arc, Romania: Geology, 24:167-170.

Lordkipanidze, M.B., 1980. The alpidic volcanism and geodynamics of the Central segment of the Mediterranean foldbelt. Metsnierba, Tbilisi: 162s

Lucius, 1926. Aydos (Söğütözü) Bölgesi Karbonifer etüdü. MTA Raporu: 20

Malovitskiy, Ya. P., Neprochnov, Yu. P., Garkelenko, I. A., Starskinov, E.A., Milashina, K.G., Komornaiam, Ya., Ryunov, L. N., Klolopov, B. V., Sedov, V. V., 1969b. Stroenie zemnoi kory v zapadnoi chasti Chernogo morya (Structure of the earth's crust in the western part of the Black Sea): Akad. Nauk S.S.S.R. Dokl., 186/ 4: 905-907.

Malovitskiy, Ya., P., Uglov, B. D.,Osipov, G. V., 1969a. Geomagnitnoye pole Chernomorskoy vpadiny (Geomagnetic field of the Black Sea depression) : Akad. Nauk. Ukr. S.S.R. Geofiziki, Geöfiz. Sbbrnik,· 32: 28-38.

Malovitsky, Ya. P., Uglov, B.D., Osipov, G.V., 1975. Geomagnetic field anomalies, the Black Sea depression: The earth's crust and the history of development of the Black Sea basin. Moscow (Nauka).

Manetti, P., Peccerillo, A., Poli, G., Corsini, F., 1983. Petrochemical constraints on the models of Cretaceous-Eocene tectonic evolution of the Eastern Pontide chain (Turkey): Cretaceous Research, 4: 159-172.

Manetti, P., Boccaletti, M., Peccerillo, A., 1988, The Black Sea: remnant of a marginal basin behind the Srednogorie-Pontides island arc system during Upper Cretaceous-Eocene time. Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata, Monograph on the Black Sea, 30/117-118: 39-51.

Meisner L.B., Gorshkoz, A.S., Tugolesov, D.A., 1995. Neogene-Quaternary sedimentation in the Black Sea basin. Erler, A., Ercan, T., Bingöl, E, Örçen, S. (Ed) Geology of the Black Sea Basin, General Directorate of Min. Res. And Explor. Ankara: 131-136.

Melikhov, V. P., Mirlin, E.G., Uglov, B.D., Shreider, A.A., 1969. Otsenka raspredeleniya magnitovozumushchayuikh gel v kore glubokovodnoi kotloviny Chernogo morya s pomoshch transformatsü v nizhnea poluprostranstvo [Estimate of the distribution of magnetic perturbing bodies in the crust of the deep-water basin of the Black Sea with the aid of transformations in the lower half-space), in Morskaya Geol. Geofizika, 2

Milanovskiy, Ye. Ye., 1967, Problema proiskhozhdeniya Chernomorskoy vpadiny i yeye mesto v strukture al'piyskogo poyasa: Moskov. Unv. Vestnik. Ser. Geol, 4, v. 22, no.1, p. 27-43. İngilizce tercümesi: Problem of origin of Black Sea depression and its position in structure of the Alpine belt: Int. Geol. Rev., 8/1: 36-43.

Mindeli, P. Sh., Neprochnov, Yu. P., Pataraya, E. I. (1965), Opredelenie oblasti otsutstviya granitnogo sloya v Chernomorskoi vpadine po dannym GSZ I seismologii. (Granite-free area in the Black Sea trough from DSS data seismology). Izv. An. SSR, ser. Geol., 2:7-15. İngilizce tercümesi: Internet. Geol. Rev., 8/1: 36-43.

Moore, W.J., McKee, E., Akıncı, O., 1980. Chemistry and geochronology of plutonic rocks in the Pontide Mountains, Northern Turkey: European Copper Deposits, Belgrade: 209-216.

Muratov, M. V., ve Nepröchnov, Yu. P.,1967. Stroyeniye dna Chernomorskoy kotloviny i yeye proiskhozhdeniye [Structure of Black Sea basin and its origin): Moskov. Obshch. Ispytateley Prirody Byull. Otdel. Geol., 42/ 5: 40-59.

Muratov, M.V., Neprochnov, Y.P., Ross, D.A., Trimonis, E.S., 1978. Basic features of the Black Sea late Cenozoic history based on the results of deep-sea drilling, Leg 42B. Ross, D.A. ve Neprochnov, Y.P. (Ed), Initial Reports on the Deep Sea Drilling Project, 42/2, Washington (U.S. GovernmentPrinting Office): 1141-1148.

Nachev, I.,1993. Late Cretaceous paleogeodynamics of Bulgaria. Geologica Balcanica, 23: 3-24.

Nachev, I. ve Dimitrova, E., 1996. Upper Cretaceous stratigraphy of the eastern Balkan Mountains. Geologica Balcanica, 25: 43-74.

Nalivkin, D.V., 1960. The geology of the USSR. Pergamon, New York, N.Y.,170 s

Nebert, K., 1961. Der Geologische Bau der Einzugsgebiete Kelkit Çay und Kızılırmak (NE-Anatolien). Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, 57: 1-51.

Neprochnov Y.P, Neprochnova A.F., Zverev S.M. vd..; 1964. New data on the Earth's crust structure in the Black Sea basin Southward of the Crimea. DAN SSSR, 156s

Neprochnov, Yu. P. ve Ross, D.A., 1978. Black Sea geophysical framework. Ross, D.A. ve Neprochnov, Y.P. (Ed), Initial Reports on the Deep Sea Drilling Project,42/2, Washington (U.S. GovernmentPrinting Office): 1043-1056.

Neprochnova, A.F., 1975. The structure of sediment layer of the Black Sea basin. Oceanologya, 4

Neveskiy, Ye. N., 1967. Protsessy osadkoobrazovaniya v pribrezhnoi zone morya (Sediment deposition in nearshore region). Moscow, Izd. Nauk: 225 p.

Norman, T., 1976. Bayburt güneyindeki Alt Tersiyer Havzası'nda paleo akıntı yönleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19: 23-30.

Oaie, G., 1986, Sedimentology of the pebbly red sandstone facies association within the Carapelit formation, North Dobrogea. Rev. Roum. Géol., Géol., Géogr., Geology, Tome 30: 59-70.

Okay, A.I., 1984. The geology of the Ağvanis metamorphic rocks and neighbouring formations. Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, 99/100: 16-36.

Okay, A. I., 1989. Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey. A. M. C., Şengör (Ed), Tectonic evolution of the Tethyan region: Nato Advanced Science Institute (ASI) Series, C 259: 109-116.

Okay, A. I., Şengör, A. M. C., Görür, N., 1994, Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. Geology, 22: 267-270.

Okay, A. I., Siyako, M.,. Bürkan, K. A., 1991. Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula, northwest Turkey: Bulletin of the Technical University of Istanbul, 44: 191-256.

Okay, A.I. ve Leven, E. Ja., 1996. Stratigraphy and paleontology of the Upper Paleozoic sequence in the Pulur (Bayburt) region, Eastern Pontides. Turk. J. Earth Sc., 5: 145-155.

Okay, A.I., Tüysüz O., Akyüz, S., 1994, Istranca Masifi'nin bati kesiminin jeolojisi ve tektoniği. TPAO Raporu No. 3521:107 s.

Okay, A.İ. ve Tüysüz, O.,1998. Tethyan sutures of Northern Turkey. Geol. Soc. London Spec. Publ. (Yayında)

Önalan, M., 1982, Pendik bölgesi ile adaların jeolojisi ve sedimenter özellikleri. (Doçentlik Tezi), İstanbul Üniversitesi, Yerbilimleri Fakültesi: 155s.

Özgül, N.,1981. Munzur Dağlarının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Rapor no. 6995:136 s.

Özsayar, T.,1971. Paleontologie und Geologie des Gebietes östlich Trabzon (Anatolien). Ph.D. thesis, Giesener Geologische Schriften, Heft 1,138 s.

Özsayar, T., 1974, Karadeniz kıyı bölgesinde İğneada, Sinop, Bafra, Trabzon, Pazar yörelerindeki Neojen formasyonlarının jeolojik-paleontolojik incelenmesi. Doçentlik tezi, Karadeniz Teknik Üniv., 192 s.

Özsayar, T.,1977, Karadeniz kıyısındaki Neojen formasyonları ve bunların Mollusk faunası. Karadeniz Teknik Üniversitesi Yayını, 79: 80 s

Özsayar, T., Pelin, S. Gedikoğlu, A.,1981. Doğu Pontidler' de Kretase. Karadeniz Univ. Yerbilimleri Dergisi, 2: 65-114.

Öztürk, A., 1979, Ladik-Destek yöresinin stratigrafisi. TJK Bülteni, 22: 27-34.

Pamir, H. N., ve Baykal, F.,1947. Istranca Masifi'nin jeolojik yapısı. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 1: 7-43

Peccerillo, A., ve Taylor, S.R.,1975. Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic rocks from the Pontide chain, northern Turkey: Bulletin Volcanologique, 39:1-13.

Pelin, S., 1977. Alucra (Giresun) güneydoğu yöresinin petrol olanakları bakımından jeolojik incelenmesi. Karadeniz Teknik Üniv. Yayını, 87: 103s.

Percival, S.F. Jr., 1978, Indigenous and reworked coccoliths from the Black Sea. Ross, D.A. ve Neprochnov, Y.P. (Ed), Initial Reports on the Deep Sea Drilling Project, 42/2, Washington (U.S. GovernmentPrinting Office) : 773-782.

Philip, H., Cisternas, A., Gvishiani, A., Gorshkov, A., 1989. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision: Tectonophysics,161:1-21.

Pol'ster, L.A., vd.,1976. History of geological development of northern Bulgaria during the Paleozoic: International Geological Review, 19/6: 633-646.

Popadyuk, I.V., ve Smirnov, S.E.,1996. Crimean Orogen: a nappe interpretation. In Ziegler, P.A., Hovarth, F. (Edts), Peri-Tethys Memoir 2: Structure and prospects of Alpine Basins and forelands. Mem. Mus. Natn. Hist. Nat., 170: 513-524.

Popov, P.N.,1987. Tectonics of the Banat-Srednogorie rift: Tectonophysics, 143:209-216.

Robinson, A.G., 1997. Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. AAPG Memoir:385 s.

Robinson, A. G., Banks, C. J., Rutherford, M. M., Hirst, J. P. P., 1995. Stratigraphic and structural development of the Eastern Pontides, Turkey: Journal of the Geological Society, London, 152: 861-872.

Robinson, A. G., Rudat, J. H., Banks, C. J., Wiles, R. L. F., 1996. Petroleum geology of the Black Sea: Marine and Petroleum Geology, 13: 195-223.

Robinson, A.G., Gardiner, A., Griffith, E.T., Home, A., 1997. Petroleum geology of the Georgian fold and thrust belts and foreland basins. Robinson A.G., (Ed) Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir 68: 347-368.

Robinson, A.G., ve Kerusov, E., 1997, Stratigraphic and structural development of the Gulf of Odessa, Ukrainian Black Sea: implications for petroleum exploration, in Robinson, A.G. (Ed), Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region. AAPG Memoir 68: 369-380.

Ross, D. A., 1974. The Black Sea. Burk, C.A., Drake, C.L. (Ed) The Geology of Continental Margins. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 669-682.

Ross, D.A., 1978. Summary of results of Black Sea drilling. Ross, D.A. ve Neprochnov, Y.P. (Ed), Initial Reports on the Deep Sea Drilling Project, 42/2, Washington (U.S. Government Printing Office):1149-1177.

Ross, D.A., Degens, E.T., MacIlvaine, J., Hedberg, R.M.,1970. Black Sea: Recent sedimentary history. Science, 170: 163-165.

Ross, D.A., ve Degens, E.T., 1974. The Black Sea-geology, chemistry, and biology: AAPG Memoir 20:633 s.

Ross, D. A., Uchupi, E., Bowin, C.0. Prada, D. E.,1970. Geophysical studies in the Black Sea.Oceanus,15(4):16-19.

Ross, D. A., Uchupi, E., Prada, K. E., MacIlvaine, J. C., 1974. Bathymetry and microtopography of the Black Sea. Degens, E. T., Ross. D. A.(Ed), The Black Sea-geology, chemistry and biology. AAPG Memoir, 20:11-34.

Ross, D.A., Stoffers, P., Trimonis, E.S., 1978. Black Sea sedimentary framework. Ross, D.A. ve Neprochnov, Y.P. (Ed), Initial Reports on the Deep Sea Drilling Project, 42/2, Washington (U.S. Government Printing Office):359-363.

Rutherford, M., Banks, C., Hirst, J.P.P. ve Robinson, A.G., 1992. The Mesozoic biostratigraphy of the Pontides. BP Exploration, yayınlanmamış rapor, 9s.

Ryan, W.B.F., Pıtman W.C.III, Major, C.O., Shimkus, K., Mosalenko, V., Jones, G.A., Dimitrov, P., Görür, N., Sakınç, M., Yüce, H., 1997. An abrubt drowning of the Black Sea shelf. Marine Geology, 38: 119-126.

Saner, S., 1981. Zonguldak dolaylarının jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. TPAO Raporu No. 1536, Ankara

Sarıbudak, M., Sanver, M., Ponat, E., 1989. Location of Western Pontides, NW Turkey, during Triassic time, preliminary paleomagnetic results. Geophysical Journal, 96: 43-50.

Savu, H., 1986. Triassic continental intra-plate volcanism in North Dobrogea: Revue Roumanie de Geology and the tectonics of Eurasia. Geological Society of America Special Paper: 195s .

Sayar, C., 1970. Boğaziçi arazisinde Ordovisiyen conularia'ları. TJK Bülteni, XII/1,2: 140-156.

Sayar, C., 1962. New observations in the Paleozoic sequence of the Bosphorus and adjoining areas, Istanbul, Turkey. Symp. Band. 2. Int. Silur-Bonn-Bruxelles, 1960: 222-223.

Schultze-Westrum, H.H., 1962. Das geologische Profil des Aksudere bei Giresun (Nordost-Anatolien). Abhandlungen von Bayerische Akademie der Wissenschaften, Mathematische-Naturwissenschaftliche Klasse, 109: 23-58.

Seymen, I.,1975. Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği: İstanbul Teknik Universitesi Maden Fakültesi Yayını: 198 p.

Shokal'sky, J. M., 1928. Obshchü ocherk rel'efa Chernogo morya na osnovanü issledovanü 1924-1927 g.g., okeanolograficheskoi ekspeditsü pod rukovodstvom, Yu. M. Shokal'skogo. (General sketch map of the relief of the Black Sea bottom according to the explorations in 1924-1927 carried out by the oceanographic expedition under the direction of J. M. Shokal'sky). Proc. Second Hydrolog. Congr. of USSR, Leningrad, April 20-27: 337-340.

Shimkus, K.M. ve Trimonis, E.S., 1974. Modern sedimentation in Black Sea. Degens, E.T. ve Ross, D.A. (Ed), The Black Sea-geology chemistry and biology. AAPG Memoir 20:1-10.

Sinclair, H.D., Juranov, S.G., Georgiev, G., Byrne, P., Mountney, N.P., 1997. The Balkan thrust wedge and Foreland Basin of Eastern Bulgaria: structural and stratigraphic development. A.G. Robinson (Ed), Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir 68: 91-114.

Spadini, G., Robinson, A.G., Cloetingh, S.A.P.L., 1997, Thermomechanical modeling of Black Sea Basin formation, subsidence, and sedimentation. A.G. Robinson (Ed) Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir 68:19-38.

Stassinopoulos, S., 1906. Kilimli taşkömürü etüdü: MTA Rap., 8 Ankara.

Stoffers, P. ve Müller, G., 1978. Mineralogy and lithofacies of Black Sea sediments, Leg 42B Deep Sea Drilling Project. Ross, D.A. ve Neprochnov, Y.P. (Ed), Initial Reports on the Deep Sea Drilling Project, 42/2, Washington (U.S. GovernmentPrinting Office): 373-412.

Stoffers, P., Degens, E.T., Trimonis, E.S.,1978, Stratigraphy and suggested ages of Black Sea sediments cored during Leg 42B. Ross, D.A. ve Neprochnov, Y.P. (Ed), Initial Reports on the Deep Sea Drilling Project, 42/2, Washington (U.S. GovernmentPrinting Office): 483-488.

Sungurlu, O.,1971. İstanbul Boğazı-Bulgaristan Sınırı Arasındaki Karadeniz Kıyı Alanlarının Jeolojisi. T.P.A.O. Arama Grubu Arşivi, No: 535.

Şengör, A.M.C.,1984. The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Euroasia: Geological Society of America Special Paper: 195s

Şengör, A.M.C.,1995. The larger tectonic framework of the Zonguldak coal basin in Northern Turkey: an outsider's view. Yalçın, M.N. ve Gürdal G. (Ed), Zonguldak Basin research wells-1, Kozlu-K20/G. TÜBITAK-MAM, Özel Yayını:1-26.

Şengör, A. M. C. ve Y. Yılmaz, 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach: Tectonophysics, 75:181-241.

Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., Ketin, I., 1980. Remnants of a pre-Late Jurassic ocean in Northern Turkey: fragments of Permian-Triassic Palaeotethys. Geological Society of America Bulletin, 91: 599-609.

Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., Sungurlu, O., 1984. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeotethys. Dixon, J.E. ve Robertson, A.H.F. (Ed), The geological evolution of the Eastern Mediterranean: Geological Society Special Publication 17: 7-112.

Taner, M.F. ve Zaninetti, L., 1978. Etude paléontologique dans le Crétace volcano-sédimentaire de Güneyce (Pontides orientales, Turquie). Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 84: 187-198.

Taner, M.F., 1977. Etude géologique et pétrographique de la région de Güneyce-İkizdere, située au sud de Rize (Pontides Orientales, Turquie). Ph.D. Thesis, Universite de Geneve, Switzerland, 180 s

Tari, G., Dicea, O., Faulkerson, J., Georgiev, G., Popov, S., Stefanescu, M., Weir, G., 1997. Cimmerian and Alpine stratigraphy and structural evolution of the Moesian Platform (Romania/Bulgaria). Robinson, A.G. (Ed) Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir 68: 63-90

Tchoumatchenko, P. ve I. Sapunov,1994. Intraplate tectonics in the Bulgarian part of the Moesian Platform during the Jurassic: Geologica Balcanica, 24: 3-12.

Tchoumatchenko, P., Peybernes, B., Chernjavska, S., Lachkar, G., Surmont, J., Dercourt, J., Ivanov, Z., Rolando, J. P., Sapunov, I., Thierry, J., 1992.Sillon du flysch jurassique inferieur et moyen dans la Stara Planina orientale (Bulgarie orientale): Bulletin de la Societe Geologique de France, 1: 49-61.

Tekeli, O., 1981. Subduction complex of pre-Jurassic age, northern Anatolia, Turkey. Geology, 9: 68-72.

Terzioğlu, M.N.,1984. Geochemistry and petrology of the Eocene Bayirköy volcanic rocks from south of Ordu: Cumhuriyet Universitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, Ser. A., 1: 43-60.

Theveniaut, H., 1993. Evolution de la Téthys occidentale et de la Pangée au Trias. Ph.D. Thesis, Université de Paris VII.

Tokay, M., 1952. Karadeniz Ereğlisi- Alaplı-Kızıltepe-Alacaağız Bölgesi jeolojisi. MTA Dergisi, 42/43: 35-78.

Tokay, M., 1954/1955. Geologie de la region de Bartın (Zonguldak-Turqui du ord). Mineral Res. and Explor. Inst. Turkey, 46/47: 46- 63.

Tokay, M., 1955. Filyos çayı ağzı - Amasra - Bartın - Kozcağız - Çaycuma bölgesinin jeolojisi. MTA Dergisi, 46/47:58-73.

Tokay, M., 1962. Amasra bölgesinin jeolojisi ve Karbonifer'de gravite yoluyla bazı kayma olayları. MTA Dergisi, 58:1-20.

Tokel, S.,1977. Doğu Karadeniz bölgesinde Eosen yasli kalk-alkalen andezitler ve jeotektonizma: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 20: 49-54.

Traverse, A.,1978. Palynological analysis of DSDP Leg 42B (1975) cores from the Black Sea: Ross, D.A. ve Neprochnov, Y.P. (Ed), Initial Reports on the Deep Sea Drilling Project, 42/2, Washington (U.S. GovernmentPrinting Office): 993-1015.

Trimonis, E.S., Shimkus, K.M., Ross, D.A., 1978. Mineral composition of coarse-silt fraction of the Black Sea late Cenozoic sediments. Ross, D.A. ve Neprochnov, Y.P. (Ed), Initial Reports on the Deep Sea Drilling Project, 42/2, Washington (U.S. GovernmentPrinting Office): 413-426.

Tsagareli, A.L.,1984. Geology of Western Caucasus: Geotectonics, 8/ 3. (English edition by the American Geophysical Union and the Geological Society of America, December 1994).

Tutkun, S.Z. ve İnan, S., 1982. Niksar-Erbaa (Tokat) yöresinin jeolojisi. Karadeniz Üniv. Yerbilimleri Dergisi, 2: 51-67.

Tüysüz, O., 1985. Kargı Masifi ve dolayındaki tektonik birliklerin ayırdı ve araştırılması (Petrolojik inceleme). (Doktora tezi). İst. Üniv. Fen Bil. Enst.: 431s.

Tüysüz, O., 1990. Tectonic evolution of a part of the Tethyside orogenic collage: The Kargı massif, Northern Turkey. Tectonics, 9/1, 141-160.

Tüysüz, O., 1993a, Karadeniz'den Orta Anadolu'ya bir jeotravers: Kuzey Neo- Tetis'in tektonik evrimi: Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 5/1: 1-33.

Tüysüz, O., 1993b, Erzincan civarının jeolojisi ve tektonik evrimi. 2. Ulusal Deprem Simpozyumu, TMMOB İnşaat Müh. Odası, Deprem Müh. Türkiye Milli Komitesi, İTÜ Yapı ve Deprem Uyg-Ar. Mrk.: 271-280.

Tüysüz, O., 1996. Amasya ve çevresinin jeolojisi. Türkiye 11. Petrol Kongresi, Bildiriler, Jeoloji, Türkiye Petrol Jeologları Derneği/TMMOB Petrol Mühendisleri Odası/ TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası.Ankara: 45-61.

Tüysüz, O., Kirici, S., Sunal, G., 1997, Cide-Kurucaşile dolayının jeolojisi. TPAO Raporu, No:3736: 127s.

Tüysüz, O., Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Serdar, H.S., 1990, Orta Pontidler'de Üst Jura-Alt Kretase stratigrafisi ve tektonik anlamı. Türkiye 8. Petrol Kongresi, Bildiriler, Jeoloji, Türkiye. Petrol Jeologları Derneği/TMMOB Petrol Mühendisleri Odası: 340-351.

Tüysüz, O. ve Yiğitbaş, E., 1994. The Karakaya Basin: a Palaeo-Tethyan marginal basin and its age of opening. Acta Geologica Hungarica, 37/3-4: 327-350.

Tüysüz, O., E. Yiğitbaş, ve H.S. Serdar,1989. Orta Pontidler'in güney kesiminin jeolojisi: Türkiye Petrolleri A.O., Rapor no. 2596: 291s.

Tüysüz, O., Yiğitbaş, E. Serdar, H. S.,1990 a, Orta Pontidler'in erken Mesozoyik evrimine bir yaklaşım: Paleo-Tetis/Karakaya kenar denizi problemi. Türkiye 8. Petrol Kongresi, Bildiriler, Jeoloji, Türkiye. Petrol Jeologları Derneği/TMMOB Petrol Mühendisleri Odası: 351-362

Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, T., Tarı, U., 1997. Batı Karadeniz bölgesinin tektonik birliklerinin ayırdı ve 1:500.000 ölçekli jeoloji haritasının hazırlanması. TÜBİTAK YDABÇAG-17 Projesi sonuç raporu, Ankara, 92s

Barka, A., Sakınç, M., Yaltırak, C., 1998, Marmara Denizi'nin jeolojisi ve jeofiziği. *Türkiye Denizlerinin ve Yakın Çevresinin Jeolojisi.* (Editör N. Görür), s. 131-210. İstanbul.

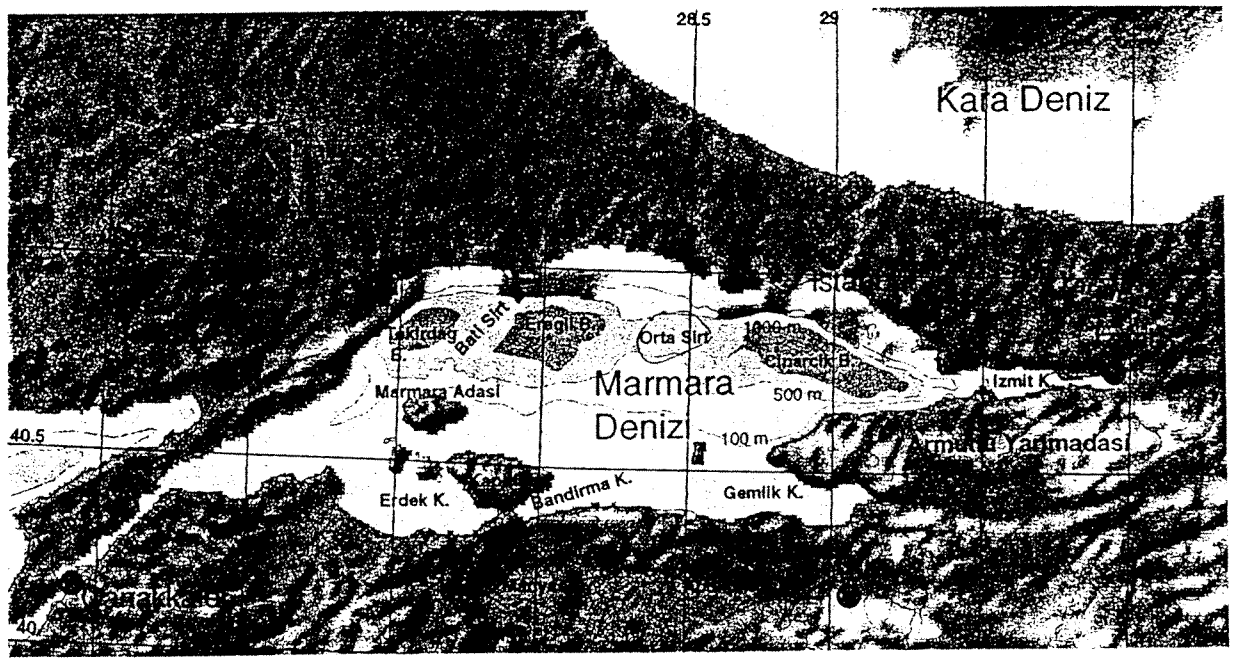
Bölüm 3

Marmara Denizi'nin Jeolojisi ve Jeofiziği

Aykut Barka[1] Mehmet Sakınç[1]
Cenk Yaltırak[2]
[1]İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü,[2]Maden Fakültesi Jeoloji Mühendisliği
80626, Maslak, İstanbul

1. GİRİŞ

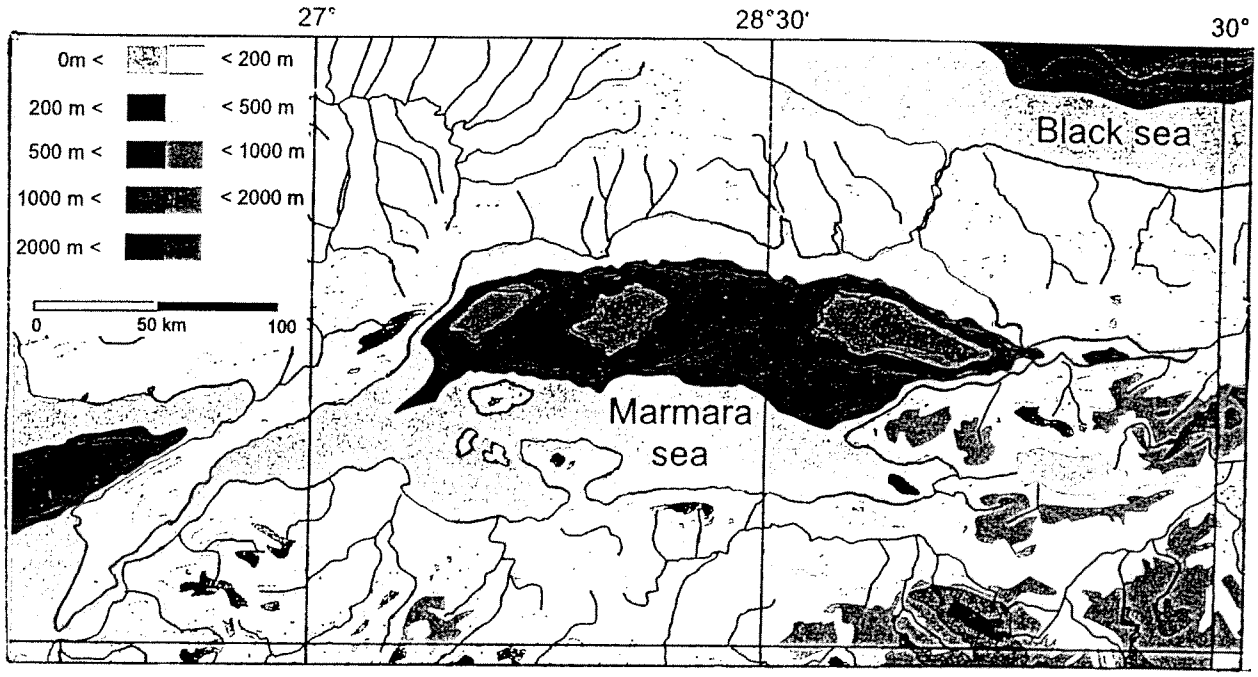
Marmara Denizi 40° 20' ve 41° 10' enlemleri ve 27° ve 29° 30' boylamları arasında yer alır. Marmara Denizi 278 km uzunluğunda ve 74 km genişliğindedir. Türkiye toprakları ile sınırlı bir iç denizdir (Şekil 1). Avrupa ve Asya kıtalarını birbirinden ayırır ve yüzölçümü 11,352 km^2 dir. Çanakkale Boğazı'yla Ege Denizi'ne İstanbul Boğazı ile Karadeniz'e bağlanır. Genel geometrisi uzun ekseni D-B olan bir elips şeklindedir.



Şekil 1. Marmara Denizi ve çevresinin coğrafik özellikleri.

Armutlu ve Kapıdağ yarımadaları iki büyük yarımadadır ve yarımadaların iki yanında Izmit, Gemlik, Bandırma ve Erdek körfezleri en önemli doğal limanları oluşturmaktadır. Marmara Denizi morfolojik olarak D-B doğrultusunda ikiye ayrılabilir. Bunlar, kuzey yarıdaki 1335 m'ye varan

derinlikteki çukurların yer aldığı derin kısım ve güney yarısında ise 100 m konturu ile sınırlı sığ kısımdır (Şekil 2). Bu iki kısım Armutlu Yarımadası Marmara Adası çigisi boyunca biririnden ayrılmaktadır. Marmara Denizi'ndeki en büyük ada Marmara Adası'dır ve bunun dışında Avsa takımadaları ve Prenses Adaları olarak bilinen Büyük, Kınalı, Heybeliada ve Burgaz adaları ve diğer bir çok küçük ada Istanbul ili içinde yer alır. Diğer önemli bir adada Imralı Adasıdır.



Şekil 2. Marmara Denizi ve çevresinin fizyografik özellikleri

Marmara Denizi'nin tuzluluk oranı ‰22 dir ve 30 m derinlikte 37. 5 ve 150 m derinlikte ‰38. 5 i bulur. Temmuz ayında su sıcaklığı 23-25°C'dir. Denizin orta kesimlerinde 100-200 m derinlikte sıcaklık yaklaşık 14°C'dir ve daha derinlerde değişmez. Kışın bu sıcaklık 19°C'a kadar düşer. Marmara Denizi'nde gel-git olayları farkedilmeyecek kadar azdır. Buna karşılık kuvvetli rüzgarların suyu itmesi sebebiyle kuzey ve güney kıyılarda 1 m'ye varan seviye değişikleri meydana gelmektedir. Özellikle Lodos, Kıble ve Keşişleme rüzgarları ile denizin suları güneyden kuzeye itilir ve bu denizin kuzey kıyılarında ve İstanbul Boğazı çevresinde yükselmelere sebeb olur. Boğazda Orkoz denilen akıntı meydana gelir. Poyraz, Yıldız ve Karayel ise güney kıyılarda yükselme meydana getirir. Marmara Denizi'nde Istanbul ve Çanakkale boğazları arasında KD-GB doğrultusunda bir su akıntısı vardır ve denizin her yerinde bu hissedilir. Bu akıntı İstanbul Boğazı'ndan bir yelpaze gibi çıkar ve Çanakkale Boğazı'na doğru tekrar daralır. Marmara Denizi içindeki akıntıların hızı saatte 750 m ile 2. 5 km (21-70 cm/s) arasında değişmektedir.

Marmara Denizi ve çevresi ılıman bir iklime sahip olup bölgede dört mevsim yaşanır. Bu sebeble çevresinde son 2000 yıldır gittikce yoğunlaşan bir nufus yaşamaktadır. Günümüzde yaklaşık bu rakam 20 milyona erişmiştir. Bu yoğun nufus, beraberinde yaygın bir endüstrinin gelişmesine ve Marmara Denizi'ndeki körfezlerde yoğun bir kirlilik sorunu ile karşi karşıya kalınmasına sebep olmuşturdır. Günümüzde Marmara Denizi'nin tümünün kirlenmesi söz konusudur.

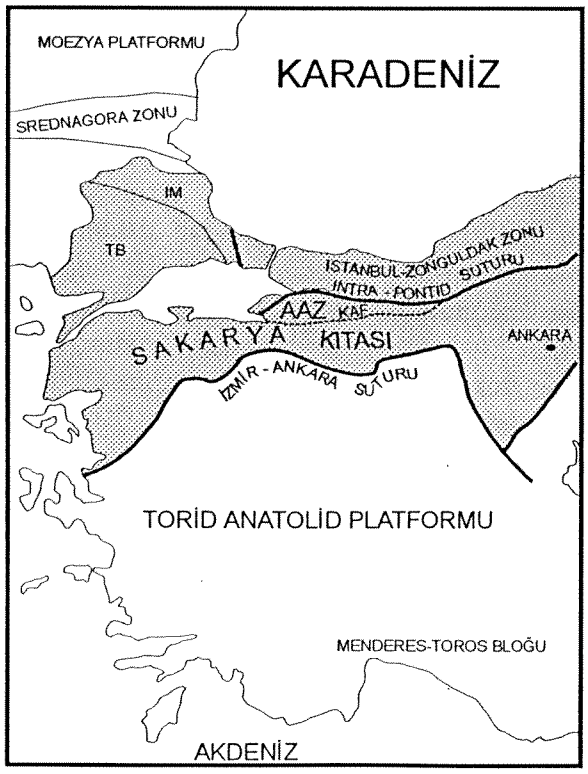
Marmara Denizi'nin oluşumu ve güncel gelismesi tamamen dünyanın en önemli faylarından biri olan Kuzey Anadolu Fayı'nın kollarının kontrolunda gelişmiştir. Bununla beraber özellikle buzul devirlerinde ve buzularası devirlerde transgresyon ve regresyon tamamen iklim degişimleri sonucunda meydana gelmistir. Özellikle güney Marmara sahilleri boyunca yeralan nehirlerin getirdikleri

malzeme, güney şelfin sığ ve geniş olmasında kısmen rolü olduğu kabul edilmektedir (Smith vd., 1995).

Marmara Denizi ile ilgili çalışmalar geçen yüzyıldan başlamak üzere gittikce artmaktadır. Geçen yuzyılın en detay çalışmalarından biri Andrusov (1890)'a aittir. Andrusov bu calışmasında Marmara Denizi hakkında batimetri, su sıcaklık dağılımı, tuzluluk dağılım ve akıntılar hakkında kapsamlı bilgiler vermiştir. Calvert ve Neumayr (1880) ve English (1904)'ün teraslarla yaptığı çalışmalar hala önemli referanslar arasında yer almaktadır. Bu çalışmaları takiben, Pfannensteal'in (1944) yaptığı çalışma da bu yüzyılın ortalarında yapılmış en kapsamlı çalışmalardan biridir. Marmara Denizi ile ilgili önemli çalışmalar arasında Maraton'un 1974 yılında yaptığı sismik profiller ve bir deniz içi sondajı önemli yer tutmaktadır. Daha önce ve daha sonra TPAO' nın KB Marmara deniz-içi sondajlari ve sismik refleksiyon profilleri, Marmara Denizi ile ilgili çalışmalar arasinda önemli yer tutmaktadır. Şengör vd., (1985) ve Şengör (1987), ilk defa doğuda yer alan Çınarcık Baseni'nin bir pull-part basen olduğunu ortaya koymuşlardır. Marmara Denizi'nin tümünün oluşumu hakkındaki ilk önemli model Barka ve Kadinsky-Cade (1988) tarafından ortaya konulmuştur. Bu model Marmara Denizi çukurluklarının Kuzey Anadolu Fayı'nın kollarının segmentleri arasinda çek-ayır türü (pull-apart) bir yapı olarak açıldığını ortaya koymuştur. Daha sonraki çalışmalarda bu model sismik profillerle denetlenmeye calışılmıştır (Wong vd., 1995; Ergün ve Özel, 1995).

2. MARMARA DENİZİ VE ÇEVRESİ JEOLOJİSİ

Marmara Denizi içinin jeolojisinin anlaşılabilmesi için çevresinin jeolojisinin iyi bilinmesi gerekmektedir. Bu amaçla Marmara Denizi çevresinde yeralan önemli jeolojik birimler aşağıda özetlenmektedir. Bu birimler temel kayalar ve Neojen-Kuvaterner birimler olarak iki ana başlık altında incelenmiştir.



Şekil 3. Batı Anadolu'nun tektonik birlikleri

2. 1. Temel Kayalar

Marmara Denizi'nin oluşumu geçÜst Miyosen ve sonrasına rastlamaktadır. Bu konu sonraki bölümlerde daha kapsamlı işlenecektir ancak bu bölümde Marmara Denizi öncesi, Marmara Denizi ve çevresinde yeralan paleotektonik birimler ve bu birimlerin nasıl bir araya geldikleri hakkinda kısa bilgiler verilmesi amaçlanmıştır. Marmara Denizi çevresinde Sakarya Kıtası, Intra-Pontid Kenet Kuşağı ve Pontidler olmak üzere paleotektonik döneme ait üç önemli bölge yeralmaktadır; Bunlardan Pontidler, Istranca Masifi ve Trakya Baseni olarak ikiye ayrılabilir (Şekil 3). Bu birimlerin paleotektonik dönem ilişkileri ve stratigrafilerinin iyi anlaşılması özellikle petrol araştırmaları açısından son derece önemlidir.

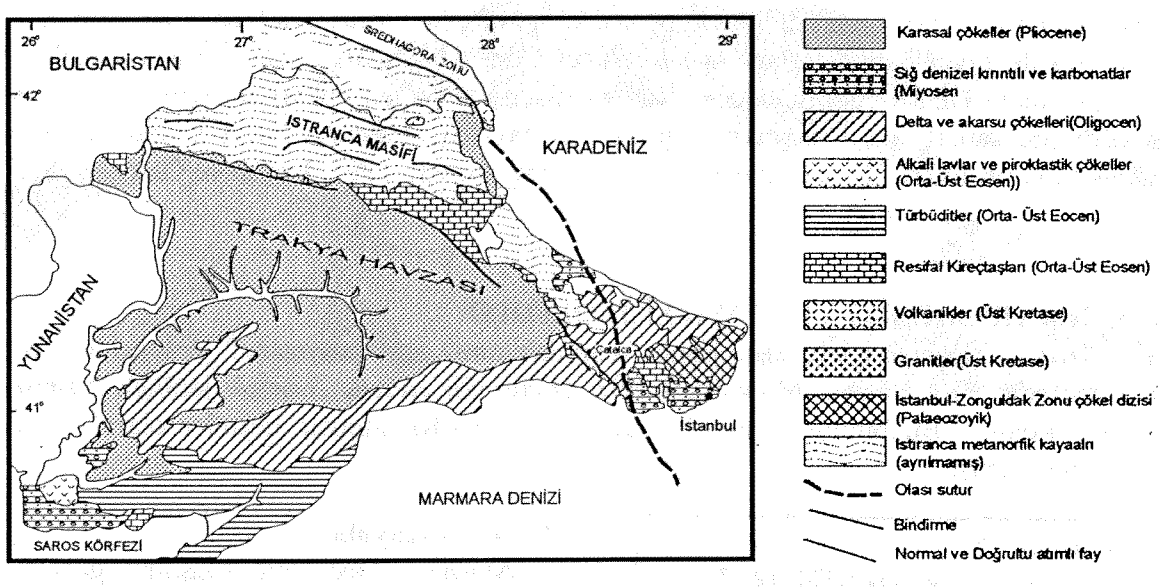
2.1.1. Pontidler

Pontidler, Intra-Pontid Kenet Kuşağı'nın kuzeyinde kalır ve Avrasya kökenlidir. Karadeniz'in açılması ile Avrasya'dan ayrılan ve önemli bir kısmının Neo-Tetis okyanus kabuğunun kuzeye dalması sebebiyle ada yayı özelliği gösteren bir kıta parçasıdır

(Okay vd., 1995). İçinde metamorfik ve metamorfik olmayan Paloeozoik yaşlı kayalar ile Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı sedimanter ve volkanik istifleri içerir. Pontidler, Marmara Denizi çevresinde üçe ayrılır; Istranca Masifi, Istanbul Paleozoyik istifi, Armutlu-Almacik metamorfikleri. Bunların dışında Trakya Havzası, Pontidler'in bir parçası olarak ayrıca incelenecektir.

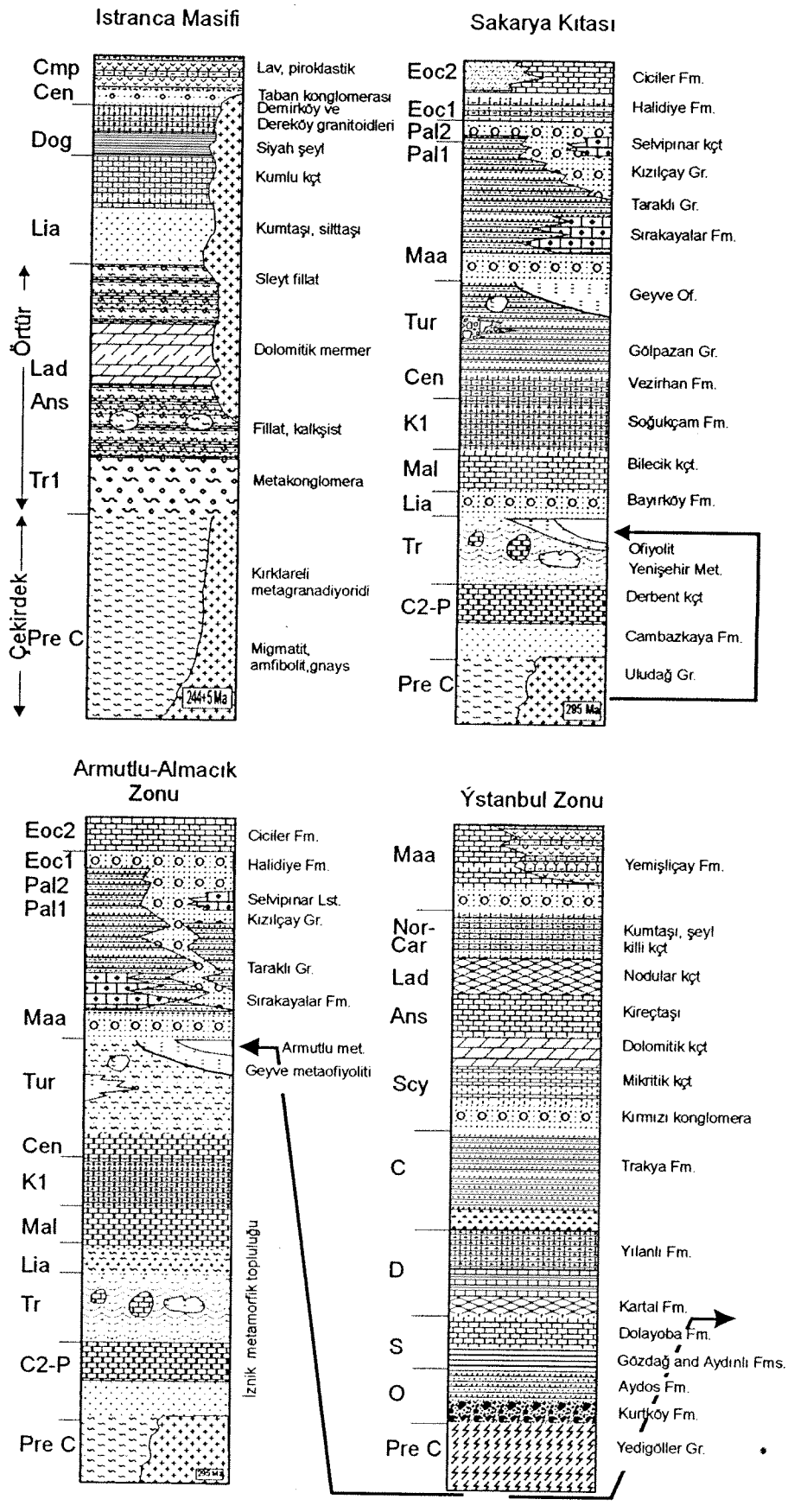
2.1.1.1. Istranca Masifi

Istranca Masifi, Çatalca ile Bulgaristan arasinda KB-GD dogrultusunda uzanan metamorfik bir masiftir. Güneyde Trakya Havzası, kuzeyde ise Srednagora Zonu ile sınırlanmıştır (Şekil 4). Masifin iki sınırla olan ilişkisi faylıdır. Sismik refleksiyon ve sondaj verilerine göre Trakya Havzası'nın Oligo-Miyosen çökelleri Istranca Masifi üzerine oturmaktadır (Perinçek, 1991). Bu da masifin Trakya Baseni altında da devam ettiğini göstermektedir. Masifin Sakarya Kıtası ile olan kontağı tartışmalıdır (Yılmaz vd., 1995; 1997). Şengör ve Yılmaz (1981)'e göre bu sınırda Intra-Pontid Kenet Kuşağı yer almaktadır.



Şekil 4. Trakya Baseni ve çevresinin genelleştirilmiş jeoloji haritası (Yılmaz vd., 1997; Tüysüz vd., 1998).

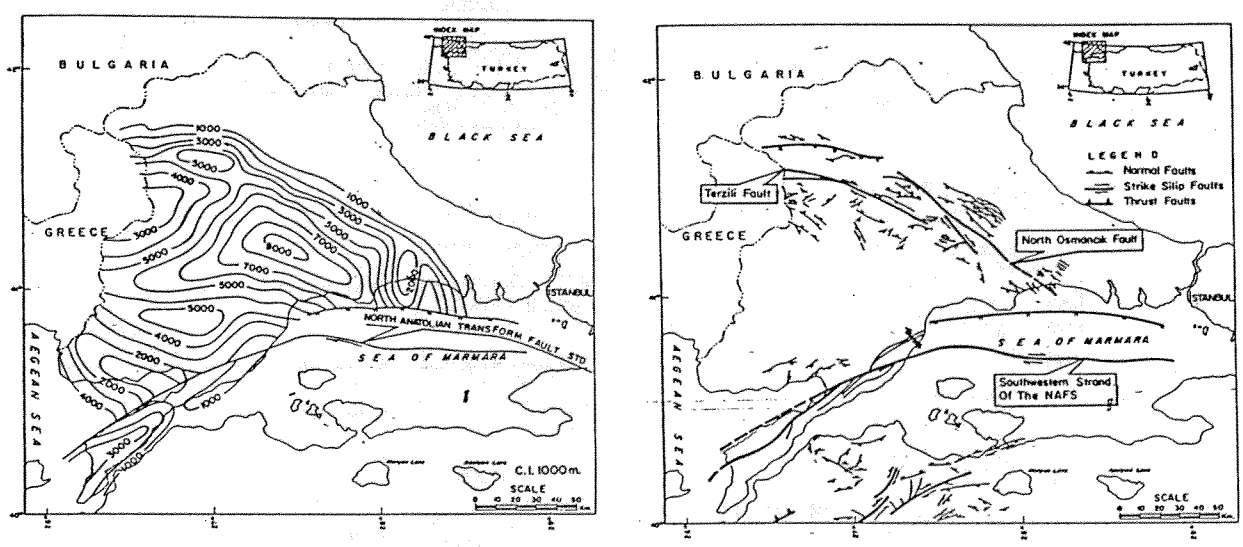
Istranca Masifi'nin genelleştirilmiş kesiti Şekil 5'te gösterilmektedir. Bu kesit Türk ve Bulgar çalışmalarından yararlanılarak Yılmaz vd. (1997) tarafından ortaya konmuştur. Istranca Masifi otokton birimlerden oluşmaktadır ve kuzeyden gelen allokton birimler tarafından örtülmektedir (Chatalov, 1988). Masifin Türkiye tarafında ise yüksek metamorfizmaya sahip gnays, şist, migmatik, granit ve amfibollerden oluşan bir kor yer almaktadır. Bu kor granitik dayk ve damarlarla kesilmiştir. Kırklareli Graniti olarak bilinen bu millonitik granit kütlesi 244±5 my yaş vermiştir (Aydın, 1974). Korun ve bunu kesen granitin üzerine fillat, sleyt ve rekristalize kireçtaşları uyumsuz olarak oturmaktadir (Yılmaz vd., 1997). Bu üst birim düşük dereceli metamorfizma geçirmiştir. Bu grubun yaşı Üst Triyas olarak bilinmektedir. Bu düşük dereceli metamorfik örtü kayalar bir çok dayk, sil ve plutonlarla kesilmişlerdir (ör. Dereköy, Demirköy plütonlari (Aykol ve Tokel 1991)). Bunlar genel olarak granodiyorit, kuvars-diyorit ve adamellit komposizyonu göstermektedirler (Yılmaz vd., 1997). Bütün bu birimler metamorfik olmayan Üst Kretase yaşlı sedimanter ve ilgili volkanik kayalarla örtülürler (Şekil 5). Istranca Masifi'ne ait birimler kuzeye verjanslı bindirme tektoniği yapısı göstermektedirler (Üşümezsoy, 1982; Çağlayan vd., 1988; Okay vd., 1995). Yılmaz vd., (1997) ye göre bindirme metamorfizmadan sonra geç Kretase'den önce meydana gelmiştir. Masifin bugünkü yükselmesi orta Miyosen'den beri Bati Anadolu ve Bulgaristan'a kadar etkili olan yaklaşik K-G genişleme rejiminin sebeb olduğu ileri sürülmüştür (Yılmaz vd., 1997).



Şekil 5. Marmara Denizi ve çevresinde yeralan önemli tektonik birliklerin genelleştirilmiş stratigrafik kesitleri (Yılmaz vd., 1997).

2.1.1.2. Trakya Havzası

Trakya Havzası, üçgen şeklinde sedimanter bir basen olup geç-orta Eosen ile geç Oligosen döneminde Intra-Pontid Kenet Kusağı ile Istranca Yükselimi arasında transtansiyonel olarak açılmıştır. Morfolojik olarak günümüzde hafif engebeli alana karşılık gelmektedir. Basenin GD kenarı Marmara Denizi içine kadar uzanmaktadır. Orta Eosen-Oligosen döneminde havzanın orta kesimlerinde yaklaşık 10 km kalınlığında sediman çökelmiştir (Şekil 6a). Trakya Havzası'nın özellikle kuzey kenarı boyunca gelişen KB-GD doğrultulu sağ-yanal doğrultu atımlı normal bileşenli fay, derin deniz çökelleri ve resifal çökellerini birbirinden ayırmıştır (Doust ve Arıkan, 1974; Turgut vd., 1983; 1991). Geç Eosen 'de bu fay zonu boyunca hareketin fazla olması hem basenin hızlı bir şekilde çökmesine ve yaygın bir volkanik aktivitenin meydana gelmesine sebeb olmuştur (Turgut vd, 1991). Yine Turgut vd (1991) ve Perinçek (1991) bu fay zonunun Miyosen içinde tekrar harekete geçtiğini ve hareketinin daha çok doğrultu atımlı karakterde olduğunu ileri sürmüştür (Şekil 6b). Bu dönemde havzanın güney kenarının yükseldiğini ve aşındığını belirlemişlerdir. Orta ve geç Eosen'de basenin derin kısımlarında türbiditler, şelfte ise sığ deniz ve resifal karbonatlar çökelmiştir. Oligosen sonuna kadar denizel ve denizel olmayan sedimantasyon devam etmiştir. Trakya Havzası içinde 50'li yılların sonlarından itibaren günümüze kadar devam eden petrol ve gaz araştirmaları bir çok şirket tarafından yürütülmüştür ve 235 kuyu açılmıştır. Şimdiye kadar iki petrol ve iki gaz alanı üretim halindedir.

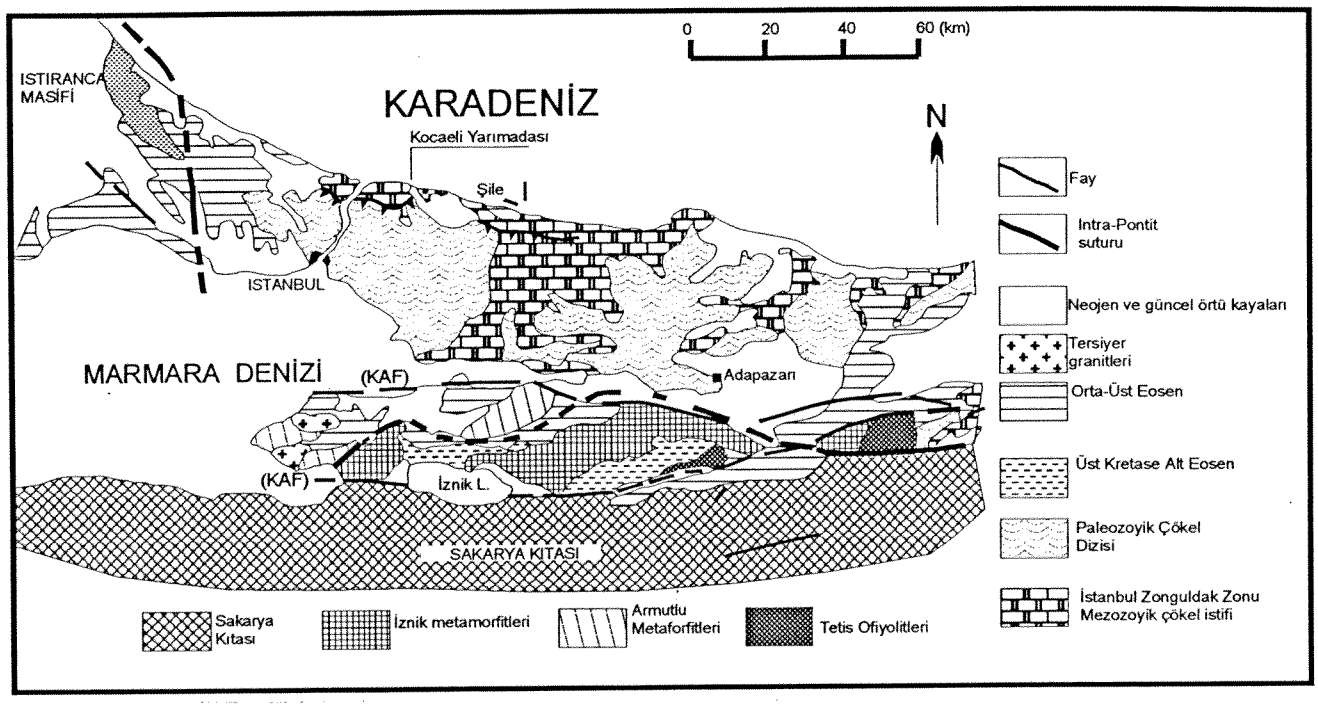


Şekil 6. Trakya Baseni'nin Eosen-Miyosen kalınlık haritası (a) ve önemli tektonik yapılar (b) gösterilmektedir (Turgut vd., 1991).

2.1.2. Armutlu-Almacık Zonu

Bu zon, Armutlu Yarımadası ile Bolu kuzeyindeki Sünnüce Dağı arasında yer alır ve farklı metamorfik gruplardan oluşur (Şekil 7). Bu metamorfikler geç Kampaniyen-Maastrihtiyen öncesinde bir araya gelmişlerdir. Bu zonun kuzey sınırı Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey kolu tarafından oluşturulur ve kuzeyinde Istanbul Paleozoyik istifi yer alır. Yine Kuzey Anadolu Fay Zonu içinde Geyve ve Bolu arasında bazı ofiyolitik mostralar da görülmektedir. Armutlu-Almacık metmorfikleri üçe ayrılabilir (Yılmaz vd., 1997); 1) Zayıf ve kataklastik metamorfizmalı Paleozoyik grup (Armutlu metamorfikleri), 2) Bölgesel metamorfizmalı grup (İznik metamorfikleri), ve 3) Metamorfik ofiyolitik grup (Geyve metaofiyolitleri), (Yılmaz, 1990, 1995). Armutlu metamorfikleri Armutlu Yarımadası'nın batı ucunda, Almacık ve Sunnüce dağlarında mostra vermektedir ve tabanda amfibolit fasiyesinde mikaşist, amfibolit, metagabro ve intruzif granitten oluşmaktadır (Şekil 5). Bu seviyenin üzerine uyumsuz olarak zayıf metamorfizmalı felsik piroklastikler gelir ve yukarı doğru kireçtaşı mercekleri görülür. Bu kayalar Ordovisiyen yaştadır (Kaya, 1977). Bu birim üste doğru koyu renkli

rekristalize kireçtaşlarına geçer ve bunlarda Devoniyen yaştadır. En üste ise Karbonifer yaşlı metafliş yer alır. Bu birim İstanbul Paleozoik istifinin metamorfik eşleniği olarak kabul edilmektedir (Yılmaz, 1990, 1995; Yılmaz vd., 1997). Armutlu metamorfikleri metamorfik olmayan Geç Kretase yaşlı fliş tarafından örtülmektedir.



Şekil 7. Marmara Denizi doğusunun genelleştirilmiş temel kaya jeoloji haritası (Yılmaz vd.,1997'den düzenlenmiştir).

İznik metamorfikleri Armutlu metamorfiklerinden Kuzey Anadolu Fayı tarafından ayrılır (Şekil 7). Armutlu Yarımadası'nın orta kesimlerinde ve Almacık Dağı'nda mostra verir. Yılmaz (1990) İznik metamorfiklerinin genel stratigrafisinin Sakarya Kıtası birimleri ile benzerlik gösterdiğini belirtmiş ve bu kesimlerin kıta-kıta çarpışması sonucunda metamorfize olduğunu ileri sürmüştür. Yılmaz vd., (1997) İznik metamorfiklerinin Istranca Masifi ile de yakın benzerlik gösterdiğini belirtmiştir.

Geyve metaofiyolitik birimi daha çok Geyve civarinda ve Mudurnu Vadisi'nde mostra vermektedir. Bu unite ofiyolitik bir parçanın çok fazlı metmorfizma geçirmesi sonucunda oluşmuştur (Yılmaz, 1990). Alt kısım tipik bir ofiyolitik dizilim göstermektedir. Geyve metaofiyoliti Iznik metamorfiklerinin üzerine bindirmiştir. Geyve metaofiyolitini örten en eski birim Kampaniyen-Maastrihtiyen yaşlı fluviyal klastikler ile resifal kireçtaşları ve kumtaslarıdır.

2.1.3. İstanbul Zonu

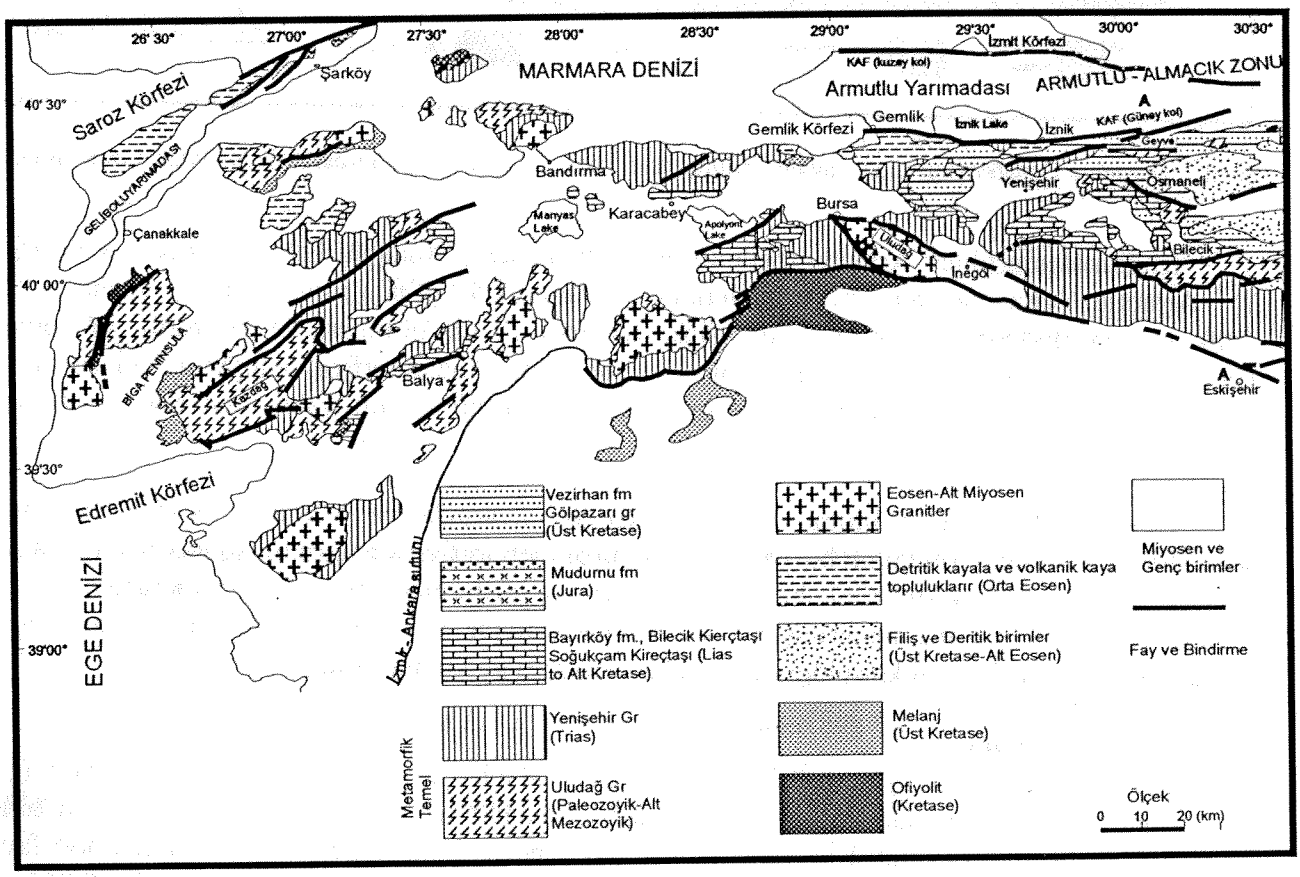
İstanbul Zonu'nu oluşturan Paleozoik birimleri İstanbul ile Zonguldak arasında yeralır (Şekil 7). Şengör (1984) tarafından İstanbul Napı olarak adlandırmıştır, Okay vd., (1994) ise bu birimin Moesiyen platformundan Batı Karadeniz'in açılması sonucunda K-G dogrultulu iki transform fayı ile güneye taşındığını düşünmüşlerdir. Fakat bu görüşlerin her ikiside henüz tartışmalıdır. Stratigrafik olarak en altta yüksek dereceli metamorfik kayalar yeralmaktadır (Şekil 5). Bu birimler Sünnüce Dağı'nda görülürler (Yiğitbaş vd., 1995) ve metagabro, metadiyabaz, dolerit dayklari, gnays, şist ve intrusif granitlerden oluşmaktadır. Bu metamorfik temel üzerine metamorfik olmayan alt Paleozoyik birimlerinin gelmesi sebebiyle Pre-Kambriyen olarak yorumlanmıştır (Yılmaz vd., 1997). Metamorfik olmayan birimler en altta, alt Ordovisiyen yaşlı kırmızı arkozik konglomera, kumtaşı ve çamurtaşları ile başlar (Kurtköy Formasyonu) yukarı doğru, kuvarsitler, grovak ve şeyller ile devam eder (Aydos

Formasyonu, Gözdağ Formasyonu). Orta Silüriyen yaşlı Graptolitli camurtaşları ve kireçtaşları (Aydınlı Formasyonu) bu birimleri örter (Dean vd., 1993). Bunların üzerine yine Silüriyen yaşlı mercanlı ve bitümlü kireçtaşları (Dolayoba Formasyonu) gelmektedir. Devoniyen kuvarsitlerle başlar ve genelde şeyl ve kireçtaşları ile temsil edilir (Kartal Formasyonu). Devoniyen'in üst kısımları kireçtaşları ve çört ve fosfat nodülleri ile temsil edilmektedir (Yılanli Formasyonu) (Yılmaz vd., 1997). Paleozoyik birimleri en üstte Trakya Formasyonu ile son bulur ve bu birim genelde türbiditik kumtaşi, çamurtaşı ve şeyllerden oluşur (Şekil 5). Paleozoyik birimler Boğaz çevresinde batı verjanslı bindirmeler ve ilgili asimetrik kıvrımlarla aşırı deforme olmuştur.

Paleozoyik birimlerin üzerine yer yer Triyas yaşlı kırmızı ololitik kireçtaşları ve kumtaşları gelmektedir. Üst Kretase, İstanbul kuzeyinde andezitik lavlar ve piroklastik kayalardan ve Marmara Denizi çevresinde ise ince tabakalı killi kireçtaşları ve flişten oluşur. Eosen klastikleri ve volkanik seviyeli fliş bütün birimleri uyumsuzlukla örter.

2.1.4. Sakarya Kıtası

Sakarya Kıtası, güneyde İzmir-Ankara ve kuzeyde İç-Pontid kenet kuşaklari arasında yer almaktadır (Şekil 8). Kıtanın temeli metmorfik ve metamorfik olmayan Paleozoyik birimlerden oluşmaktadır ve bu temel Mesozoyik ve Senozoyik birimlerle örtülürler (Yılmaz 1997). Şekil 8 Sakarya Kıtası üzerindeki birimlerin dağılımını göstermektedir.



Şekil 8. Marmara Denizi güneyinin genelleştirilmiş temel kaya jeoloji haritası (Yılmaz vd., 1997'den düzenlenmiştir).

Sakarya Kıtası içinde Biga Yarımadası ile Bilecik arasında Liyas öncesi Permiyen ve Triyas yaşındaki birimlerden olusan Karakaya Karmaşığı (Bingöl, vd., 1973; Okay, vd., 1991) temelin önemli kısmını oluşturmaktadır (Yılmaz, 1997). Şekil 5 Sakarya Kıtası'nın tipik bir kesitini gostermektedir. Bu kesitte Uludağ Graniti ve Yenişehir metamorfikleri, tektonik kontak ile temeli

oluşturmaktadır. Yenişehir metamorfikleri Karakaya Karmaşığı'na karşılık gelmektedir. Bu temel birimler, Jura ve Alt Kretase yaşlı değişik fasiyesteki kireçtaşları ile örtülmektedir. Üst Kretase birimleri daha çok fliş çökellerinden oluşmaktadır ve kıtasal çökellerle Paleosen'e kadar devam etmektedir. Eosen birimleri sığ deniz ve türbiditik çökeller ve birlikte aynı zamanlı volkanik birimlerden oluşmaktadır (Yılmaz, 1997). Eosen-erken Miyosen döneminde yaygın granitik bir yerleşimi görülmektedir, bunlar arasında Marmara Adası, Kapıdağı ve Kozak granitleri sayılabılır. Geç Eosen-erken Miyosen döneminde Sakarya güneyinde yeralan Tetis Okyanusu'nun kapanması bunu takip eden kıta-kıta çarpılması sonucunda Oligosen çökelimi karasal birimlerle temsil edilmektedir. Alt Miyosen birimleri ise gölsel çökellerle ve yine aynı zamanlı yaygın bir volkanik kayalardan oluşmaktadır.

2.1.5. Intra-Pontid Kenet Kusağı

Intra-Pontid Kenet Kuşağı ,Sakarya Kıtası ile Pontidler arasında yer almaktadır ve Marmara Denizi içinde D-B uzanımlıdır. Marmara Denizi doğusunda, ise Armutlu ve Geyve'ye doğru uzanmaktadır. Marmara Denizi batısında Şarköy ve Marmara Denizi içinde Marmara Adası kuzeyinde görülen serpantinlerin İntra-Pontid Kenet Kuşağı'na ait olduğu düşünülmektedir (Yılmaz vd. 1997), (Şekil 7). TPAO sismik frofillerini yeniden işleyen Kalkan (1993), İntra-Pontid kenetinin İstanbul Çatalca arasında K-G doğrultulu oldugunu ve Karadeniz tarafında ise batıya doğru (Srednagora) devam ettiğini ileri sürmüştür. Bunu Yılmaz vd. (1997) İntra-Pontid Kenet Kuşağı'nın Paleo-Tetis'in kapanmasının geç Kretase'ye kadar gecikmiş kalıntısı olarak yorumlamışlardır.

2.1.6. PaleoTektonik Evrim

Paleotektonik dönem evrimi halen tartışmalıdır (Okay vd., 1995 ve Yılmaz vd., 1997). Okay vd. (1995) İstanbul Paleozoik birimlerinin (İstanbul Zonu) , Mohezya Baseni'nden Neo-Tetis'in kapanması ve Batı Kardeniz'in iki K-G doğrultulu fay arasında açılması ile güneye tasındıgını ileri sürmüşlerdir. Buna karşılık, Yılmaz vd., (1997) ise İstanbul Paleozoyik birimlerinin Paleo-Tetis'in kapanması ile güneye taşındığı görüşündedirler. Yılmaz vd. (1997) 'ye göre, Sakarya Kıtası güneydeki Gondvana Kıtası'na ait bir parça olup, içinde Karakaya kısa dönem okyanusun kenetini barındırmaktadır. Kuzeyde Intra-Pontid, güneyde ise Neo-Tetis'in kapanması ile oluşan İzmir-Ankara kenet kuşakları arasında yer almaktadır. Armutlu- Almacık Zonu ise Sakarya Kıtası'nın İstanbul Zonu ile çarpışan ve bu sebeble metamorfize olmuş kısmını oluşturmaktadır. Istranca Masifi, Armutlu-Almacik Zonu'nun batı uzantısı olabilir. İznik Metamorfikleri ise İstanbul Paleozoyik istifinin metamorfize olmuş kısmını teşkil etmektedır.

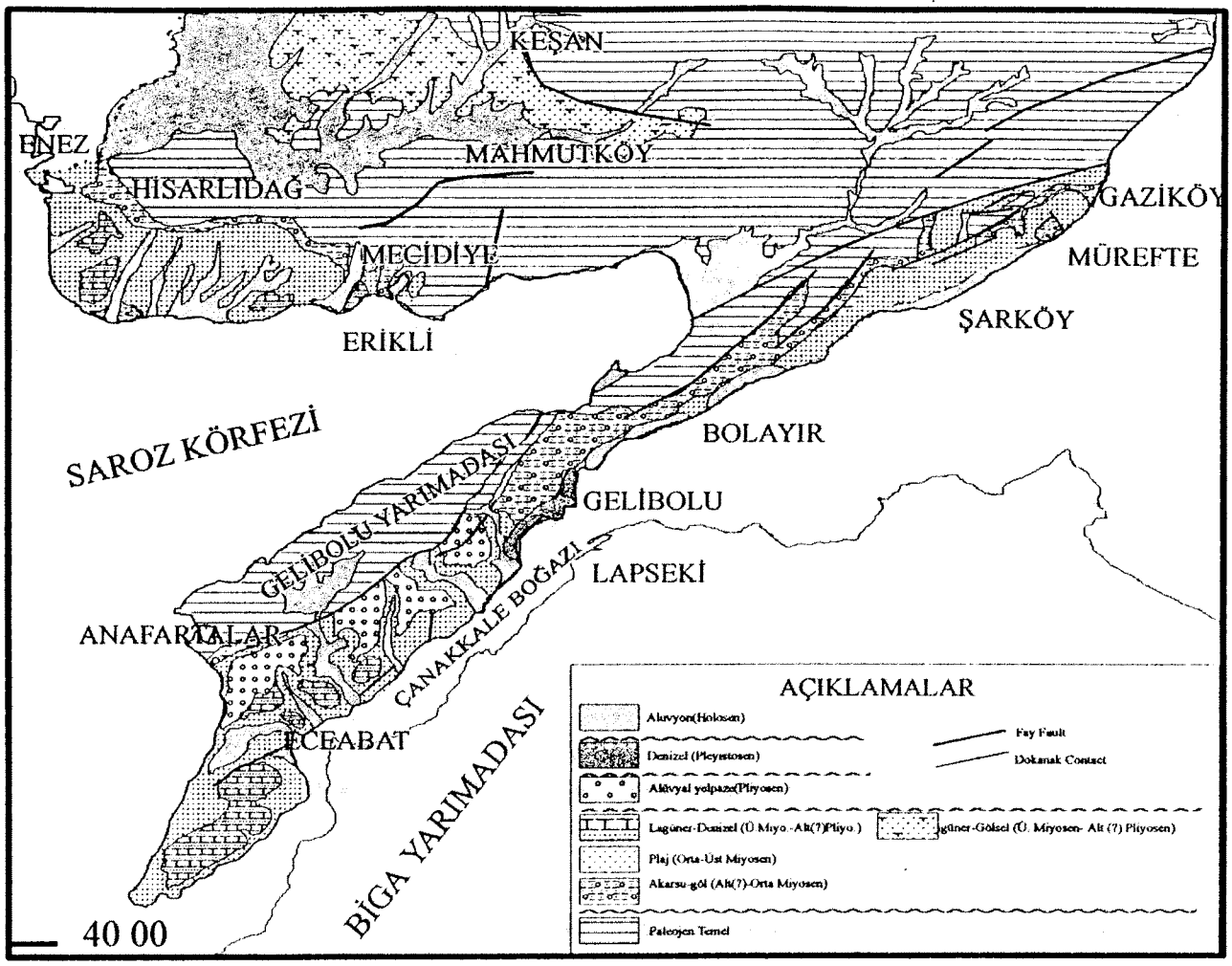
Sonuç olarak daha sonra da değinileceği gibi Marmara Denizi'n açılmasında paleotektonik özellikleri rolü büyük rol oynamıştır. Birçok yerde neotektonik özellikler bu eski yapıları takip etmiştir. Örnegin Kuzey Anadolu Fayı, İntra-Pontid Zonu boyunca bazı kesimlerini kullanmıştır (bkz. Ganos Fay Sistemi, Yaltırak, (1996)). Bu açıdan bakıldığında burada özetlenen bu dönem birimlerinin önemi ortaya çıkmaktadır.

2.2. Neojen

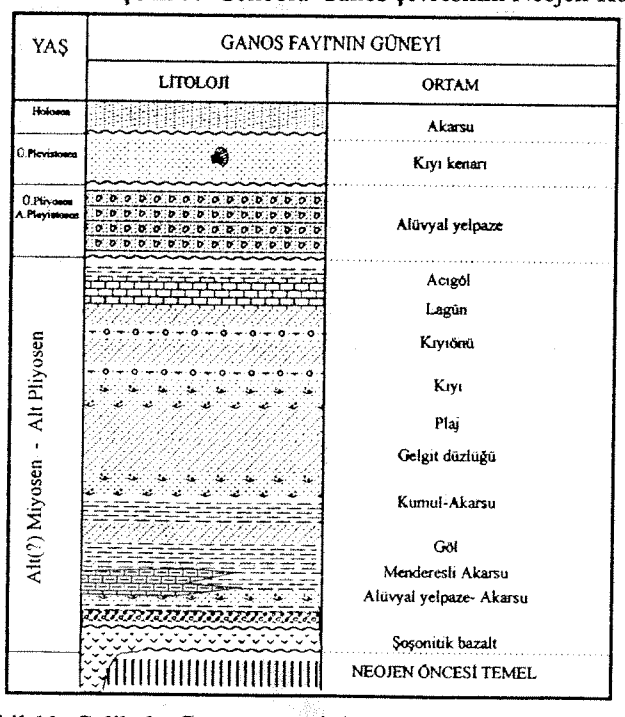
Marmara Denizi çevresinde Neojen çökelleri farklı fasiyeslerde, örneğin denizel, karasal ve delta, olarak yeralmaktadır. Bu bölümde Gelibolu, Çanakkale, İstanbul ve doğu Marmara çevresinde yeralan bu çökellerin stratigrafileri incelenecektir.

2.2.1. Gelibolu-Çanakkale Yöresi

Bu yörede menderesli akarsu ortamında çökelmiş olan Gazhanedere Formasyonu'na ait çamur taşları çoğunlukla açısal diskordans ile Oligosen ve Eosen temel birimlerini örtmektedir (Şekil 9-11), (Saltik, 1974; Siyako vd., 1989; Yaltırak, 1996). Bu birimin üzerine Üst Miyosen yaşlı kıyı fasiyesinde çökelmiş masif kumtaşları (Kirazlı Formasyonu) gelmektedir.

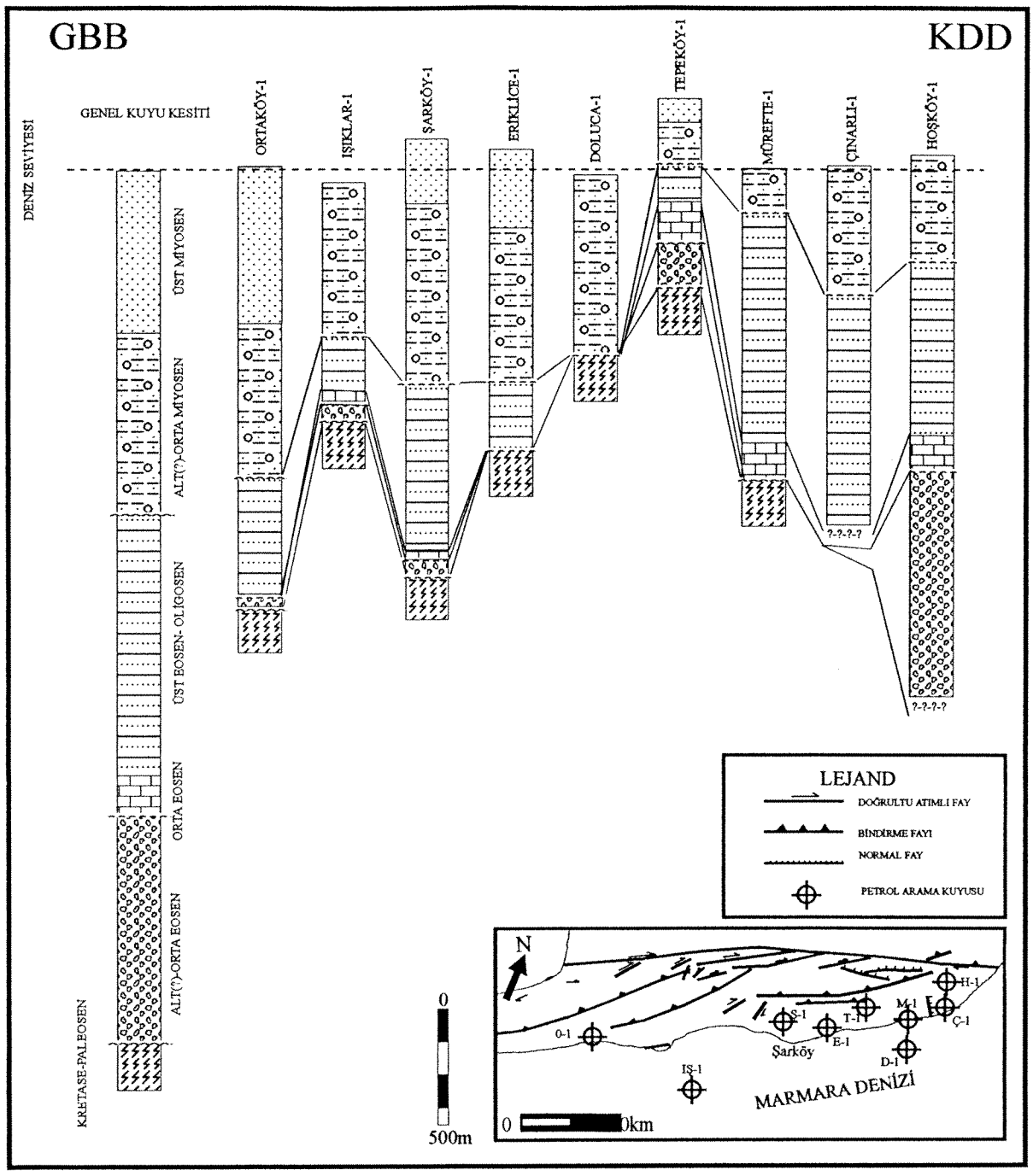


Şekil 9. Gelibolu-Ganos çevresinin Neojen-Kuvaterner jeoloji haritası (Yaltırak, 1996).



Şekil 10. Gelibolu-Ganos çevresinin genelleştirilmiş Neojen-Kuvaterner stratigrafisi, (Yaltırak 1996)

Bu birimler açısal uyumsuzlukla (Armijo vd., baskıda) denizel arakatkılarla birlikte ince kireçtaşı ve karbonat çimentolu çapraz tabakalı kumtası ve çakıltaşlarından oluşan Alçıtepe Formasyonu'na geçer. Bu birimin en üst seviyeleri geç-Messiniyen ve erken Pliyosen yaşlı Mactralı kireçtaşları yeralır (Tchaphalyga sözlü görüşme). Gelibolu Yarımadası kuzeyinde yeralan bindirmenin önünde aluviyal yelpaze faziyesinde açısal uyumsuzlukla tane boyu gittikçe irileşen çamurtaşı, kumtaşı ve konglomeralardan oluşan Conkbayırı Formasyonu (Yaltırak, 1995b) yeralmaktadır. Armijo vd (baskıda) Alçıtepe ve Conkbayırı Formasyonu'nun birbirleri ile yanal geçişli olduğunu ve bu iki biriminde daha eski birimleri açısal uyumsuzlukla örttüğünü fikrini ortaya koymuşlardır.

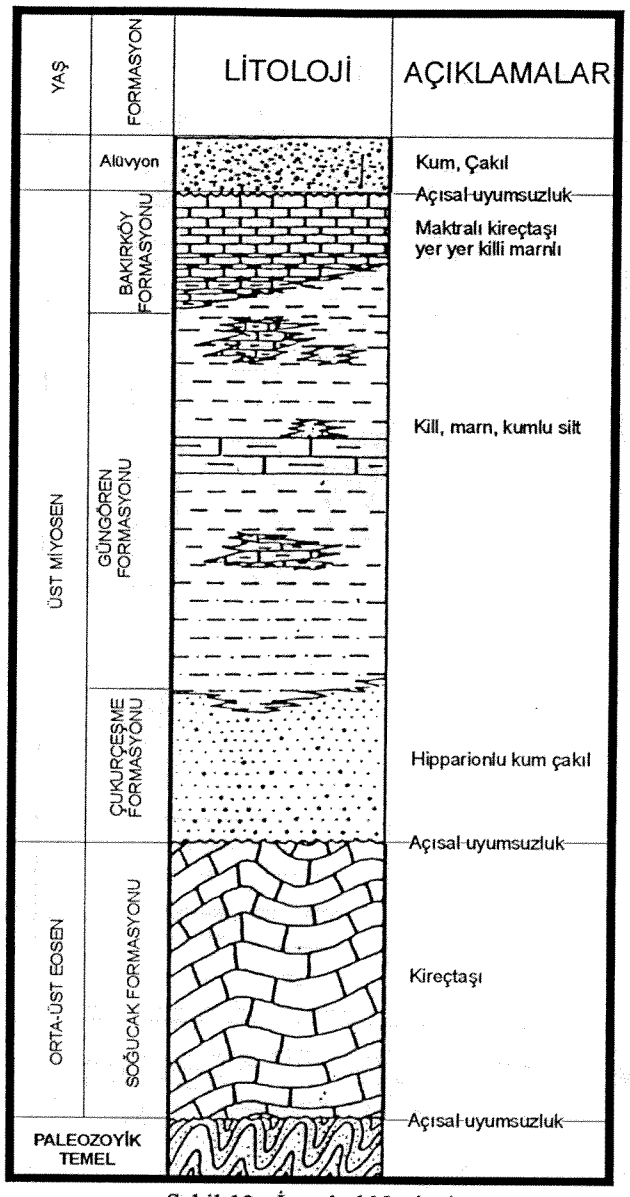


Şekil 11. Gelibolu-Ganos çevresinde karada ve deniz içindeki sondajların kuyu logları gösterilmektedir (Yaltırak 1996).

2.2.2. Istanbul Batısı (Trakya)

İstanbul batısında Orta-Üst Miyosen yaşlı birimlere ait çökeller (Şekil 12) İstanbul Zonu'nun ve üzerinde açısal uyumsuzlukla yer alan Orta Eosen yaşlı Ceylan ve Soğucak formasyonlarının üzerine yine açısal uyumsuzlukla oturmaktadır. Sondaj verilerine göre Bakırköy batısında Çekmece Formasyonu'nun altında Orta-Üst Eosen yaşlı Soğucak Formasyonu'nun yer aldığı anlaşılmıştır. Soğucak Formasyonu resifal kireçtaşlarından oluşur.

İstanbul Neojen istifi, İstanbul'dan başlayarak Trakya' ya doğru yaygınlaşan ve kalınlaşan bir çökel istifi olup, İstanbul batısında Çekmece gölleri ile Bakırköy dolaylarında mostra vermektedir.



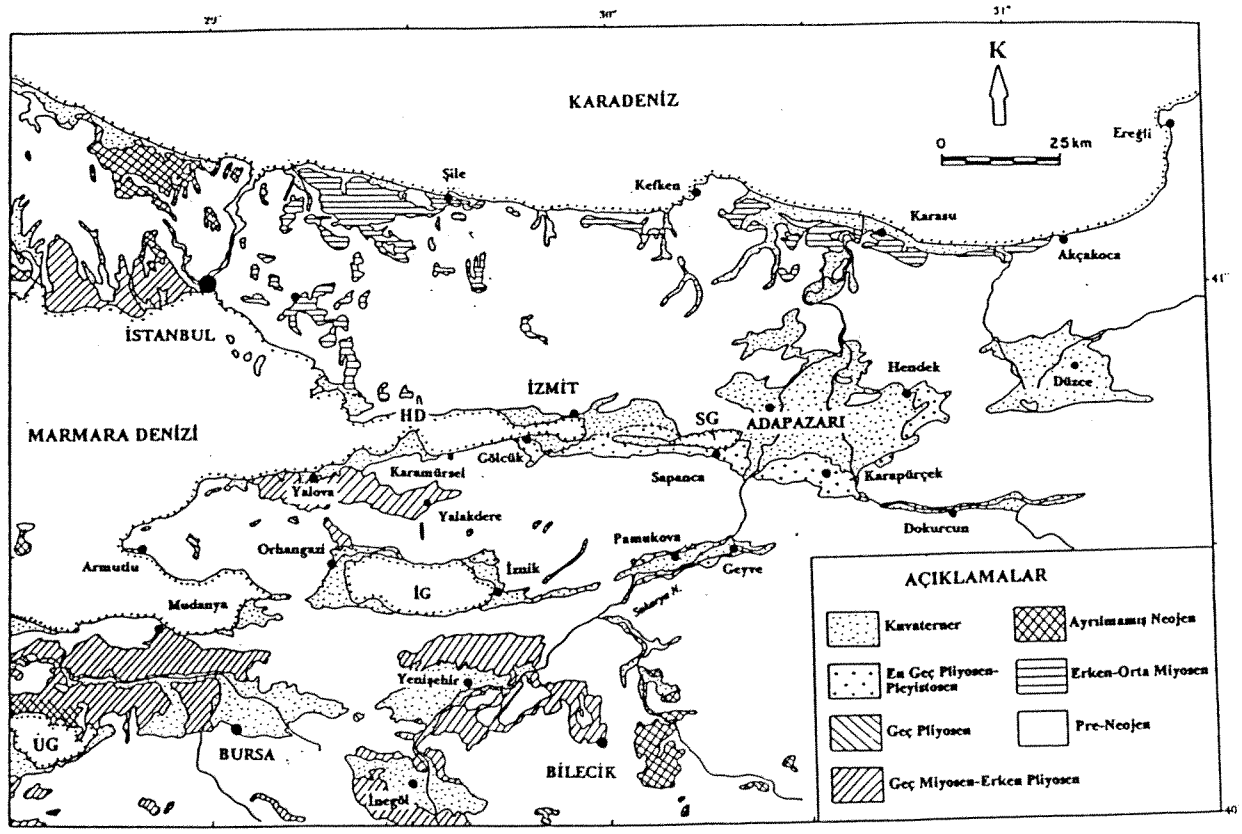
Şekil 12. İstanbul Neojeni

Altta karasal fasiyesli birimlerle başlayan ve acısu-tatlı su ardalanmalı olarak lagüner fasiyesle devam eden bu birim, zengin omurgalı fosillerle birlikte Mollüsklü seviyeler içerir. Genelde üç formasyona ayrılır; Çukurçeşme, Güngören ve Bakırköy Formasyonu. Bu birimler çoğunlukla birbirleriyle yanal ve düşey geçişlidir. Bu grubun Orta-Üst Miyosen yaşta olduğu omurgalı ve diğer fosillerden ortaya konmuştur. Bu çökellerinin tabanını oluşturan Çukurçeşme Formasyonu bol omurgalı fosilli karasal kum ve çakıllardan oluşmaktadır (Arıç, 1955; Sayar, 1977). Bu birimin Rami' nin kuzeyinde Çukurçeşme çevresinde oldukça düzenli ve kalın mostraları vardır. Haliç ile Küçükçekmece Gölü arasındaki, denize dik olarak uzanan sırtların güney kesimlerini kapsar. Çukurçeşme Formasyonu'nun üzerine uyumlu olarak kil-marn ardışımlı Güngören Formasyonu gelmiştir. Bazen Güngören Formasyonu'na ait killerle kum ve çakıllar yanal geçişlidir. Bazı yerlerde Güngören Formasyonu kum ve çakıllar olmaksızın doğrudan temel (Eosen ve/veya Paleozoik) üzerinde yer almaktadır (Şekil 12). Hippoarion'lu fauna içerir ve Sayar ve Pamir (1933)'e göre Çukurçeşme Formasyonu'nu Sarmasyen yaşındadır. Sayar (1989), Sayar ve Pamir (1933) tarafından 27 cins ve 15 tür omurgalı fosilin tayin ve tanımı yapılmış ve faunayı ilgili fosil yataklarıyla karşılaştırmış ve Turolyen yaşlı olarak yorumlamıştır. Birimin içinde görülen çapraz tabakalanma, silisleşmiş ağaç gövdeleri ve omurgalı hayvan fosillerine dayanarak birimin bir kısmının akarsu ortamını ifade etmektedir. Buna karşılık Mollüsklü, ince taneli birimlerle omurgalı fosilli, iri taneli birimlerin ardışımından oluşan litoloji, çökelme ortamın zaman zaman karasal (akarsu), zaman zamansa lagüner olduğunu gösterir.

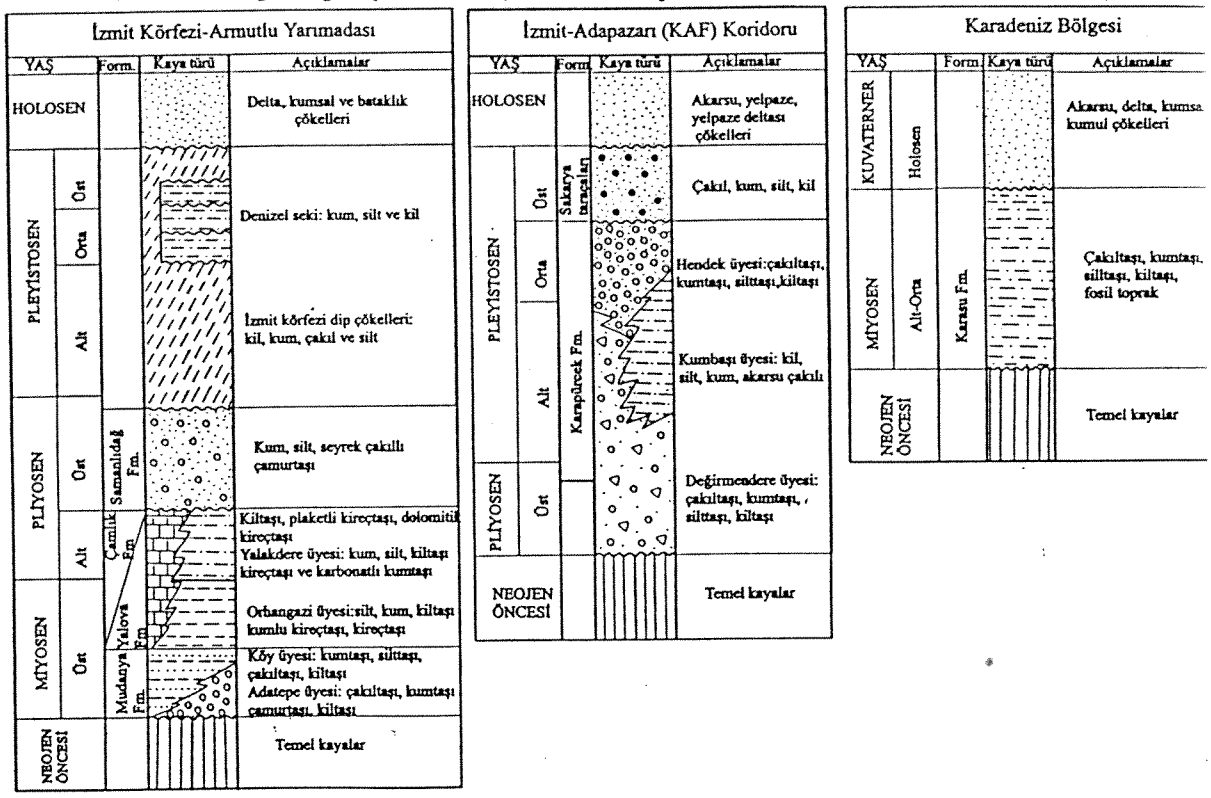
Kil ve marn tabakaları kil oranının azalması ile birlikte yukarıya doğru Maktralı kireçtaşları (Bakırköy Formasyonu) na tedrici geçiş gösterir. Güngören Formasyonu'nun üzerinde uyumlu olarak yer alan Bakırköy Formasyonu bej-beyaz renkli Maktralı kireçtaşlarından oluşur. İstanbul'un tarihi yapılarında yapı taşı ve malzemesi olarak kullanılan Maktralı kireçtaşları Bakırköy çevresindeki taşocaklarından çıkarıldığı için eskiden beri "Bakırköy Taşı" olarak anılmış. İstanbul ve çevresinin en genç tabakaları olan Maktralı kireçtaşları tamamıyla Mactra, Ervillia iç kalıplarından oluşmuştur, bazı örneklerde Elphidium sp. bulunmuş, bazı düzeylerde ise Unio, Melonopsis, vardır (Sayar, 1977). Bol miktarda Maktra türü içeren bu kireçtaşı tabakaları içinde Melaopsis, Heliks ve Unio'lu seviyeler ve bazen omurgalılara ait kemiklere de rastlanmıştır. Gelibolu Yarımadası'nda olduğu gibi burada da en geç Miyosen yaşta yorumlanabilir.

2.2.3. Doğu ve Güney Marmara

Emre vd (1998) Doğu Marmara çevresindeki Neojen çökellerini Karadeniz Bölgesi, Armutlu Yarımadası-İzmit Körfezi ve İzmit Adapazarı koridoru olarak üçe ayırmışlardır (Şekil 13 ve 14).



Şekil 13. Doğu ve güney Marmara çevresinin Neojen-Kuvaterner jeolojisi (Emre vd., 1998).



Şekil 14. Doğu ve güney Marmara çevresinin Neojen-Kuvaterner stratigrafisi (Emre vd., 1998).

Karadeniz Bölgesi'nde, Karasu Formasyonu Alt-Orta Miyosen yaşta olup Kocaeli Yarımadası'nın İstanbul tarafında mostra vermektedir. Kirmızı, sarı ve kahverenkli olan bu birim, kumtaşı, çakıltaşı, silttaşı ve çamurtaşlarından oluşmaktadır. Daha yaşlı birimlerin üzerine açısal uyumsuzlukla oturan bu birimin kalınlığı 30-40 m kadardır. Birimin en altında 10 m kalınlığında bir paleotoprak yeralmaktadır. Önceki çalışmalarda Plio-Kuvaterner olarak yorumlanan bu formasyonun yaşı jeomorfolojik verilere göre ve Armutlu Yarımadası'nda yeralan Üst Miyosen yaşlı birimlerin içinde bu birimin çakıllarının yer alması sebebi ile Alt-Orta Miyosen yaşta olabileceği sonucuna varılmıştır ve sıcak ve nemli bir iklimde çökeldiği anlaşılmaktadır (Emre vd., 1998).

İzmit-Armutlu yöresinde Neojen çökelleri Yalova, Mudanya ve İzmit Körfezi'nde yüzeylenmektedir. Buradaki çökellerin en az üç ayrı evreyi kapsamaktadır. En altta Üst Miyosen yaşlı Mudanya Formasyonu yeralmaktadır ve akarsu ve fan delta fasiyesinde çökelmiş klastikleri içermektedir. Memeli fossilleri bu birimin yaşının Üst Miyosen olduğunu göstermektedir. Yalova Formasyonu (Emre vd., 1998) acısu-tatlısu ve denizel fasiyesleri içermekte olup daha önce Kılınç ve Yalakdere formasyonları olarak adlandırılmıştır (Sakınç ve Bargu, 1989). Yalakdere Formasyonu, Mudanya Formasyonu'na karşılık gelir. Yalova Formasyonu, Orhangazi çevresinde kum, kiltası, kumlu kireçtaşlarından oluşmaktadır. Yalova formasyonu Yalakdere çevresinde sarı-boz ve gri renkli kum silt ardalanmalı kiltaşı kireçtaşı ve karbonatlı kumtaşlarından oluşur. Yalova çevresindeki kavkılı fosiller bu birimin yaşının Kuzey Ege ve diğer alanlardaki geç Messiniyen-erken Pliyosen faunasina karşilik gelmektedir ve Marmara Denizi'nde ilk çökelen denizel birim olarak tanımlanmıştır (Emre vd., 1998). Bursa-Karacabey çevresinde görülen beyaz krem renkli, yer yer plaketli kireçtaşları ve bunlarla ardalanmalı yeşil renkli kireçtaşları, altta acısu ve üstte tatlisu ve sığ ortamları yansıtan Çamlık Formasyonu'n (Emre vd., 1998) Yalova Formasyonu ile aynı yaşta olduğu kabul edilmiştir.

Emre vd (1998) Sapanca-Gölcük arasında Kuzey Anadolu Fayı'nın oluşturduğu koridor boyunca özellikle güney kenarda görülen kaba klastiklerden oluşan kumtaşı, silt çakılı kumtaslarından oluşan eski aluviyonların Üst Pliyosen yaşinda olabilecegini ileri sürmüştür.

Özet olarak Gelibolu Yarımadası, İstanbul yöresi ve İzmit Armutlu çevresinde görülen Neojen çökelleri birbirleri ile korele edilebilir niteliktedir. Bu birimler Geç Miyosen'de karasal gölsel özelliklerde olup geç Messiniyen erken Pliyosen döneminde Mactralı ve diğer kavkılı fosillerle temsil edilen denizel fasiyese geçmektedir (Emre vd.1998). Bu seviyeler bazı karasal birimlerle yanal geçişlidir.

2.3. Kuvaterner

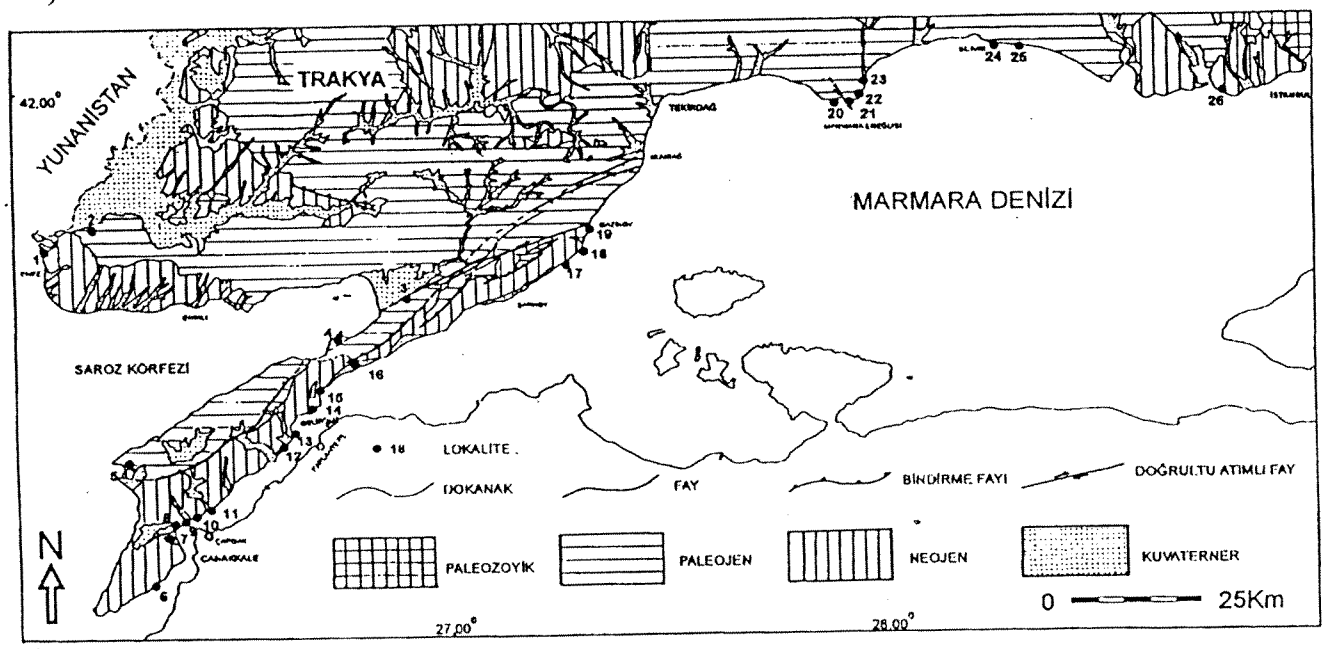
Bu bölümde Marmara Denizi ve kıyılarında Kuvaterner dönemi iki ayrı zaman dilimi içinde incelenmiştir. Pleyistosen dönemi kıyılarda gözlenen taraçalar ve deniz içi sismik profillerindeki yorumlardan oluşur. Holosen dönemi ise kıyı ve şelflerdeki sondaj, sığ sismik veriler ve derin kesimlerde kepçe ile alınan örneklerin ışığında değerlendirilmiştir.

2.3.1. Pleyistosen

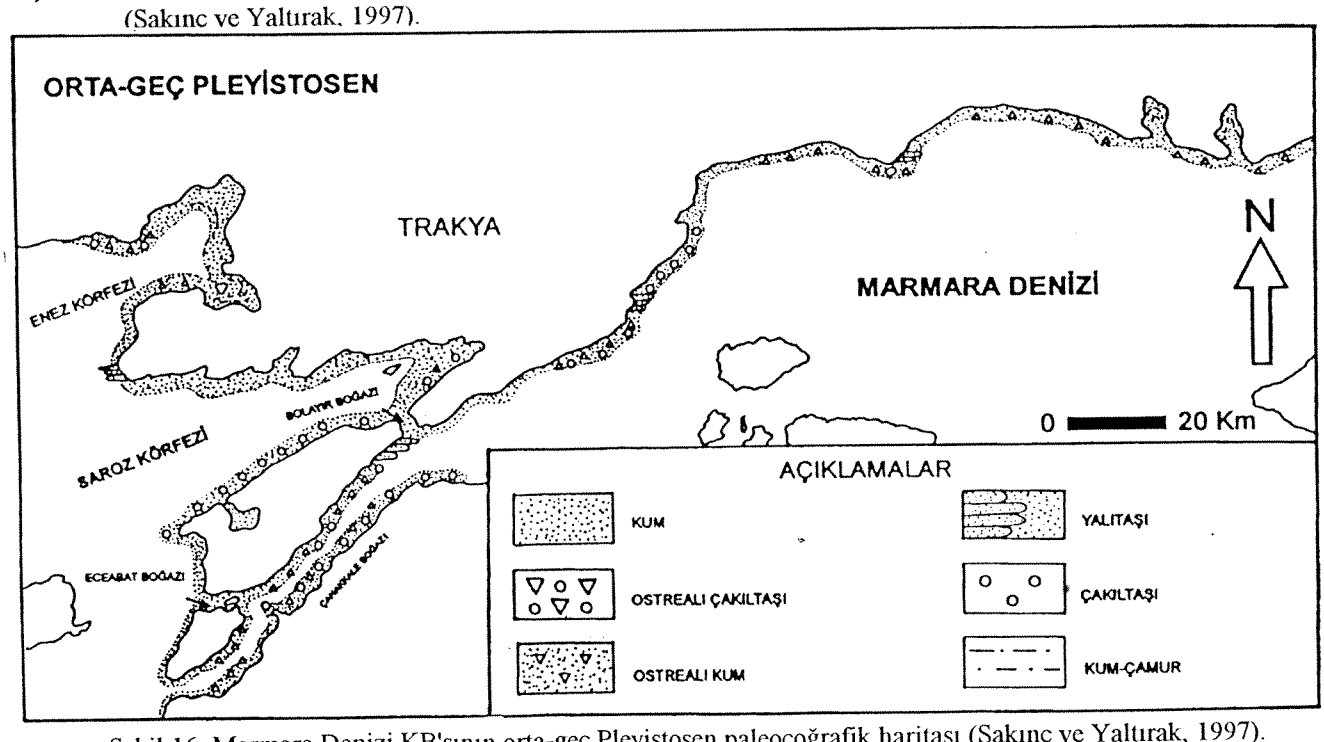
Orta-geç Pleyistosen'de Marmara kıyıları, bugünkü sahil çizgisinden daha içeride bir çizgiye çekilmesine neden olan bir transgresyonun etkisi altinda kalmistir. Bu dönemde oluşan sahil çizgisinde, *Ostrea edulis, Loripes lacteus* bolluk zonu ve yalıtaşı işaretçi seviyelerinin de içinde yer aldığı kırıntılı kıyı çökelleri depolanmıştır (bkz. Sakınç ve Yaltırak, 1997). Farklı paleo-çökelim alanlarında depolanan birimler; bu dönem ve sonrasında, bazı yerlerde tektonik olaylarla yükselirken regresif karakter kazanarak, tekrar denize taşınmaya başlamışlardır. Bu denizel depolardan günümüze kadar korunabilenler, depolanma alanlarının paleocografyası ve tektonik etkilerden

kaynaklanan olaylar nedeniyle, farklı yüksekliklere sahiptirler. Bu birimler Gelibolu Yarımadası ve İzmit Körfezi içinde Karamürsel ile Yalova arasında yaygın olarak mostra vermektedir. Bölgesel yükselmenin izlerini taşıyan denizel depolar, Eski Marmara Denizi'nin sahil fasiyesleriyle temsil olan Marmara Formasyonu'nu oluşturur. Bu çökelleri yer yer örten, *Cardium* sp. ve *Murex* sp. içeren Holosen yaşlı genç depoların da bugünkü deniz seviyesinden yükselmiş olması, bölgede sıkışma kontrollü tektonik rejimin halen sürdüğünü göstermektedir (Sakınç veYaltırak,1997).

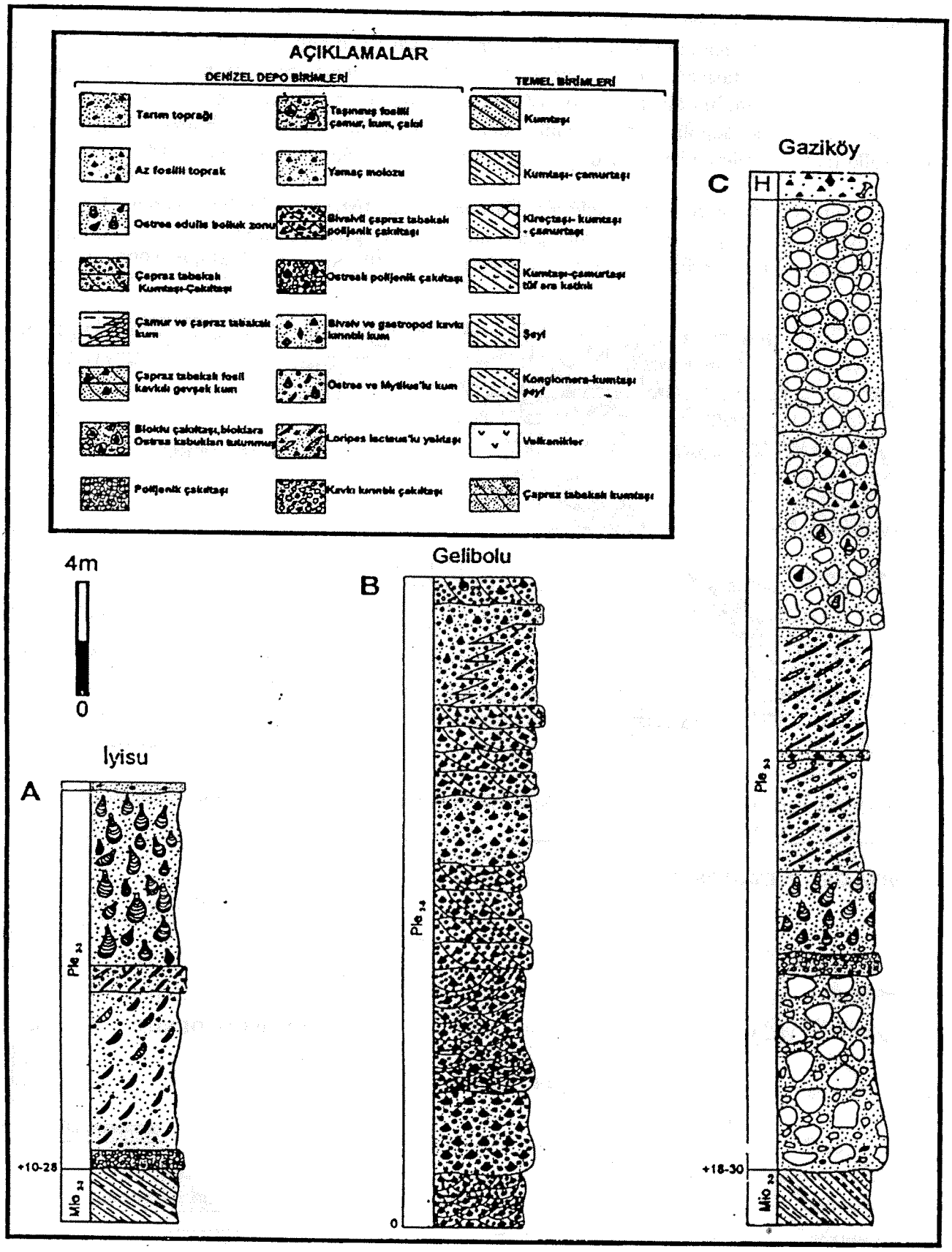
Erken-geç Pleyistosen'de, Gelibolu Yarımadası'nın batısında, Trakya Neojen Havzası'ndan (geç Miyosen-erken Pliyosen) arta kalan geniş düzlükleri ve gölleri (Sakınç vd, 1995) Akdeniz suları zaman zaman aşarak Marmara'ya ulaşmıştır (Meriç vd., 1995, Sakınç ve Yaltırak,1997), (Şekil 15 ve 16).



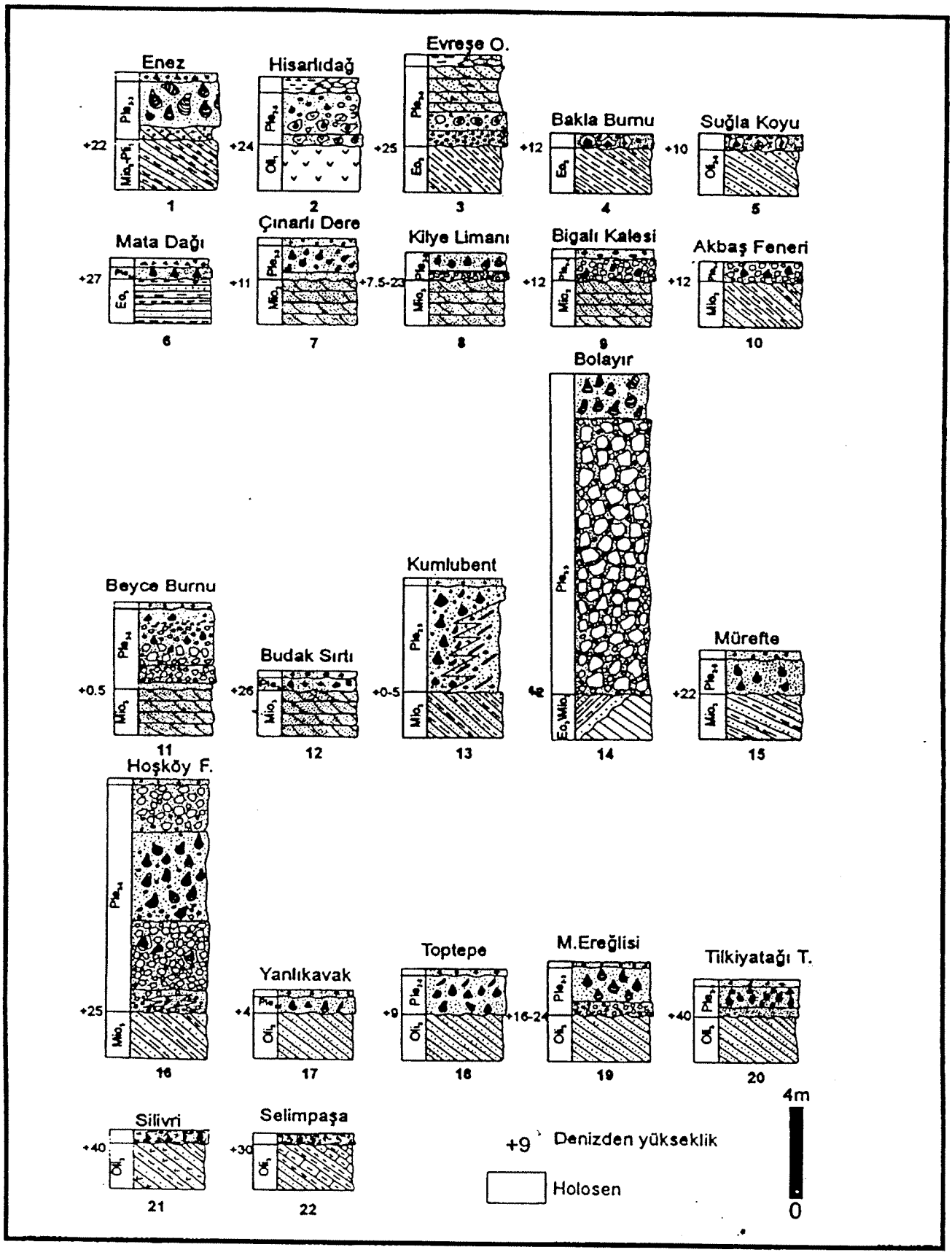
Şekil 15. Marmara Denizi'nin KB 'sının Jeolojisi ve Geç Pleyistosen taraçalarının lokasyonları gösterilmektedir (Sakınc ve Yaltırak, 1997).



Şekil 16. Marmara Denizi KB'sının orta-geç Pleyistosen paleocoğrafik haritası (Sakınç ve Yaltırak, 1997).



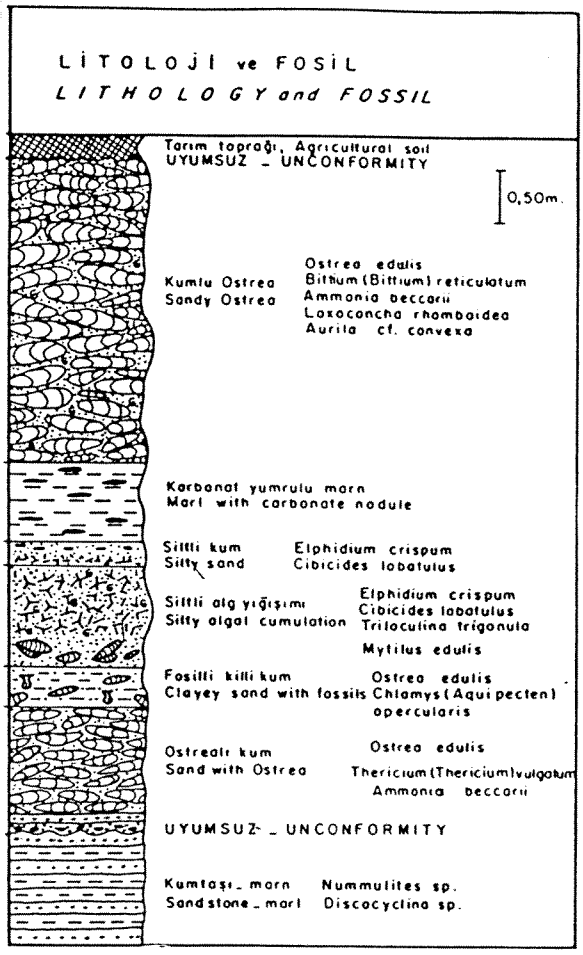
Şekil 17a. Marmara Denizi KB'sının orta-geç Pleyistosen birimlerinin stratigrafik kesitleri (Sakınç ve Yaltırak, 1997).

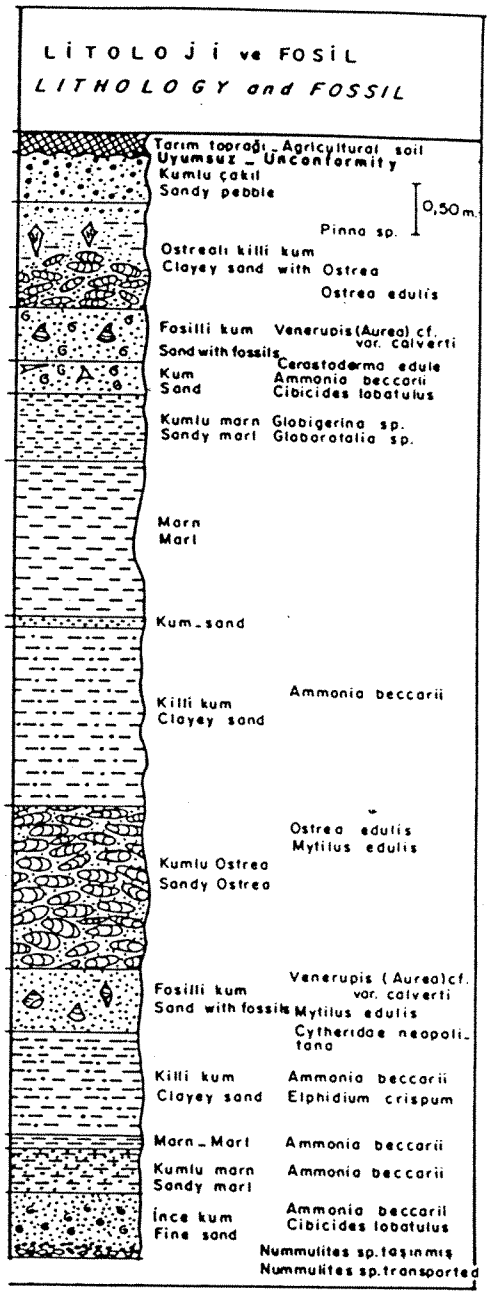


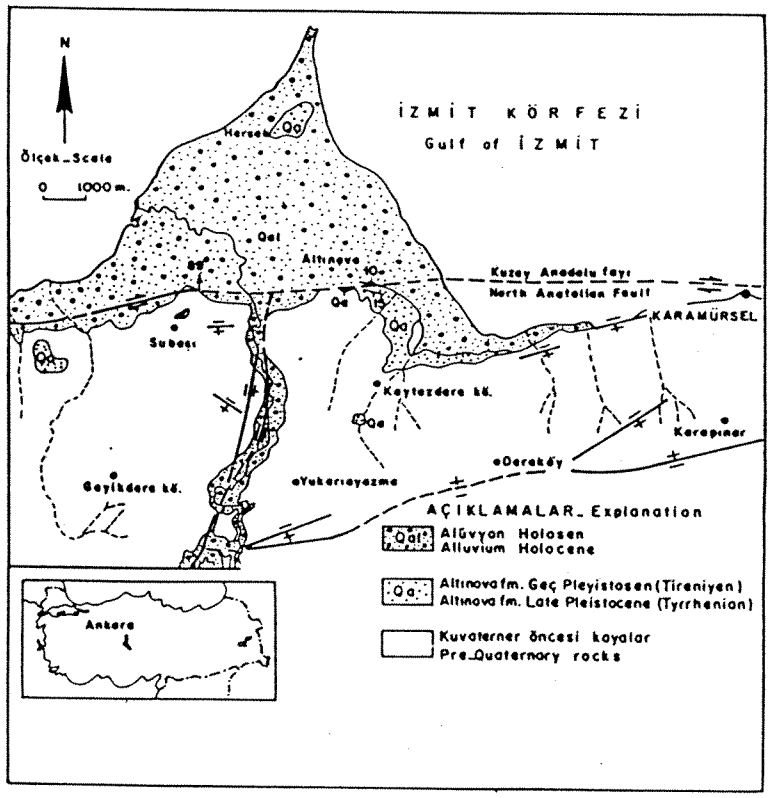
Şekil 17b. Marmara Denizi KB'sının orta-geç Pleyistosen birimlerinin stratigrafik kesitleri (Sakınç ve Yaltırak, 1997).

Trakya'nın güney sahili boyunca (Enez-İstanbul), denizel karakterli birçok depo bulunmaktadır (Şekil 15 ve17a,b). Genelde "Denizel Kuvaterner Depoları" olarak tanınan bu çökeller ile ilgili bilgilerin tarihsel kökeni 19. yy'ın sonlarına kadar inmektedir. Özellikle Çanakkale ve Gelibolu, bu çalışmaların yapıldığı önemli yerlerdir. Bir çok yabancı araştırmacı (Tchihatcheff, 1863-1867; Calvert ve Neumayr, 1880; Andrussov, 1890; English, 1904; Newton, 1904; Penck 1917; Gutzwiller, 1923; Parejas,1941; Pfannenstiel, 1944) yaptığı çalışmalarda lokaliteleri genelde fosil içerikleri ve morfolojik özelliklerine göre değerlendirmiştir. Bu çalışmaların yanı sıra birçok jeomorfolog da (Yalçinlar, 1949; Ardel ve Inandik, 1957; Erol ve Nuttal, 1973; Ardel ve Kurter, 1973; Göçmen,1976; Erol ve Inal, 1980) yabancı araştırıcıların yapmış olduğu çalışmaların ışığında, denizel depolarla ilgilenmiştir. Bu çökellerin denizden farklı yükseltide bulunmalarını ve fosil topluluklarını da dikkate alan bazı araştırıcılar (Erol ve Nuttal, 1973; Erol ve İnal, 1980; Erol, 1992) bunların Pleyistosen'de ki buzullarası dönemlere ait deniz seviyesi değişimlerine karsılık geldiklerini belirtmişlerdir. Bu konuda birçok araştırıcı Marmara Denizi çevresinde (Erinç, 1956; Chaput, 1957; Akartuna, 1968; Erol ve Nuttal, 1973; Taner, 1983, 1993; Sakınç ve Bargu, 1989; Sakınç,1993) değişik lokalitelerde yaptıkları çalışmalarda bu çökellerin fosil içeriklerini (bivalv ve gastropod) Akdeniz Tirheniyen'i (özellikle İtalya ve Yunanistan) ile karşılaştırarak bunlara Tirheniyen (Üst Pleyistosen) yaşını vermişlerdir. Ayrıca Marmara kıyılarında ki bu çökel depolarının yeraldığı taraçaların Kuvaterner'de, interglasiyalin (buzullararası) farklı periyotlarına karşılık geldiklerini ve farklı seviyede bulunduklarını belirten Erinç (1954), bunların deniz aşındırması sonucunda meydana gelmiş satıhlar olduğunu, çarpılma, kubbeleşme gibi herhangi bir tektonik müdahaleye işaret eden izlerden yoksun olduklarını belirtmiştir. Aynı görüşü paylaşan Erol ve Nuttal, (1973) ikilisinden Erol (1992) daha sonra yaptığı gözlemleri sistematize etmeye çalışmiş ve denizel depoların az bir kısmının tektonikten etkilenmiş olabileceğini söylemiştir. Diğer bir çalışmada da Gelibolu'da ki çökel depoları, fosil içeriklerine bakılarak bunların çok daha farklı bir denize (Karadeniz fasiyesleri) ait oldukları açıklanmıştır (Taner,1983). Bu depoların jeolojik olarak haritalanması ve formasyon mertebesinde adlanmaları (Taner, 1983; Sakınç ve Bargu, 1989; Bargu, 1989-1990, Yaltırak, 1995a) sonucunda stratigrafik konumları ve paleoekolojik özellikleri belirlenmiş, özellikle bölgesel neotektonikle olan ilişkileri açıklanmaya çalışılmıştır. Ayrıca Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey kolunun güney bloğu üzerinde Karamürsel-Altınova arasında ve Hersekli Deltası üzerinde Geç Pleyistosen (Tireniyen, 250 bin yıl) yaşlı teraslar yeralmaktadır (Şekil 18). Bu teraslar Altınova GD' sunda ve ve Delta üzerinde Hersekli köyü doğusunda mostra vermektedir (Sakınç ve Bargu 1989) ve çökellerin bugünkü deniz seviyesinden yükseklikleri yaklaşık 25-30 m'dir. Bu çökeller içinde 2-2. 5 m'ye varan düşey atımlar gösteren normal faylara rastlanmıştır.

Anılan çalışmaların dışında Saroz Körfezi, Gelibolu Yarımadası ve Marmara sahilinde, daha önce denizel Kuvaterner depoları olarak tanıtılan ve denizden yüksekliği 40 cm - 50 m, kalınlığı 50 cm - 36 m arasında olan, genelde gevşek tutturulmuş, karbonatlı kırıntılı çökellerin egemen olduğu, zengin fosil içerikli istifler, Sakınç ve Yaltırak (1997) Marmara Formasyonu olarak adlandırmıştır ve mostraların bulundukları lokasyonlara göre de tanmları yapılmıştır. Sakinç ve Yaltırak (1997) orta-geç Pleyistosen (Tirheniyen) yaşlı Marmara Formasyonu'na ait birimleri Marmara'nın kuzey kıyısı boyunca Gelibolu İstanbul arasında sedimentolojik, paleontolojik ve ortamsal özellikleri, bu işaretçi seviyeler yardımıyla tek tek incelemişlerdir (Şekil 17a,b), (Lok. 1-26). Bu istiflerdeki biyostratigrafik anahtar seviyeler, *Ostrea edulis* ile *Loripes lacteus* bolluk zonu ve litostratigrafik olarak da yalıtaşları ile fosilli taban konglomeraları olarak kabul edilmektedir (Sakınç ve Yaltırak, 1997) Marmara Formasyonu'na ait denizel çökel depolarının, orta-geç Pleyistosen'de bahis konusu olan alanlar gözönüne alındığında; denizden oldukça farklı yükseklikerde bulunan taban seviyeleri ve kalınlıklarındaki değişimler dışında dikkati çeken en belirgin özelliği çoğu sığ ve sıcak bir denizi karakaterize eden bivalv ve gastrapodlardır. Bu fosil faunanın cins ve türlerinin büyük bir çoğunluğu Akdeniz kökenli olup, Marmara'ya Tirheniyen transgresyonu'nda yerleşmişlerdir. Bunların bir







Şekil 18. Karamürsel ve Altınova cıvarında yer alan geç Pleyistosen yaşlı birimlerin haritası ve stratigrafik kesitleri (Sakınç ve Bargu, 1989).

kısmının farklı bir denizi işaret eden topluluklar olarak değerlendirilmelerine rağmen (Taner,1983), aynı ortamın yanal olarak değişen fasiyeslerinin bir ürünü oldukları ve endemik kaldıkları anlaşılmıştır. Bu birimlerin farklı fasiyeste olmalari ise Marmara Formasyonu'nun üzerinde geliştiği temel ile sahilin paleocoğrafik ve paleomorfolojik karakteri ile ilişkilidir (Sakınç ve Yaltırak,1997).

Sakınç ve Yaltırak (1997)'a göre Akdeniz ilk defa erken Pleyistosen'de Çanakkale'den Marmara'ya, 810. 000 yıl (Meriç vd., 1995; Erol ve Çetin, 1996) önce Çanakkale üzerinden ulaşır. Bu dönemin ardından zaman zaman buzul devirlerinde kesilen bu bağlantıdan sonra orta-geç Pleyistosen'de baslayan Tirhenyen transgresyonu, zamanla Gelibolu Yarımadası'nı Eceabat ve Bolayır üzerinden de asarak Eski Marmara Denizi'nin batısını bir arşipelagoya (adalar denizi) dönüştürmüştür (Şekil 17a,b). Gelibolu Yarımadası'nın batı sahili boyunca bugünden pek farklı olmayan sahil şeridiyle karşılaşan deniz Eceabat Bogazı boyunca ilerleyerek sığ ve geniş düzlükleri istila ettikten sonra Çanakkale boğazı ile birleşmiştir. Çanakkale Boğazı boyunca İyisu lokalitesine kadar olan alanlarda sahil çizgisi birkaç on metreden fazla ilerlememiş, ve yalıyar tipi plajlar oluşmuştur. İyisu, Gelibolu lokalitesi ve çevresinde ise sahil şeridi 2-3 km kadar içeri çekilmiş geniş bir körfez ve buna bağlı bir lagün meydana gelmiş, kıyı çizgisinde yalıtaşları çökelmiştir. Şarköy - Hosköy arasında eski vadilerin içine kadar sokulan deniz, yeryer küçük koylar oluştururken, Gaziköy'de 1. 5 km kadar içeri sokularak Ganos Dağı'nin eteklerine yaşlanmış, güney sahillerinde de yalıtaşları çökelmiştir. Bu arada Silivri-Selimpasa arasında ki falezleri yer yer yalayan bu deniz, İstanbul ve çevresinde B. Çekmece ve K. Çekmece (Meriç vd,1988) göllerinin bulunduğu alanları da kaplamıştır. K. Çekmece-Yesilköy arasında falezli kıyılar oluşturarak, Ayamama deresi ve Ataköy civarını etkisi altına almıştır. Tirheniyen transgresyonu sonucu Trakya'nın güneysahillerinin kıyı çizgisi yer yer oldukça gerilemiştir (Şekil 17).

Sakınç ve Yaltırak (1997) bu denizel depoların bulundukları yerlerde deniz seviyesi değişiminden etkilenen transgresyon-regresyonla karakterize olacak basamaklar halinde farklı yükseklikte ard arda depolar bulunmadığını ve her istif bulundugu yere has, tek depo olduğunu belirtmişlerdir. Bu nedenle Marmara Denizi kıyılarında görülen depoların farklı yükseltide oluşları deniz seviyesindeki değişimlerden daha fazla etkin, farklı mekanizmaların denetimindedir. Bunlardan ilki birimlerin günümüze kadar korunmuş olmasıdır. İkincisi ise birimlerin Trakya'nın güney sahillerini etkileyen sıkışmadan dolayı her lokalitede farklı miktarlarda yükselmesidir. Buzul dönemleri ise kısa sürdüğünden (Milankovitch,1930) Marmara Formasyonu'na ait bu istiflerin ve tabakalarının arasındaki hiyatüslere denk gelmelidir. Bu nedenlerle karada bulunan bu depolardan yapılan tarihlendirmelerin en alt ve en üst sınırları Marmara Formasyonu'nun kıyı fasiyeslerinin yaşıdır. Şimdilik en alt yaş olarak Marmara Formasyonu'nun, Hersek Deltasi'nda (Karamürsel) deniz içinde bulunan 810. 000 yil yaşı (daha yaşlı olabilir) transgresyonun başladığı dönemi, üst yaş olarak da Karamürsel (Altınova) lokalitelerinde bulunan 260. 000-40. 000 yil arası yaşlar, Eski Marmara Denizi'nin en geniş alana yayıldığı dönemi temsil eden yaşlardır. Farklı yüksekliklerdeki bu çökellerin, yukarıda belirtilen özelliklerinin ne anlama geldiğinin açıklığa kavuşturulması ile Eski Marmara olarak adlandırdırılan denizin kuzey sahillerinin paleocoğrafyası ortaya koyulmuştur (Sakınç ve Yaltırak, 1997).

2.3.2. Holosen

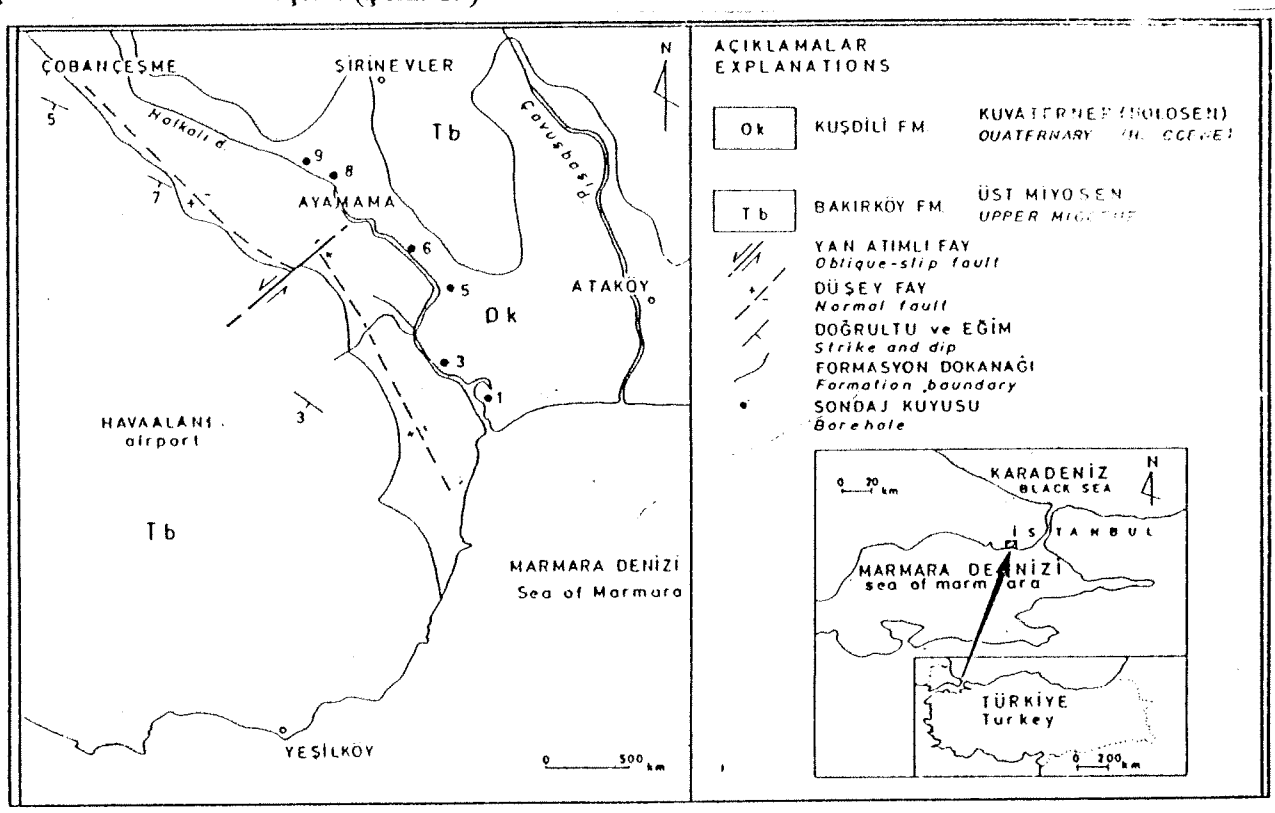
Holosen dönemi Kuvaterner'in yaklaşık son 10. 000 yıllık zamanını kapsar. Marmara Denizi ve kıyılarında bu zaman aralığında deniz suyunda yükselme ve tektonik olaylar etkin olmuş, bölge coğrafyasında ve ikliminde değişiklikler meydana gelmiştir. Holosen'de Marmara'da etkin olan son Akdeniz transgresyonu tektonik kökenli havzaları basarak buraları süratle doldurmuştur. Böylece bu alanlar kısa zaman içinde aktif tektonik nedeniyle dolarak karasallaşmışlardır. Bunlardan en önemlileri Kuzey Marmara' da Marmara Ereğlisi, Ayamama (Bakırköy) ve Kuşdili (Kadıköy)

Holosen havzalarıdır. Son transgresyonun ürünü olan çökeller bir taraftan havzalarda çökelip buraların süratle dolmasına neden olmuş diğer taraftan da büyük bir kısmı bugünkü deniz içinde kalarak Holosen çökel depolarını oluşturmuştur. Kuzey Marmara'da İstanbul Boğazı girişinde yapılan sondajlar ve Karadeniz kıyılarındaki araştırmalar 7. 4 bin yıl önce Marmara sularının bir tufanı andıran biçimde İstanbul Boğazı'ndan geçerek Karadeniz'e döküldüklerini belirtmektedir (Ryan vd.1997) Stanley ve Blanpaid (1980) Marmara Denizi'nde geç Pleyistosen-Holosen dönemlerinde farklı paleo-oşinografik ortamların oluştuğu ve sapropellerin geliştiğini belirtmiştir. Güney Marmara'da da yapılan gravite korlarda Holosen yaşlı çökel depolarında sapropel seviyelerinin varlığı (Çağatay,1997) Marmara'nın farklı özelliklerini yansıtmaktadır. Holosen, Güney Marmara'da Manyas ve Uluabat göllerinin birer set gölü şeklinde geliştiği zamandır. Bu dönem içinde Kocasu - Önen deltaları oluşmuş denizin güney kıyıları şekillenmiştir.

2.3.2.1. Kuzey Marmara

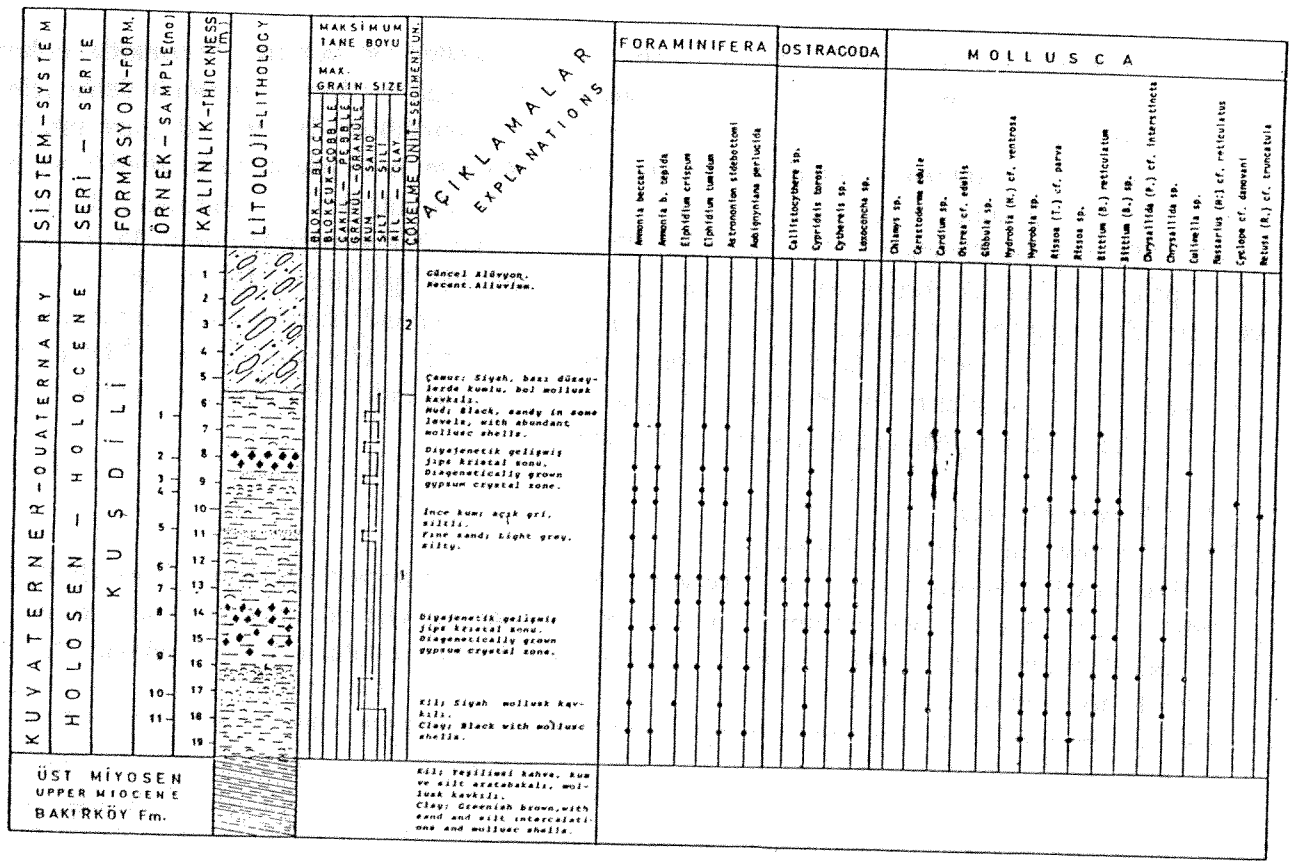
2.3.2.1.1. Ayamama Holosen Havzası

Bakırköy'ün batısındaki yer alan Ayamama Havzası, yörede geç Kuvaterner'den (Holosen) günümüze kadar egemen olan gerilmeli tektonik rejim içinde,KB-GD yönünde gelişmiş, normal bir fayın doğu blokunun çökmesi ile oluşmuş ve zaman içinde tek bir çökel devresi şeklinde kırıntılı çökeller ile doldurulmuştur. (Şekil 19)



Şekil 19. Kuzey Marmara şelfindeki Holosen birimlerinin dağılımı (Sakınç, 1998).

Havza istifi, genelde gri-siyah renkli çamurlardan yapılmıştır. İçinde, farklı yer ve konumda, kalınlıkları ve yanal süreklikleri değişken ve taban kesimlerinde genelde çakıllı kum üniteleri bulunur (Şekil-20). Bu durum havza istifinin genelde düşük enerjili bir ortamda ve tek bir çökelme devresi geliştiğini belirtmektedir. Havzada gözlenen yaygın ince taneli kırıntılı çökelimi, havzayı besleyen halkalı ve Çavuşbaşı dereleri ile ortama getirilmiş ve havza alanı içerisinde geniş bir alanda çökeltilmiştir. Kum mercekleri ile diyajenetik jips oluşumları yöre ikliminin zaman zaman nemli ve bol yağışlı zaman zaman da kurak periyotlar içerdiğini belirtmektedir. Nemli ve yağışlı periyotlarda havza içindeki litolojilerden türeyen daha iri boyutlu malzeme ortama getirilip depolanmakta,

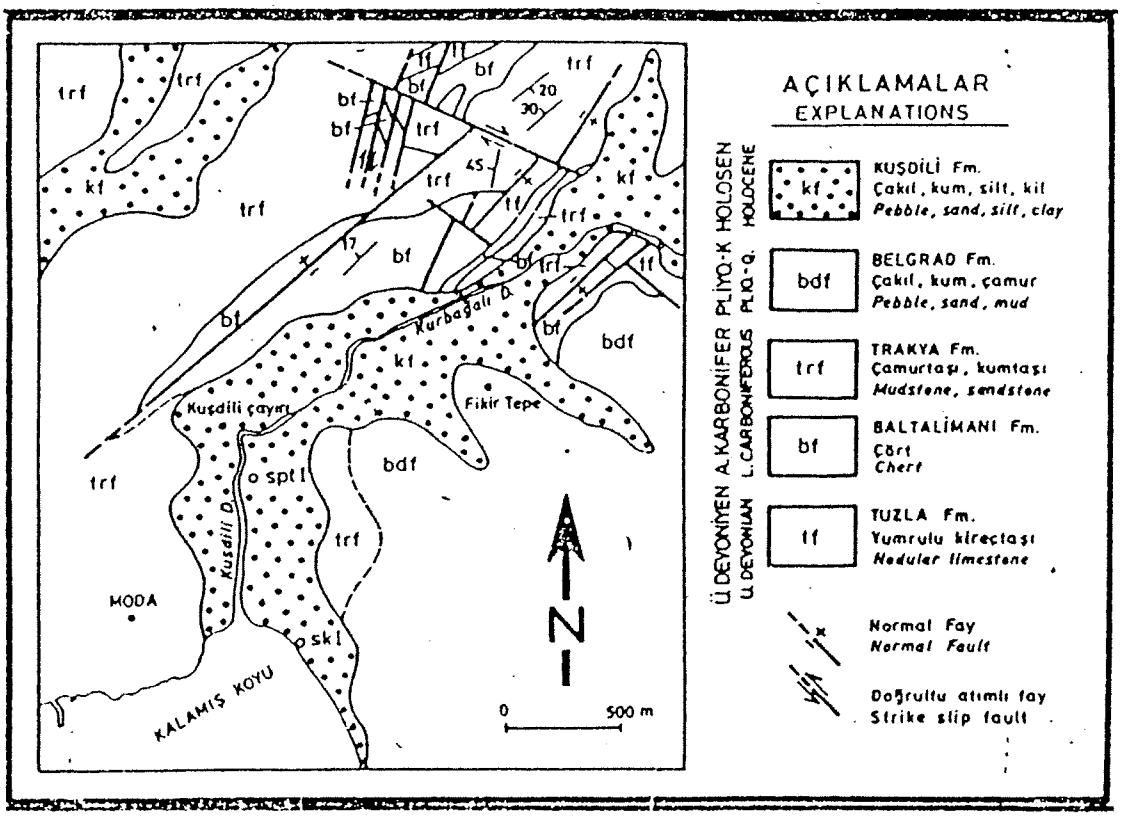


Şekil 20. SPT 1 sondajının sedimenter jeolojisi ve paleontolojik değerlendirmesi

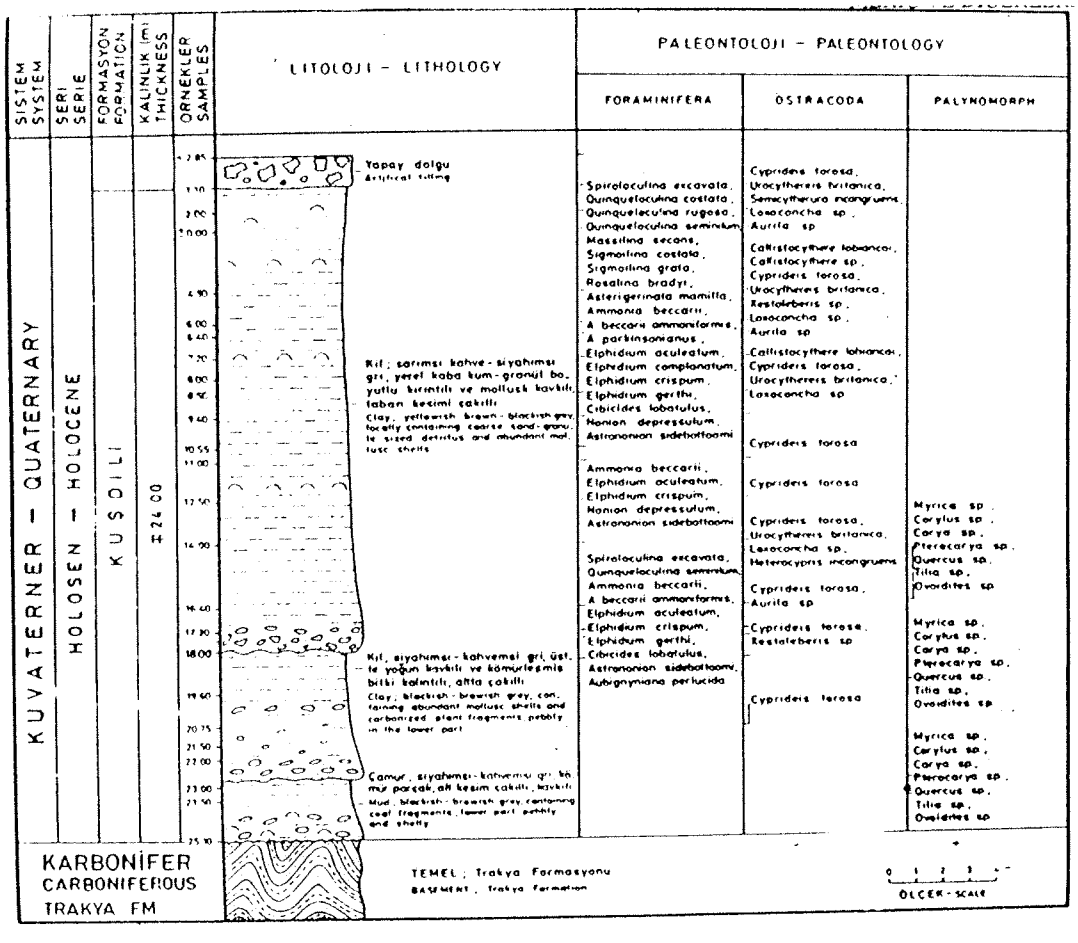
süspansiyondan da kil ve silt boyutlu malzeme çökelmektedir. Kurak periyotlarda ise genelde çok ince kırıntılı malzeme çökeleminin yanında, daha önce çökelmiş sediman içerisinde ortam suyunun tuzluluk oranının artışı ve aşırı buharlaşma ile $CaSO_4$ (jips) olarak kristallenmektedir. Havza bu koşullar içinde kuzeye doğru incelen bir kama şeklinde çökel istifi ile dolmuş ve yakın geçmişte acı su koşulları bölgeyi terk etmiştir. Bu olaya koşut olarak da yöreyi akaçlayan Halkalı Deresi yatağında gevşek çakıl-kum-kil den meydana gelen güncel alüvyon oluşmaya başlamıştır ve bu oluşum halen devam etmektedir. Sondajlardan derlenen örneklerden istif içinde foraminifer, ostrakod ve mollusk cins ve türleri ile temsil edilen toleritesi yüksek bir fauna bulunmaktadır. Bu topluluk, ekolojik açıdan ortamda genellikle lagün-bataklık koşullarının egemen olduğunu ancak ortama zaman zaman, az da olsa denizel etkinin karıştığını belirtmektedir (Şekil 20).

2.3.2.1.2. Kuşdili Holosen Havzası

Kuşdili Havzası, Kalamış Koyu ve Kurbağalıdere çıkışı ile sınırlı olup, Fenerbahçe Statyumu'nun 100 m kadar kuzeyine kadar, K-G yönlü uzanan ve yaklaşık 500 m genişlikli bir şerit oluşturmaktadır (Şekil 21). Bu alanda yapılan sondajlarda Holosen istifin temel üzerindeki kalınlığı yaklaşık 30 m'dir. Sondaj verileri ile Holosen döneminde bölgede üç evrede gelişen ve gravite faylanmalarıyla oluşan graben türü bir çöküntü alanı içinde üç devre şeklinde bir sedimantasyon olduğu saptanmıştır. Ortamsal açıdan bu devrelerin genellikle karasal (akarsu) fasiyeslerle başladığı ve zaman içinde çökmeye koşut olarak, önce akarsu ağzı sonra da sığ denizel koşullarda geliştiği söylenebilir. Devrelerin alt kesimlerindeki karasal çökellerin üstündeki çamurlarda, genellikle indirgeyici kimyasal koşullarda akarsu ağzı ekolojik koşullarını yansıtan fauna ve flora gözlenmiştir. Devrelerin en üst kesimlerinde ise bu ekolojik ortam, özellikle foraminiferlerle karakteristik, sığ denizel koşullara giderek geçmektedir (Şekil-22).



Şekil 21. Anadolu Yakası (İstanbul) Kalamış koyu ve Kurbağlı Dere civarının jeoloji haritası

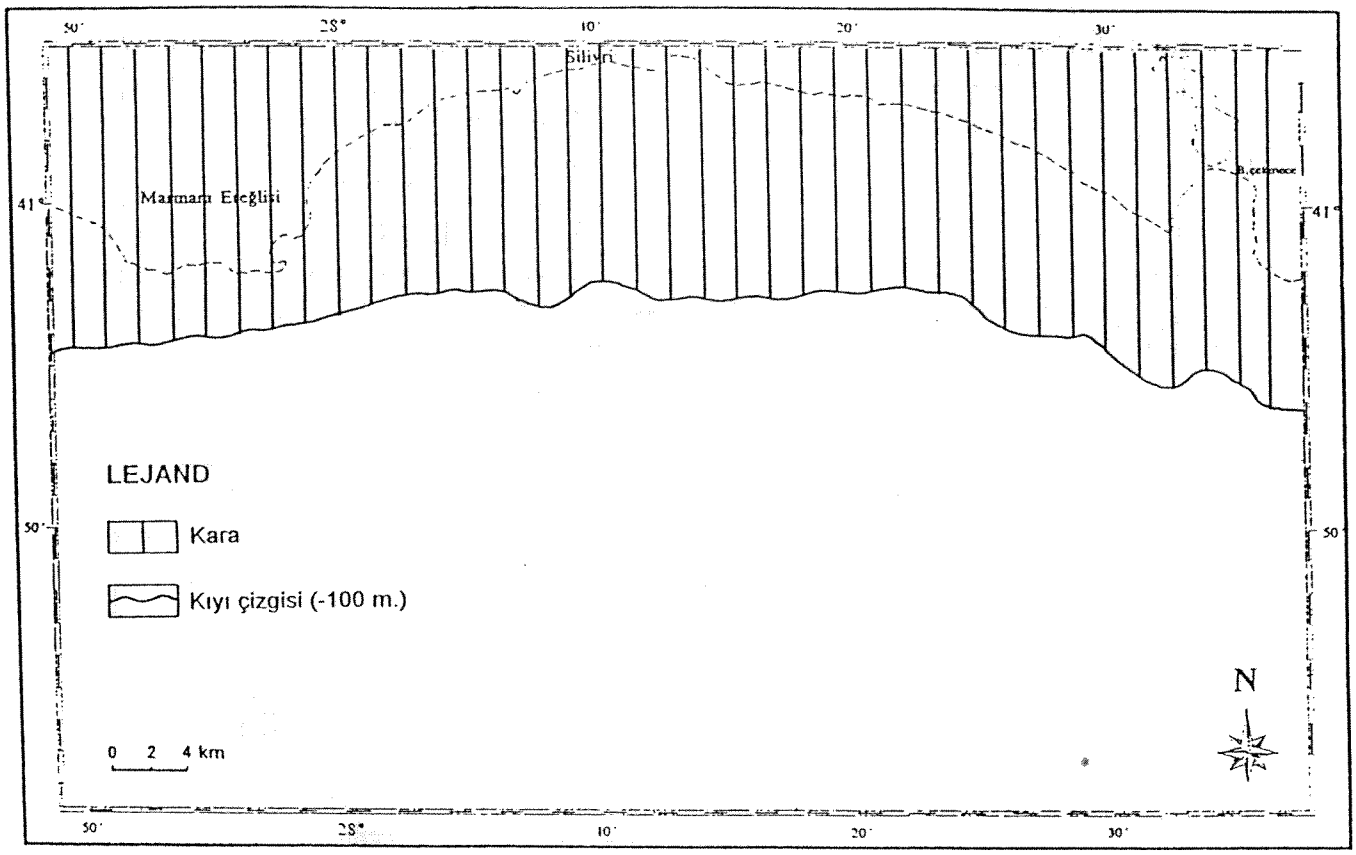


Şekil 22 DSİ spt 1 sondajının sedimenter jeolojisi ve paleontolojik değerlendirmesi

Kuşdili yakınlarında, yaklaşık MÖ 5000 yıla tarihlenen Fikirtepe Kültürü bilinen en eski çanak çömlek kültürlerinden biridir. Bununla ilgili ilk araştırmalar bu yüzyılın başlarında gerçekleştirilmiş daha sonra yörede bir çok kazı yapılmıştır. Fikirtepe Kültürü'nün avcı-toplayıcı-balıkçı yaşam geleneğine sahip yerel toplulukların olasılıklı Anadolu etkisi ile evcil hayvan tarım bitkileri çanak çömlek yapımı ve kullanımı gibi neolitik adı verilen ilk üretim ekonomisinin bazı öğelerini aldıkları ve bu bölgenin koşullarına uygun bir yaşam biçimi geliştirdikleri anlaşılmaktadır. Yöredeki kazılardan anlaşıldığı kadarı ile bu kültürün Marmara kıyılarında yaygın olan yerleşimleri yuvarlak planlı, duvarları dal örgüsü şeklinde basit kulübelerde oturmakta, yaşamlarını daha çok avcılık ve balıkçılığa dayanmakla birlikte sınırlı tarım ve hayvan besiciliği de yapmaktaydılar. Bu bölgelerde ele geçen beslenme buluntularının deniz kıyısından toplanan deniz yumuşakçaları olduğu ve bunların yoğun şekilde tüketildikleri de kalıntılardan anlaşılmaktadır. Bölgenin kültür tarihi açısından en büyük önemi, bugünkü uygarlığın temelini oluşturan üretim öğelerinin Anadolu'dan Balkanlar'a aktarılmasında bir köprü görevi görmüş olmasından kaynaklanmaktadır. Bu kültürde, tatlı su balık kalıntılarının varlığı, büyük bir olasılıkla Kuşdili'nin geç Holosen'de denizle bağlantılı bir lagün olduğunu belirtmektedir.

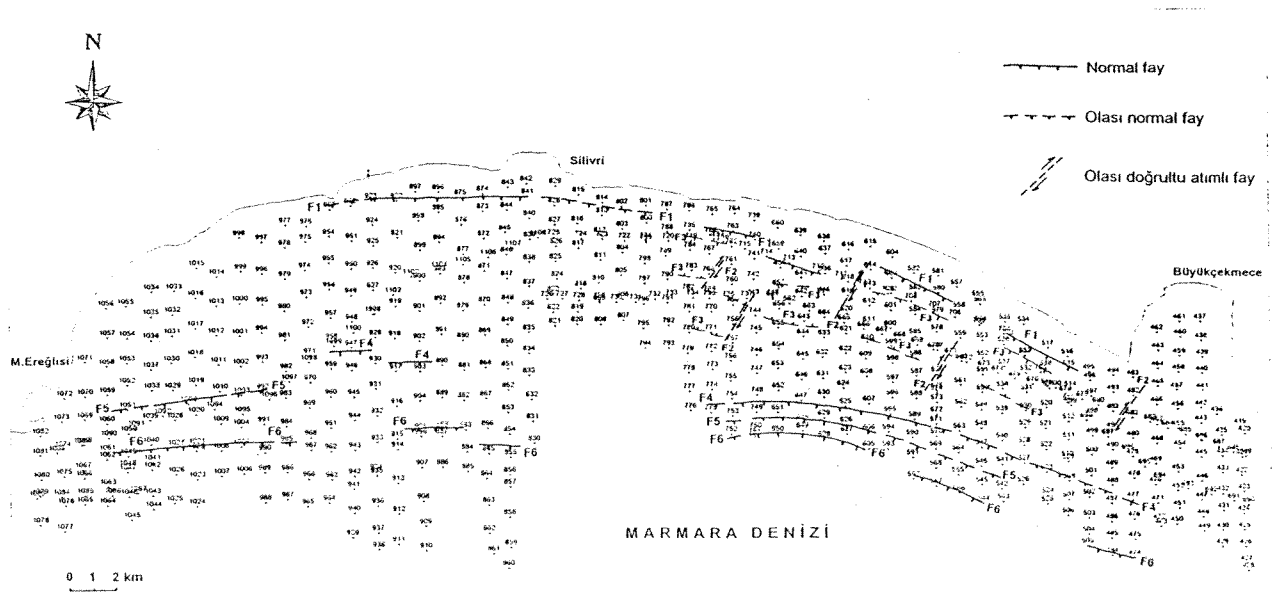
2.3.2.1.3. Marmara Ereğlisi Holosen Havzası

Bu bölgede Tirheniyen yaşlı Marmara Formasyonu (Sakınç ve Yaltırak,1997) üzerinde uyumsuz olarak bulunan Holosen çökelleri (Kuşdili Fm.) tabanda hayvan kemik kalıntıları kiremit ve toprak kap parçaları ile *Mürex* kavkıları içeren açık kahverenkli gevşek killi kumlar ile başlar. Bunun üzerinde Cardium'lu koyu kahverenkli kumlu kil ve siyahımsı gri renkli çamur, daha üste de sarımsı kahverenkli gevşek kumlu kil ve koyu kahve renkli çakıllı kil düzeyleri yeralır. Kalınlığı 1-10 m arasında değişen birim M. Ereğlisi'nde 2, 6, 15, ve 50 m'lerde Silivri' de 12 ve 50 m yükseltilerde yüzeylenmiştir. Yükseltilerin farklılığı bölgedeki aktif Holosen tektoniği ile açıklanabilir. Birimin alt seviyelerindeki arkeolojik kalıntılar 5-7 bin yıl tarih vermektedir (Özdoğan ve Özbaşaran-Dede,1990)



Şekil 23. Büyük Çekmece Marmara Ereğlisi arasınınWürm dönemi paleocoğrafyası

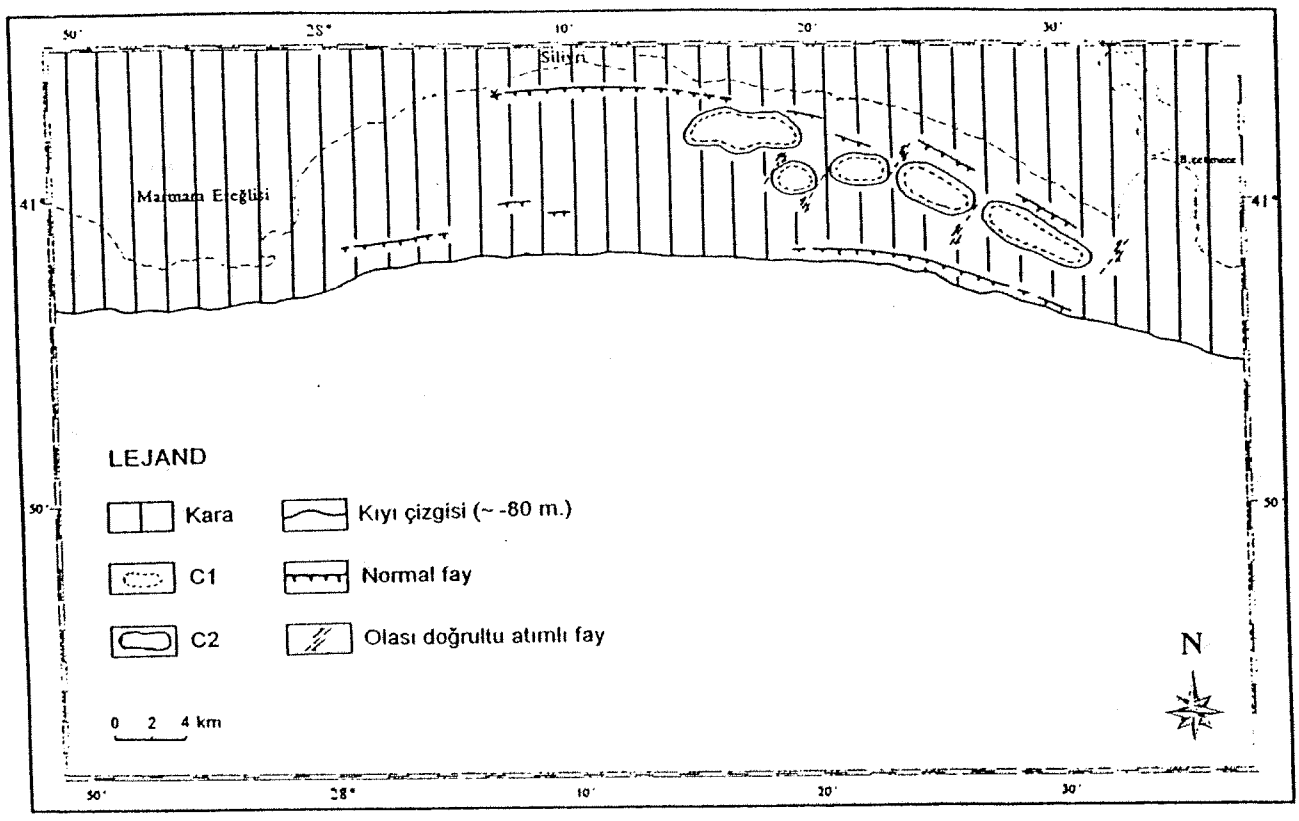
Son Buzul döneminde deniz seviyesinin –105 m kadar düşmesi sonucunda bölge aşınan bir kara alanı haline gelmiştir (Şekil 23).



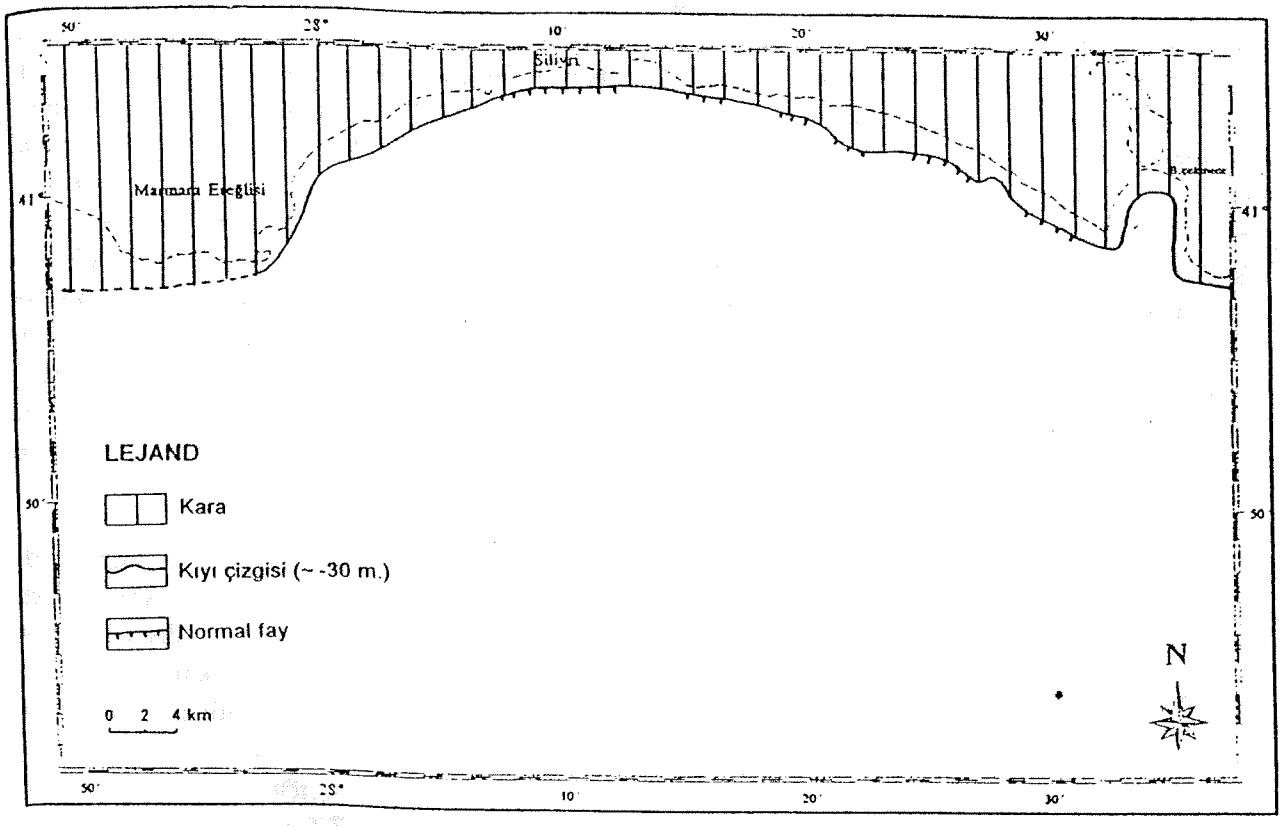
Şekil 24. Büyük Çekmece Marmara Ereğlisi arasının yapısal unsur haritası

Bu dönemde Tireniyen kıyı açığı fasiyesleri tümüyle kıyı fasiyesi de büyük ölçüde erezyonla aşınmıştır. Yaklaşık 17-18 bin yıl önce buzul sonunun son evrelerinde global ısınmanın etkisiyle bölgede yağışlı bir rejim başlamış bu arada Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) nu oluşturan makaslama zonunun bir ürünü olarak Silivri-Büyükçekmece arasında kıyıdan yaklaşık 6 km mesafe içinde KD-GB yönlü doğrultu atımlı faylar (F2) arasında yaklaşık BKB-DGD yönlü normal faylarla (F1, F3) çek-ayır (pull-apart) türde havzacıklar gelişmiş (Şekil 24)ve bunlar zaman içinde denizle bağlantısı olmayan geçici göl ortamı haline dönüşmüşlerdir (Şekil 25). Bu normal fayların taban blokları üzerinde güneye doğru kamalar şeklinde fay önü molozları meydana gelmiştir. Göl ortamlarının bölgede kalıcı olmalarıyla bunlar içinde genellikle ince taneli kırıntılı çökeller gelişmiş olmalıdır. Havzacıkları birbirinden ayıran pozitif lale yapısındaki yükselimler üzerinde büyük ölçekli düzlemsel çapraz tabakalı olasılıkla eoliyen çökelleri olarak gelişmiştir. Bunlar havza içlerinde havza çökelleriyle geçişli ve eşzamanlıdır. Flandriyen transgresiyonu'nun bu birimler üzerine geldiği sismik kesitlerde açıkça görülmektedir. Silivri-B. çekmece arasında fay dikliği (F1) tarafından sınırlanmış olarak görülür (Şekil 26). Deniz bu zamanda ancak normal fay dikliğinin önüne kadar gelebilmiştir. Silivri falezi üzerinde ve Kumludere (M. Ereğlisi) içinde deniz, faylanma etkisiyle daha kuzeye doğru koylar şeklinde girmiştir.

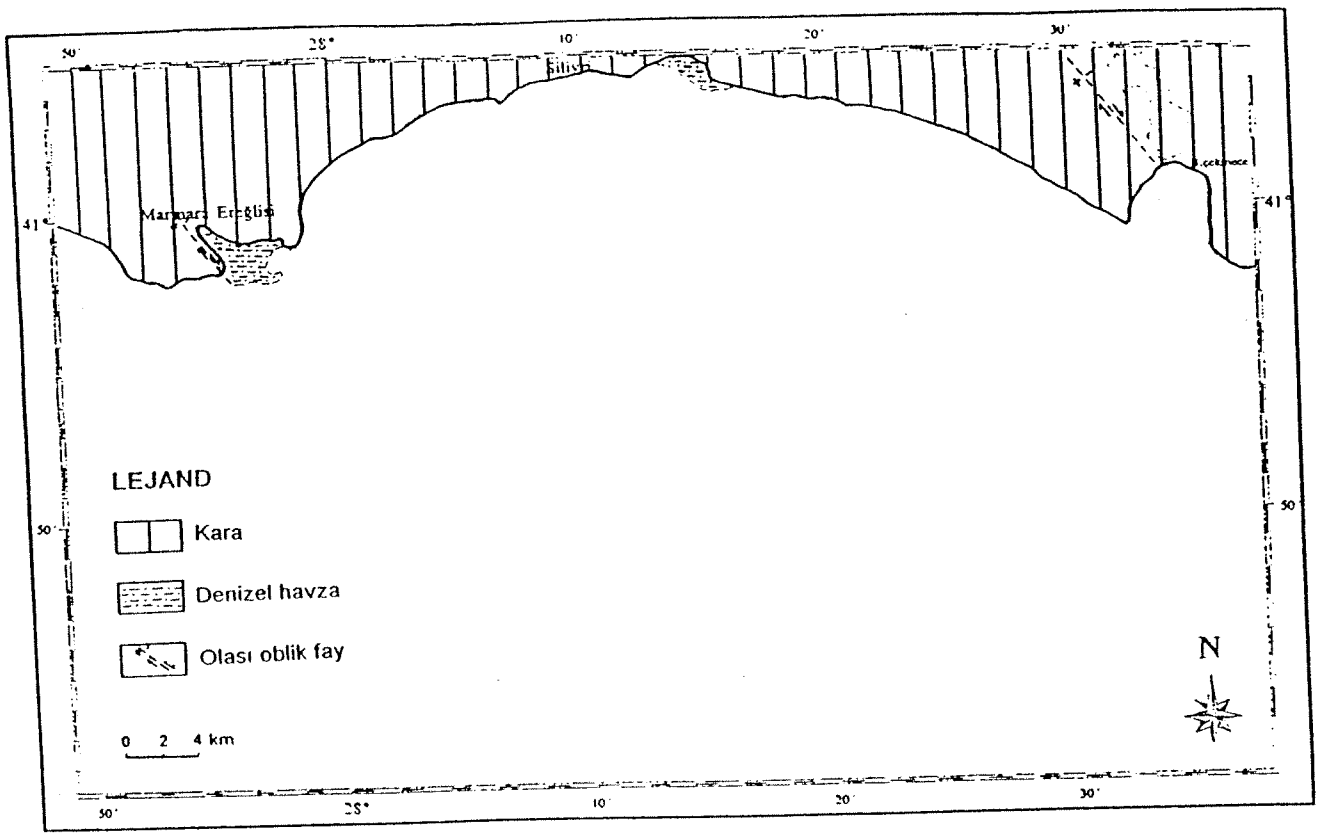
Geç Holosen'de deniz kesiminde, çökme ve derinleşme sonucu kıyı çizgisisnin kuzeye doğru günümüzdeki konumuna gelmesi (Şekil 28) derinleşen platform üzerindeki yaygın çamur çökeliminden anlaşılmaktadır. Denizel kesimin çökmesi yanında Marmara Ereğlisi-Silivri-B. çekmece kara şeridinde de 50 m'ye varan yükselmeler saptanmıştır. Holosen çökelleri kalıntılarının Silivri falezi üzerinde ve M. ereğlisi KB sındaki Kumludere içinde yine deniz seviyesinden 50 m yükseltide gözlenmesi bu yükselmeyi kanıtlayan önemli verilerdir. Bu dönemde deniz suyu seviyesinin yükselmesinin yanısıra kara alanındaki şiddetli yükselmeler Kumludere içinde Holosen havzasının süratle karalaşmasına neden olmuştur (Şekil 27). Bu olayın yaklaşık 7-5 bin yıl önce gerçekleştiği bölgedeki arkeolojk kalıntıların yaş verilerinden anlaşılmaktadır (Özdoğan ve Özbaşaran-Dede,1990)



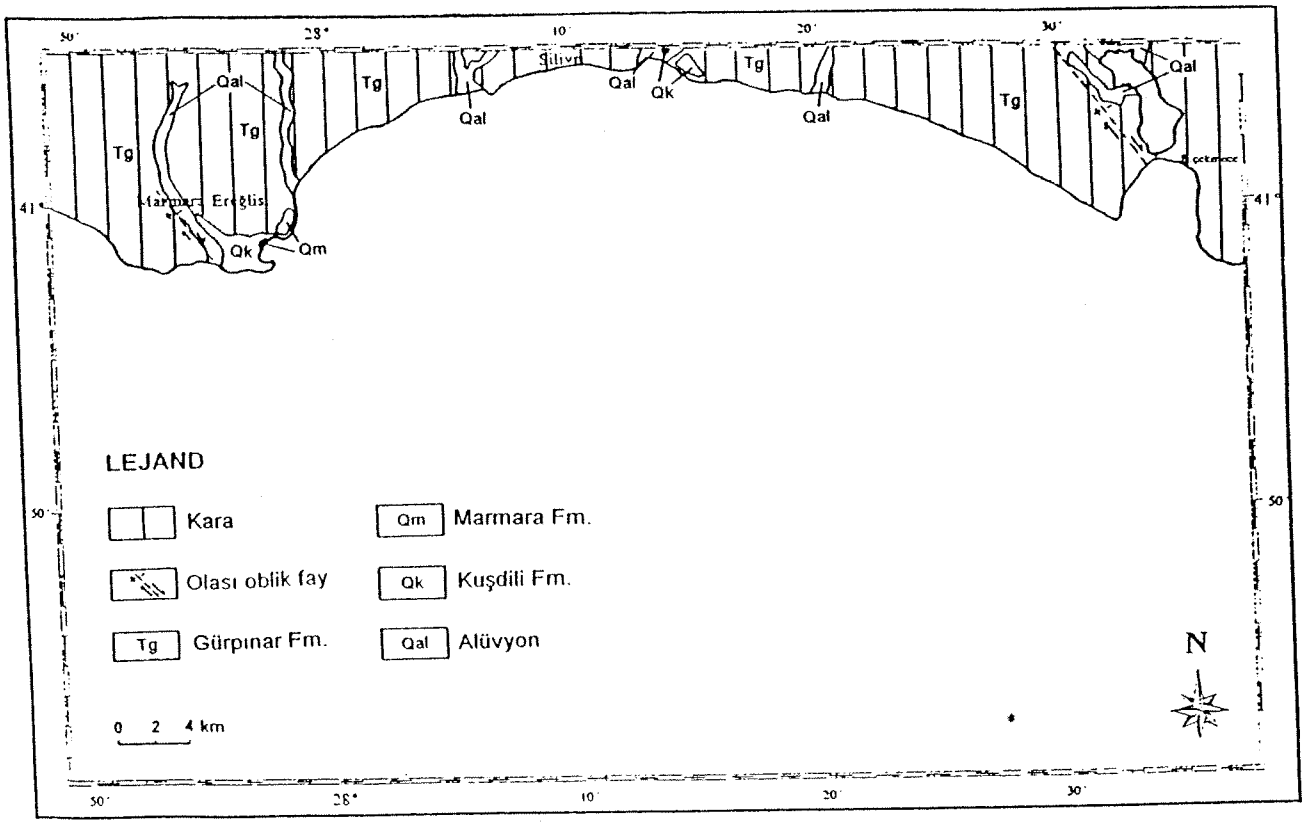
Şekil 25. Büyük Çekmece Marmara Ereğlisi arasının Geç Pleyistosen- erken Holosen paleocoğrafyası



Şekil 26. Büyük Çekmece Marmara Ereğlisi arasının erken Holosen paleocoğrafyası



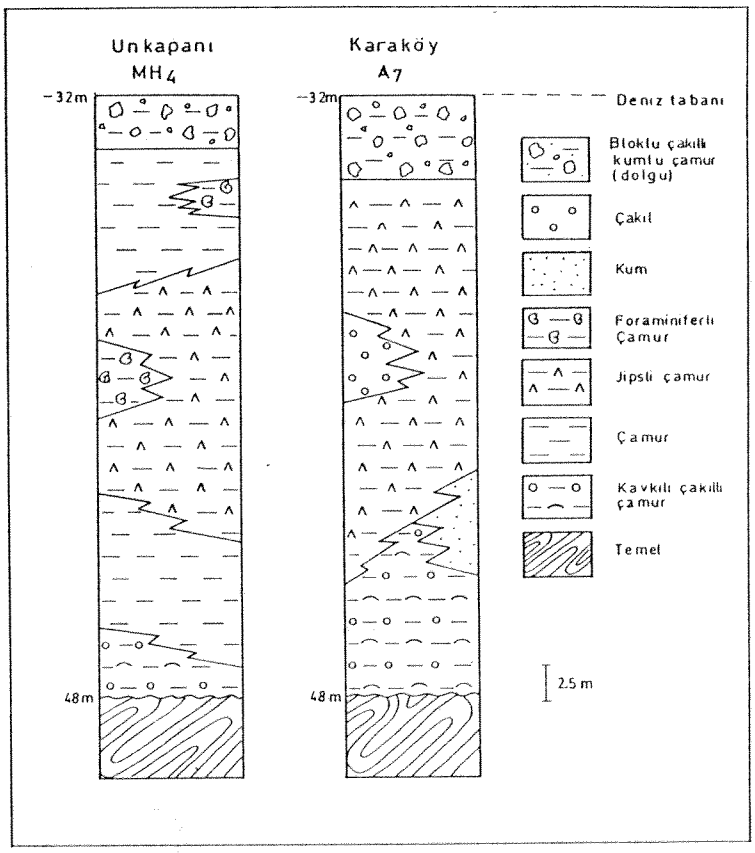
Şekil 27. Büyük Çekmece Marmara Ereğlisi arasının geç Holosen paleocoğrafyası



Şekil 28 Büyük Çekmece Marmara Ereğlisi arasının günümüz coğrafyası

2.3.2.1.4. İstanbul Boğazı Girişi ve Haliç Holosen Depoları

Haliç' in her iki yakasında ve Sarayburnu-Üsküdar güzergahında yapılan mühendislik amaçlı ve temel kayaya kadar ulaşan sondajlarda Holosen yaşlı çökel istif kesilmiştir. İstifler Haliç'te genelde çamurlardan, İstanbul Boğazı'nda ise kumlardan oluşmaktadır.



Şekil 29. Haliç'te yapılmış sondajların korelasyonu

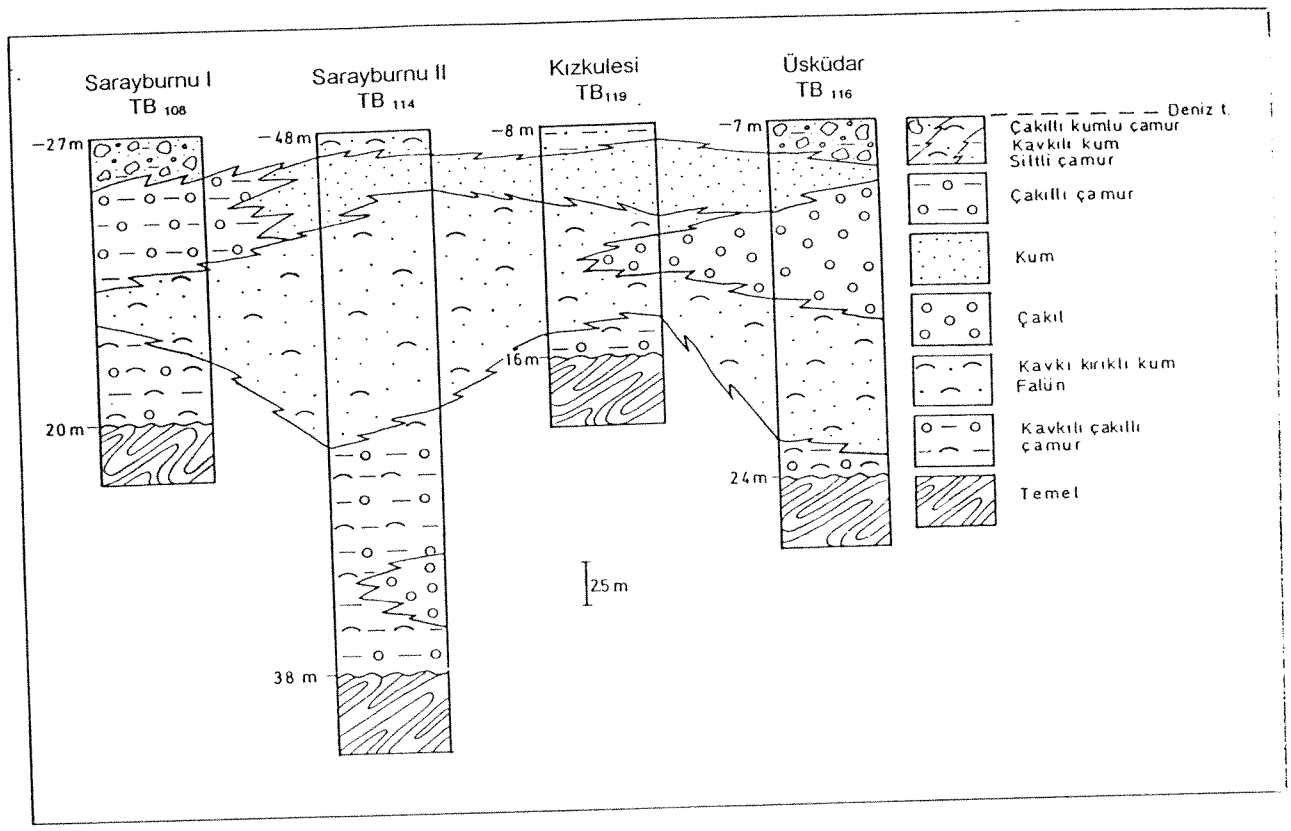
2.3.2.1.4.1. Haliç (Eminönü-Karaköy, Unkapanı-Tersane)

Temel kayanın hemen üstünde, kalınlıkları değişken yoğun çakıllı çamurlar üzerinde İstif tabanda kum mercekleri içeren çamurlu düzeyler ile başlar ve üst seviyelere doğru özellikle Haliç ağızında yer yer jips içeren çamurlu düzeylerle devam eder. Alt seviyelerdeki kum mercekleri içinde Akdeniz kökenli foraminifer ve bivalvler bulunmaktadır. Kabuklardan alınan ESR yöntemiyle alınan yaşa göre istifin bu kesimdeki yaşı 7. 4 bin yıldır. Alt seviyelerde yer alan *Ammonia* türleri genelde tatlısu-deniz geçişlerini belirten topluluklar oluşturur. İstifin orta kesimleri derin ve oksijence fakir çamurlarla temsil edilmiştir. İçinde jips ve *Brizalina* türleri egemendir Bu seviyedeki bivalv kabuklarından alınan ESR yaşı 5.7 bin yıldır. En üst kesimlerde denizel koşulları simgeleyen *Emiliana huxley*'li çamurlar bulunur(Şekil 29).

2.3.2.1.4.2. İstanbul Boğazı Girişi (Sarayburnu-Üsküdar)

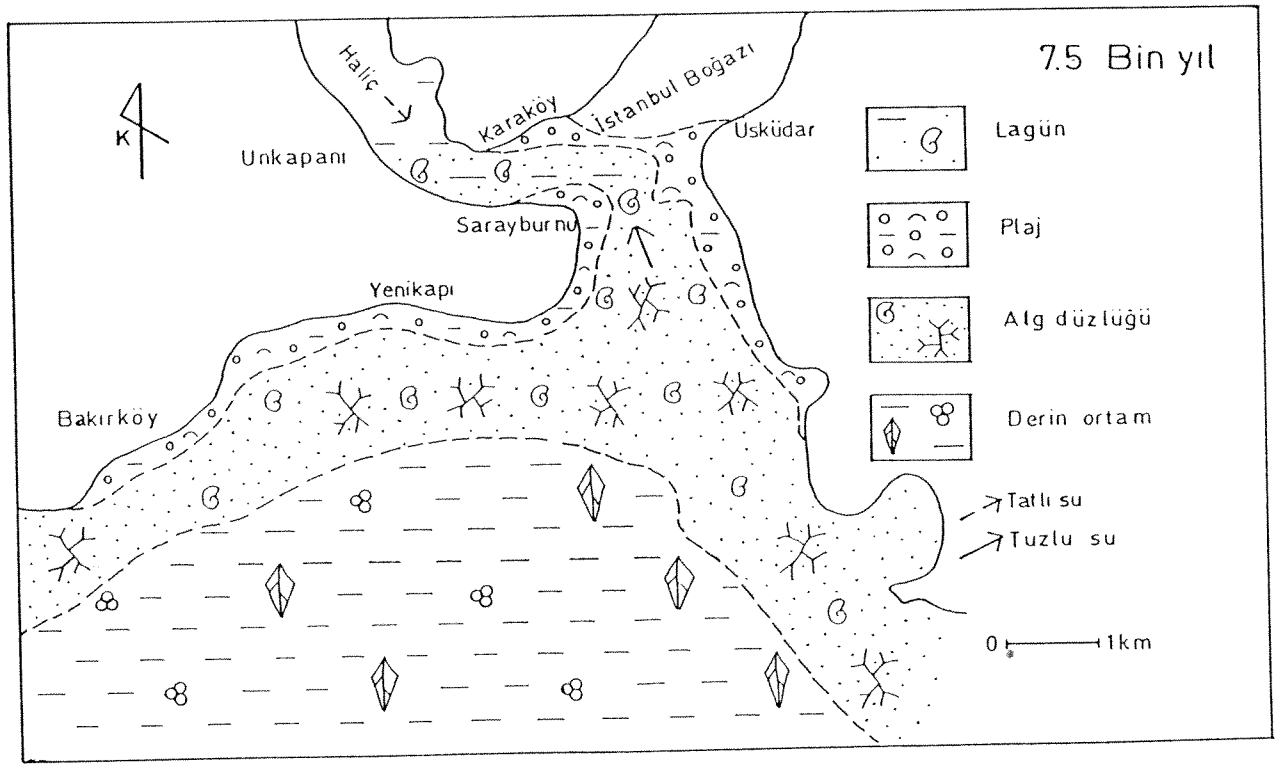
Bu güzergah boyunca yapılan sondajlarda temele ulaşan Holosen istiflerinin ortalama kalınlığı 20 m kadardır. İstif temel üzerinde yoğun çakıllı koyu gri renkli Ammonia'lı çamurlar ile başlar. Ufalanmış kavkı kırıklı ve iyi yıkanmış plaj kumlarından oluşan daha üst seviyeler (falün) içinde genelde kırmızı algler ile ortak yaşayan *Planorbulina, Lobatula, Sphaerogypsina* ve *Rosalina* gibi bentik foraminifer cinsleri ve bunlara ait türler yoğun olarak bulunur. İstifin en üst düzeyleri de polijenik çakıllı güncel atık malzemeli çamurlar ile temsil edilmiştir(Şekil 30). Üsküdar koyunda yapılan sondajların kumlu düzeylerindeki kabuklardan alınan ESR yaşı yaklaşık 5. 6 bin yıldır.

Vürm'de (Son Buzul Dönemi) deniz su seviyesinin Marmara Denizi' nde -105 m kadar düşmesi, bu denizin Akdeniz - Karadeniz ile olan bağlantısının kesilmesine neden olmuş ve bölge aşınma koşullarının egemen olduğu süreç içine girmiştir (13. 5 bin yıl, Ryan vd.1997). Haliç ve Boğaz girişinde, Karbonifer temel üzerindeki Holosen istiflerin tabanındaki, çimentosuz iri çakıllı çamurlu düzeyler, bu aşınmanın depolarıdır. Kalınlığı genelde değişken bu seviyelerin üzerinde Flandriyen Transgresyonu' nun bol fosilli ve çimentolanmamış çökelleri yer alır. Su seviyesinin giderek yükselmesi, denizel etkinin artması ve yerel tektonizma (Barka ve Kadinsky-Cade.,1988; Yılmaz ve Sakınç,1990; Gökaşan vd.,1997; Yılmaz, 1996; Yılmaz ve Oktay,1996); Akdeniz kökenli çoğu bentik foraminifer cins ve türlerinin bölgeye yerleşmesine olanak sağlamıştır (Şekil 4)



Şekil 30. İstanbul Boğazı Marmara çıkışında yapılmış sondajların korelasyonu

Holosen başlarında, denizel koşulların, Unkapanı - Karaköy (Haliç girişi) alanındaki, Kağıthane ve Alibeyköy dereleriyle beslenen tatlı su ortamını etkilemeye başlamasıyla, örihalin koşulların hüküm sürdüğü tuzluluğu az, zaman zaman da denizel koşulların etkin olduğu lagün benzeri bir ortam gelişmiştir (Şekil 31).

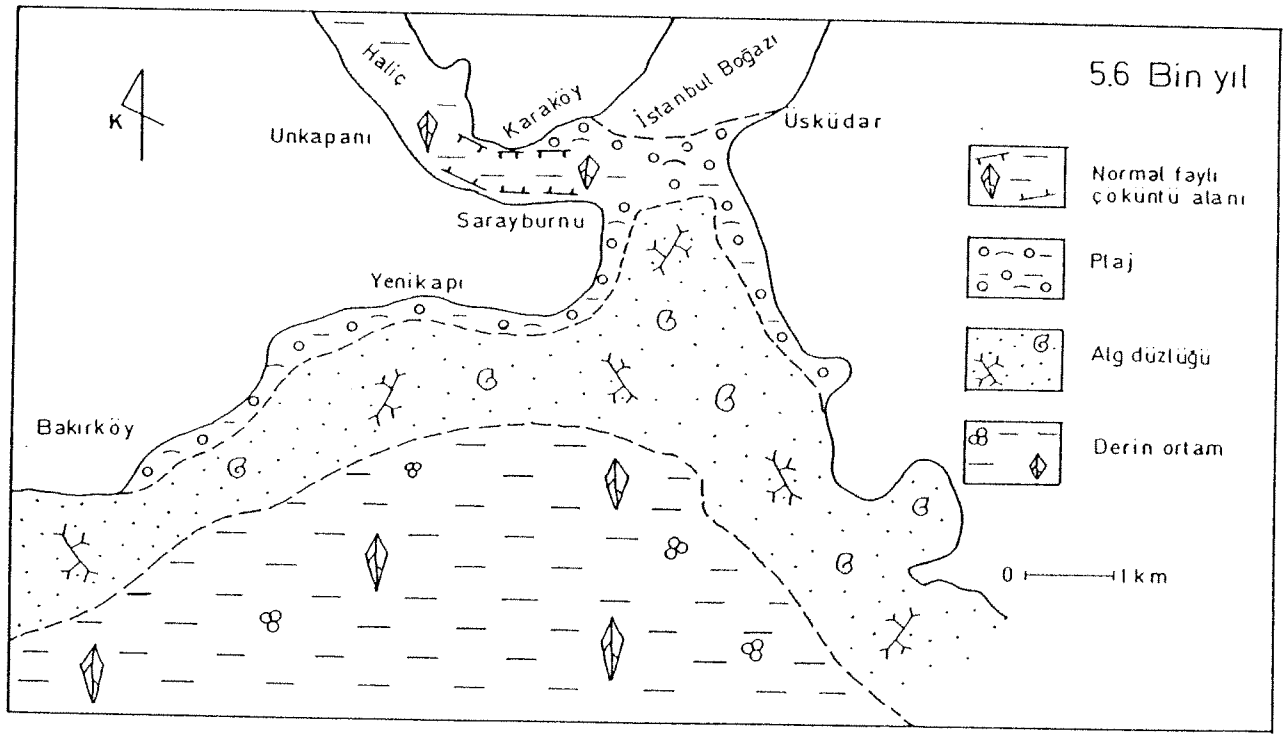


Şekil 31. İstanbul Boğazı Marmara çıkışının 7.5 bin yıl önceki paleocoğrafyası ve biyofasiyes dağılımı.

Bu tip ortamların karakteristiği olan *Ammonia beccarii, A. tepida, Aubignyana perlucida, Elphidium crispum,* ile *Textularia agglütinans, Pyrgo elongata* ve *Lobatula lobatula* gibi Akdeniz kökenli türlerinin bir arada bulunuşu, bölgede koşulların giderek denizelleştiğini belirtmektedir (ESR, Göksu vd.1990; C_{14},' 7. 5 bin yıl, Ryan vd.1997). erken-geç Holosen'de bölgedeki yerel tektonik duraysızlıklar (Gökaşan vd.1997; Yılmaz,1997), ortamın çökerek derinleşmesine neden olmuş (Şekil 24), bunun sonucunda gelişen anoksik koşullarla birlikte, *Brizalina spatulata, Bolivina alata, Cassidulina carinata* ve *Nonionella turgida* gibi bu koşulları tercih eden türler ortamda gelişmişlerdir. Bivalv kabuklarındaki yaş verileri (Göksu vd.1990), yerel tektonizmanın aktif olduğu dönemin yaklaşık 5. 6 bin yıl önce bölgede etkin olduğunu açıklamaktadır.

Sarayburnu-Kızkulesi-Üsküdar sondajlarında Holosen istif tabanda çakıllı, az kavkı kırıklı çamurlu düzeyler ile, kırılmış kavkılı ve alg parçalı ince kumlardan oluşmuştur. İstif içinde yerel mercekler halinde çoğunlukla kırık bivalv kavkılarından meydana gelmiş falünler yer alır. Bu merceksel düzeyler bugünkü deniz tabanından yaklaşık 15 m derinde bulunmaktadır. ESR ile 5. 6 bin yıl olarak yaşlandırılan istifin bu düzeyleri, *Adelosina mediterranensis, Miliolinella dilatata, Patellina corrugata, Asterigerinata adriatica, Rosalina brady, Lobatula lobatula, Planorbulina mediterranensis* ve *Gypsina globulus* kırmızı alg toplulukları ile karakteristiktir.

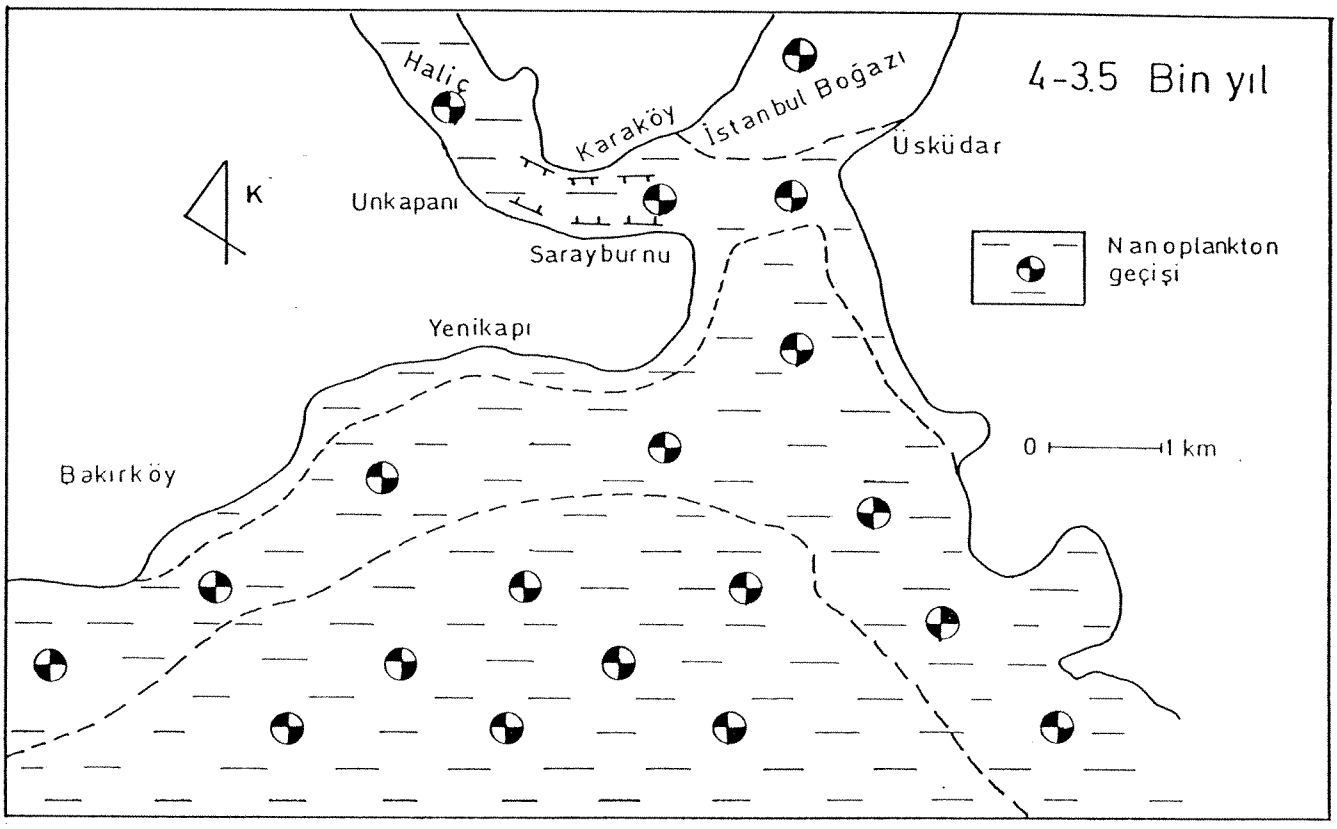
Her iki bölgedeki paleobiyolojik veriler, Sarayburnu-Kızkulesi-Üsküdar arasında bir alg düzlüğü - plaj ve bunun gerisinde (Unkapanı-Karaköy) tektonik kontrollü derinleşen lagüner bir ortamın erken-geç Holosen'de geliştiğini belirtmektedir (Şekil 32).



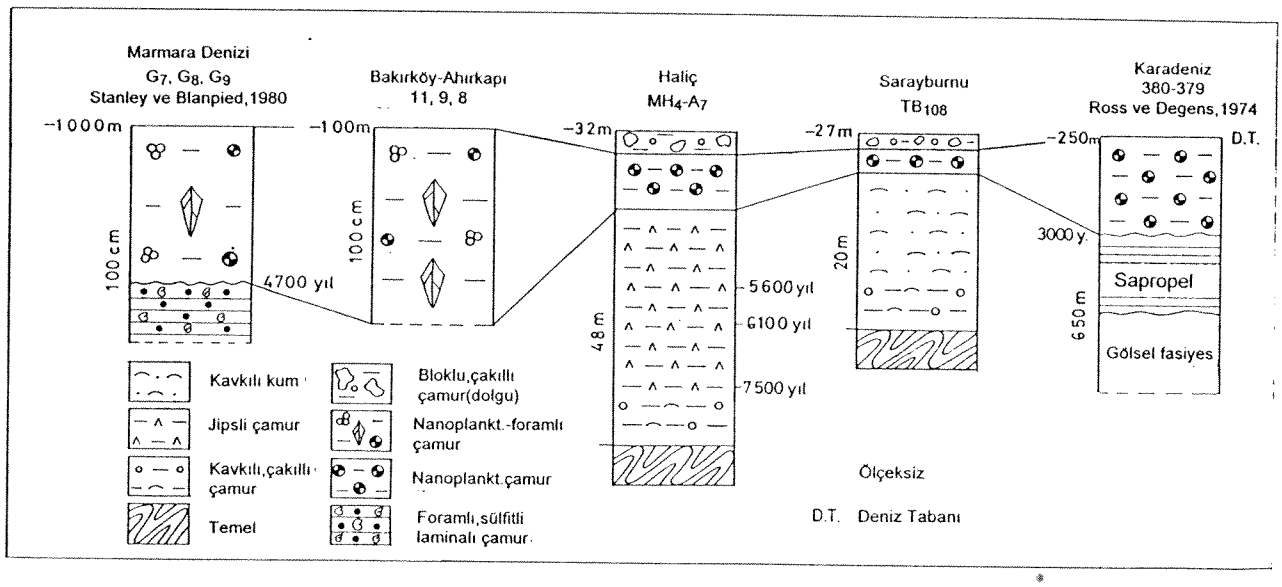
Şekil 32. İstanbul Boğazı Marmara çıkışının 5.6 bin yıl önceki paleocoğrafyası ve biyofasiyes dağılımı.

Sondajlarda, Holosen istifin üst düzeylerinde izlendiği kadarıyla, Haliç ağzının bu korunaklı ve enerjisi düşük ortamına, Akdenizi'n son ürünü *Emiliana huxleyi*' nin gelmesiyle (Şekil 33), geç Holosen' de istifin üst düzeylerinde bu nanoplankton ile birlikte *Coccolithus pelagicus, Reticulafenestra pseudoumbolica*'dan oluşan bolluk zonu (NN_{21}) oluşmuştur (Toker ve Şengüler, 1990). Karadeniz çıkışında varlığı 3 bin yıl olarak tarihlenen (Ross ve Degens,1974) bu zon,

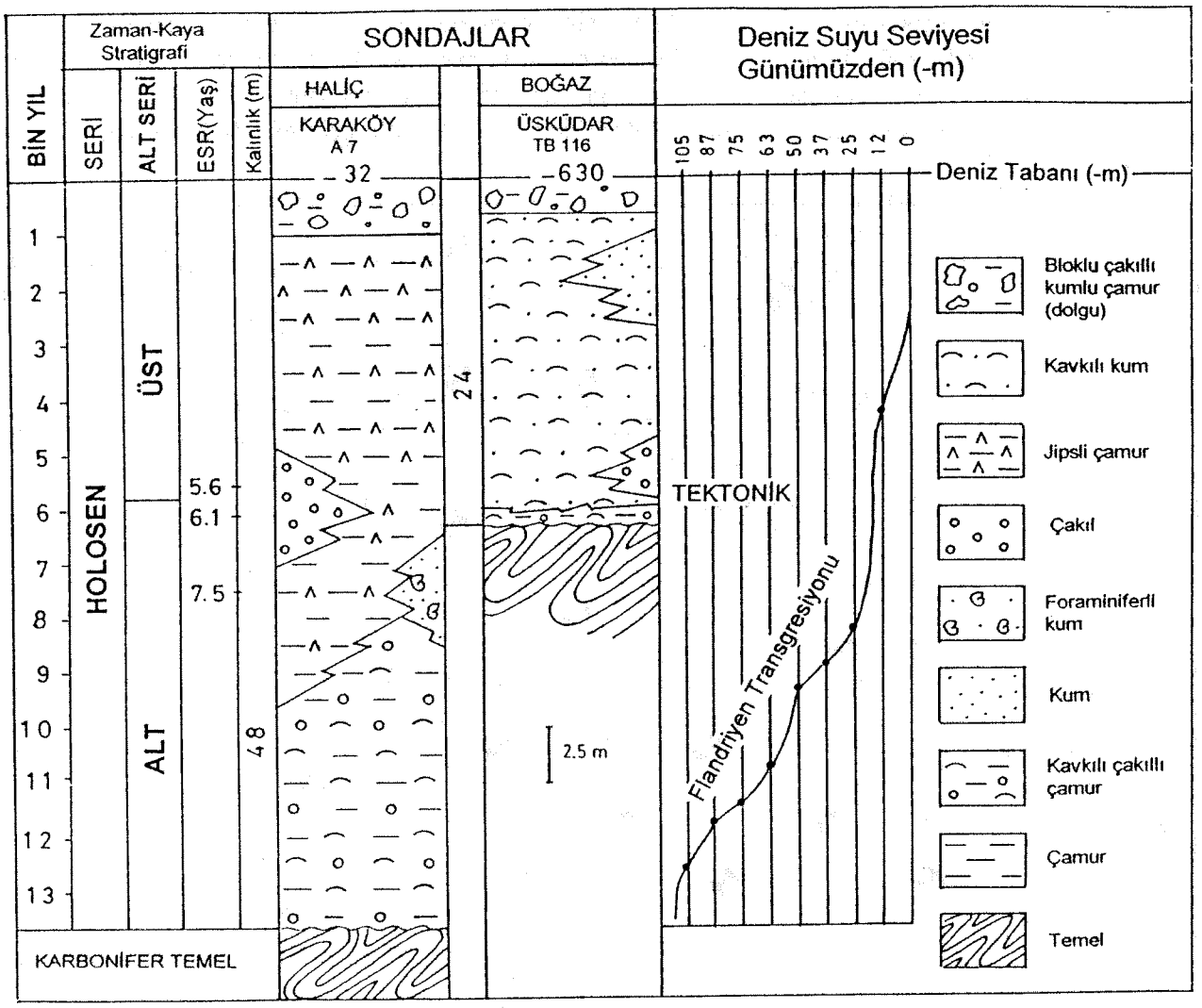
Bakırköy-Ahırkapı açıklarındaki Brizalina'lı ve algli çamurlar ile karşılaştırıldığında (4. 7 bin yıl, Stanley ve Blanpied,1980), bunun Üst Holosen'in üst seviyelerine karşılık geldiği anlaşılmıştır. Bu da bize *E. huxleyi'* nin yaklaşık 4-3. 5 bin yıl arasında yerel tektonik hareketler ve deniz su seviyesinin yükselmesi sonucunda İstanbul Boğazı'ndan Karadeniz'e geçtiğini doğrulamaktadır (Şekil 34 ve 35).



Şekil 33. İstanbul Boğazı Marmara çıkışının 4-3.5bin yıl önceki paleocoğrafyası ve biyofasiyes dağılımı.



Şekil 34 Marmara, Haliç Bakırköy, Sarayburnu ve Kardeniz'de yapılmışçalışmalarda elde edilen istiflerin karşılaştırılması



Şekil 35. Haliç ve İstanbul Boğazı (Karaköy ve Üsküdar) sondajlarının dikme kesitleri

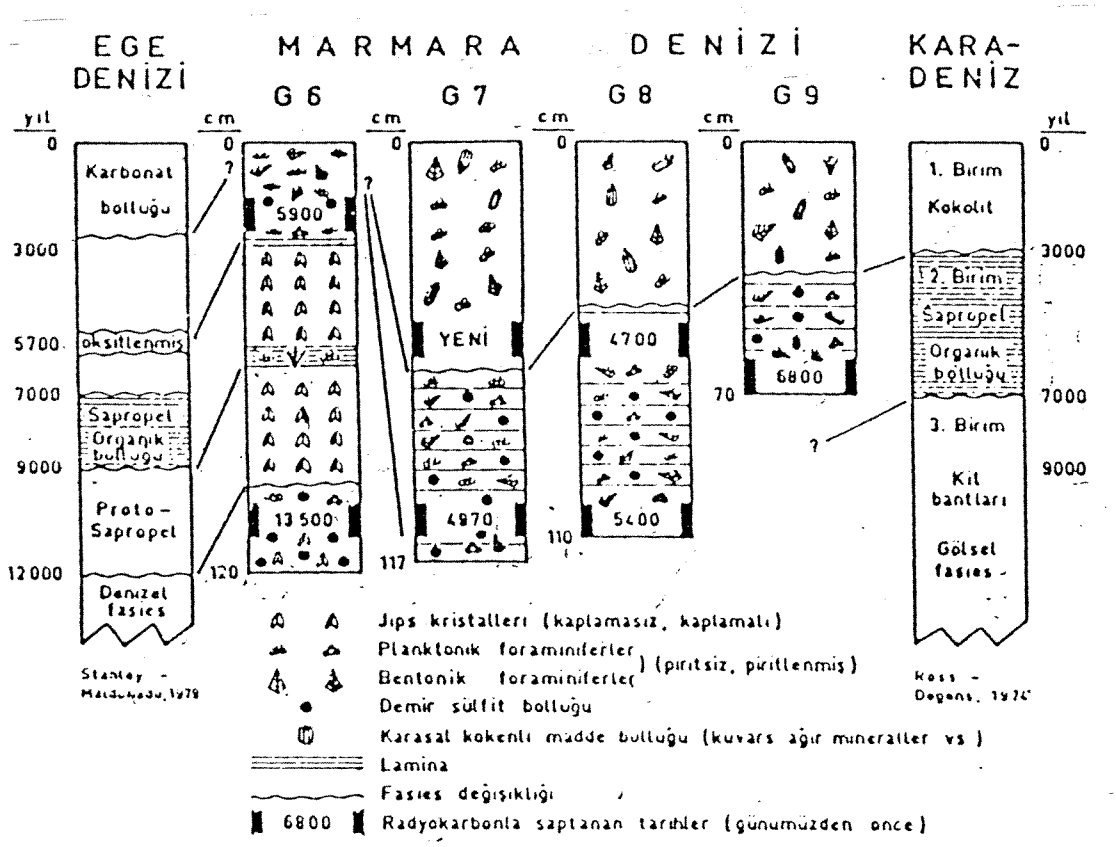
Gökaşan vd. (1997) göre İstanbul ve çevresinde 5-4 bin yıl civarında önemli tektonik olaylar gerçekleşmiştir. Marmara Denizi'nin kuzey kıyısında denizel havza durumunda olan bazı bölgeler (Ayamama, Kuşdili ve Marmara Ereğlisi Holosen Havzaları; Meriç vd.1991; Yılmaz ve Oktay,1996) bu olaylar eşliğinde karasallaşmış kara olan bazı kesimler havza haline gelmiş, sığ denizel ortamlar da hızla derinleşmiştir (Yılmaz ve Oktay,1996). İstanbul Boğazı'nın Marmara çıkışı 5-4 bin yıl önce genel olarak 10-15 m derinlikteki alg düzlükleri, karaya doğru koylar şeklinde iken, bu zamanda faylanma türü tektonikle çökerek, içinde çamur depolanan 35-55 m derinlikli anoksik havzalar haline dönüşmüştür. Bakırköy - Ahırkapı (İstanbul Boğazı Girişi) açıklarındaki şelf karotlarında da açıkça görüldüğü gibi, alg düzlüğü üzerindeki kalın çamurların varlığı bu olayları destekleyen önemli kanıtlardır.

2.3.2.2. Orta Marmara

2.3.2.2.1. Marmara Denizi derin çukurları Holosen Depoları

Marmara Denizi derin çukurlarından elde edilen gravite kor örneklerinde litolojik, biyolojik kayıtlar ve bunların tarihlendirilmesi, Marmara Denizi'nde son buzuldan itibaren Holosen dönemi boyunca meydana gelen paleo-oşinografik değişiklikleri ve son dönem su geçişlerini açıklamaktadır.

Litofasiyesleri radyokarbon ile tarihlendirilen sondaj karotları (Pleyistosen-Holosen) Doğu Marmara çukurluğu adı verilen en doğudaki çukurluktan alınmıştır. Bu karotlardaki litostratigarik birimlar ve biyo fasiyesler Karadeniz ve Doğu Akdeniz' in genç yaştaki benzer litostratigarfik birimleri ile karşılaştırılmıştır. Çalışma alanındaki karotlarda özellikle Holosene ait koyu renkli ve organik madde bakımından zengin sapropel tabakalarının yaşlarında önemli farklılıklar saptanmıştır. Bunların yaşı Ege Denizi'nde günümüzden yaklaşık olarak 7-9 bin yıl öncesidir. Karadeniz'de is bu 7-3 bin yıl öncesi döneme karşılık gelmektedir(Şekil 36). Akdeniz sapropellerinin kökeni hala tartışma halindedir. Ancak genelde Akdeniz ve Karadeniz sapropellerinin büyük ölçüde iklim değişmeleri sonucunda oluştuğu tahmin edilmektedir. Bu değişikler nedeniyle yer yer farklı yoğunlukta su katmanları oluşmuş, sudaki eriyik haldeki oksijen azalmış ve hidrojen sülfit meydana gelmiştir. Öksinik koşulların oluşması yüksek formdaki canlıların gelişmesini engellemiştir. Bir çok araştırıcıya göre Akdenizdeki en yeni Holosen sapropelleri (Grosswald,1980) sıcak bir dönemin ürünüdür. Bununla birlikte Levantin ve İyonya çukurluklarında sapropellerin oluşumu, sığ İstanbul Boğazı eşiğinin derinliği ile doğrudan ilişkilidir. Çünkü bu eşik Karadeniz'in tatlı sularının batıya taşmasını kontrol etmiştir. Buna karşılık en yeni Karadeniz sapropellerinin yaş ve stratigrafik durumu boğazın derinliği ve östatizim ile ilgili değildir. İstanbul ve Çanakkale boğazları arasındaki derinliklerin arasındaki fark sadece 10-15 m kadardır. Bu fark Karadeniz'deki Holosen sapropellerinin çok genç oluşunu açıklamak için yeterli değildir.



Şekil 36. Marmara Denizi sondajlarının sadeleştirilmiş birimleri ile Ege Denizi ve Karadeniz'in stratigrafik birimlerinin korelasyonu

Stanlet ve Blanpaid 'e (1980) göre, Marmara derin çukurlarından alınan karotlardaki lito ve biyo fasiyes ile bunlardan elde edilen radyokarbon yaş değerlerinin karşılaştırmaları yapılmıştır. C6 nolu karotun tabanındaki yaş değeri günümüzden 14 bin yıl öncesine aittir. Bu seviye genelde zeytini renkli killi siltten oluşmuştur. Kumlar içinde önemli değerde demir sülfit bulunmaktadır ve bentik-planktik foraminifer kavkılarının içini doldurmuştur. Çok az değerde de jips kristalleri bazı doğal

tuzlu göllerin varlığını işaret etmekteysede kökeni kuşkuludur. Bu fasiyes güneyden dış kuvvetlere açık geniş bir şelf ile çevrili, anaerobik koşulların etkin olduğu olasılıkla tuzlu bir göldeki birikmeyi göstermektedir. Östatik eğriye göre deniz seviyesinin hızla yükseldiği bu dönemde Ege Denizi'nin seviyesi bugünkünden en az 60 m alçaktaydı ve Çanakkale Boğazı Marmara Denizi'ni Ege'den ayırıyordu. Bu dönemde İstanbul Boğazı muhtemelen Marmara Gölü'nü Karadeniz'den ayıran bir akarsu vadisi şeklindeydi. Bu dönem Karadeniz'i ise kuzeydeki buzul örtüsünden tatlı sularla beslenmiş ve tatlı su koşulları ortamda egemen olmuştur. Bu verilere göre yaklaşık bu dönem ile 12 bin yıl önce arasında, birbirinden tamamen ayrı herbirinin suları da farklı özelliklerde üç denizin bulunduğu sonucu ortaya çıkmaktadır.

12 bin yıl öncesini temsil eden seviyelerde ince taneli çökeller koyu zeytini-gri bir renk alır. Kaba silt oranı artar ve düzenli olmayan laminalanma dikkati çeker. Jipslerde ani bir artış gözlenir. Bu seviyenin üzerindeki 12-9. 5 bin yılları arasını temsil eden çökel topluluğu içinde saydam jips kristalleri az demir sülfit ve az planktik foraminifer ve nadir olarak da kokolitlere rastlanılır. Bu kayıtlar ortamda eriyik haldeki oksijenin tükenme noktasında olduğunu ve halen redüksiyon koşulların devam ettiği lagüner ortamın sürekliliğini koruduğunu belirtmektedir. Ancak, ortama civar havzalardan az miktarda su katılımları bu dönemin sonuna doğru başlamıştır. Bu arada Ege Denizi Marmara Denizi'ne ufak taşmalar yapacak kadar –50 m kadar yükselmiştir. Çökeller içindeki planktik foraminifer ve nannoların varlığı bunu doğrulamaktadır. Ancak, organizma kavkılarının içinin demir sülfit ile dolu olması dipte oksijensiz koşulların eski özellikleriyle kaldığını vurgulamaktadır.

Günümüzden 12- bin yılları arasında Karadeniz gerilemekte olan Avrupa buz örtüsünün erime suları ile beslenen büyük akarsuların (Tuna, Dinyeper ve diğ) ve Hazar Denizinden taşan suların toplandığı bir tatlı su gölü durumundadır. Bu durum nemli bir iklimin bölgede egemen olduğunu belirtmektedir. Bu iklim nedeniyle Karadeniz önemli ölçüde yükselmiş ve çok miktarda su İstanbul ve Çanakkale Boğazlarından batıya doğru geçmiştir. Çökel istifte 2-12cm lik protosapropelik düzeyin varlığı Marmara'ya çok miktarda tatlı Karadeniz suyunun karıştığını ve bu dönemde yağışın buharlaşmaya göre fazlalaştığını belirtmektedir. Proto-sapropeller Ege ve Akdenize bağlı havzalarda farklı özellikte su kolonlarının belirdiğini ve oksijenin azalmaya başladığını belirtmektedir.

Günümüzden yaklaşık 10-9 bin yıl öncesine ait sevyeler koyu renkli ve ince laminalıdır ve daha az oranda demir sülfit içerir. Planktonik foraminifer ve kokolitler az olmakla brlikte ilk kez açık denize ait bentonik foraminiferler görülmeye başlanmıştır. Bu dönemde tuzlu Akdeniz suları çok az da olsa İstanbul Boğazı'ndan geçerek Karadeniz'e ulaşmıştır. Böylece günümüzden yaklaşık 9. 5-7 bin yıl önce ilk kez Marmara Denizi üzerinde iki yönlü akış rejimi oluşmuştur.

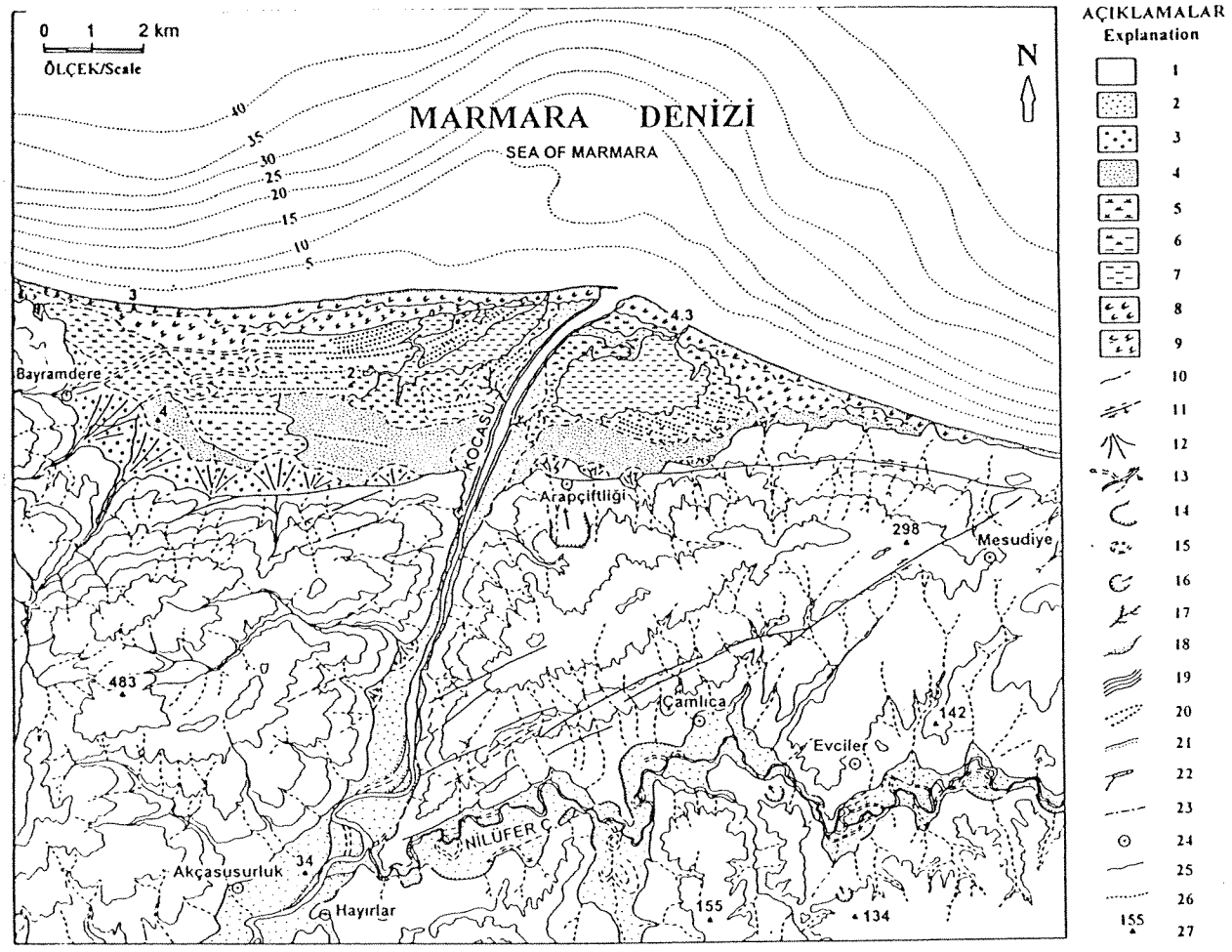
7-6 bin yıl öncesini temsil eden çökeller karışık laminalı ve açık renklidir. Jips kristalleri kaybolmuştur. Planktonik ve bentonik foraminiferlerde belirgin bir artış vardır. Bu dönemde Marmara'da gerçek bir deniz rejimi egeme olmuştur. Ancak havzanın derin kesimlerinde halen oksijensiz alanlar bulunmaktadır. Bu zaman aralığında (7-3 bin yıl arası) Akdeniz kökenli sular artan oranda Marmara'ya girmeye başlamışlardır.

2.3.2.2.3. Güney Marmara

Güney Marmara kıyılarında Holosen döneminde deniz su seviyesinin yükselmesi ve aktif tektonik hareketler özellikle bu yöredeki kıyıların biçimlenmesinde ve Manyas, Ulubat gölleri ile Gönen ve Kocasu deltalarının oluşumunda etkili olmuştur.

Marmara Denizi güneyinde Kapıdağ Yarımadası dışında kalan kıyılar D-B doğrultusunda uzanım sunarlar. Bu hat üzerinde Kapıdağ Yarımadası bir çıkıntı oluşturur ve bir tombolo ile ana

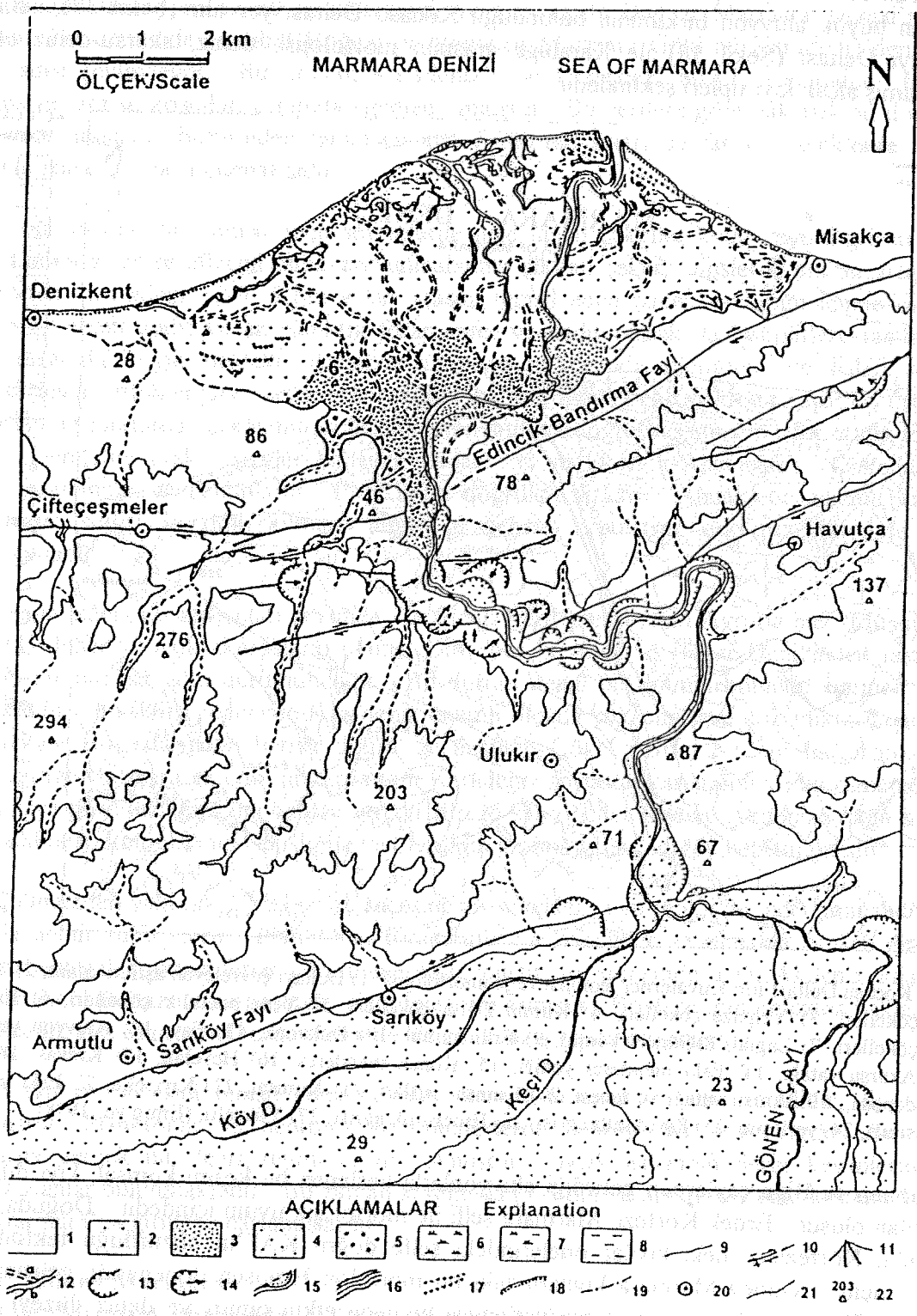
karaya bağlanmıştır. Kıyı boyunca Erdek, Bandırma ve Gemlik körfezleri dikkati çeker. Doğudaki (Bandırma-Gemlik)kıyı şeridi aktif fayların kontrolü altındadır ve fay sarplıklarına yaslanmış küçük koylar içeren falezli kıyı tipleri oluşmuştur. Kapıdağın doğu kesiminde kalan bu kıyı şeridinde bölgenin en büyük alüvyon birkiminin bulunduğu Kocasu Deltası yer alır (Şekil 37). Batıda ise Gönen Çayı Deltası (Şekil 38) ile Karabiga arasının morfolojisi, deniz, akarsu-deniz etileri ile şekillendirilmiş alçak kıyı tipleri şeklindedir.



Şekil 37. Kocasu Deltası'nın Kuvaterner jeolojisi ve jeomorfolojisi: 1) Deltayı çevreleyen aşınım alanı, 2) Taşkın ovası çökelleri, 3) Yelpaze çökelleri, 4) Kumlu Delta çökelleri, 5) Yeni bataklık çökelleri, 6) Eski bataklık çökelleri, 7) Lagün, 8)Güncel kumul, 9) Eski kumul, 10) Dokanak, 11) Fay, 12) Alüvyon yelpazesi, 13) Akarsu yatağı, 14) Eski menderes yeniği, 15) Kopuk menderes, 16) Heyelan, 17) Krevas, 18) Burunseti deposu,, 19)Akarsu yatağı ve levesi, 20) Kumsal sırtları, 21) Kumsal, 22) Kıyı oku, 23 Eski ve yeni delta sınırı, 24) yerleşim, 25) Eşyükselti eğrisi, 26) Eşderinlik eğrisi, 27) Yükselti, (Emre vd. 1998)

Gönen ve Biga çaylarının getirdiği alüvyonlarla beslenen bu kesim kumsal, kıyı düzlükleri ve deltalardan oluşur. Erdek Körfezi, Marmara şelfi ile morfolojik uyum içindedir. Doğuda, Bandırma ve Gemlik Körfezleri'ndeki kıyılar önelerindeki şelfe doğru KAF'ın olşturduğu tektonik kökenli oluklarla açılır. Güney Marmara kıyılarındaki bu morfoloji Holosen döneminde gelişmiştir (Emre vd.1998). Holosen dönemi son deniz ilerlemesi bölgede etkin olmuş ve deniz düzeyi değişimleri akarsu ağızlarındaki deltalarda belirgin kayıtlar bırakmıştır. Bunlar Kocasu ve Gönen Çayı deltalarında izlenir. Bu kesimde 4-6 m kotlarında bulunan eski delta bölümleri denizin Holosen'deki yüksek seviyelerini tanımlayan oluşumlardır. Bu dönemdeki 5 m seviyesi Biga Çayı Deltası'nda günümüz kıyı çizgisinden yaklaşık 13. 5 km kadar kara içine sokulan eski kıyı izleri ile tanınmaktadır. Bu seviyeye ilişkin çökeller Biga Çayı Deltası gerisinde bataklık olarak korunmuş Ece Gölü

çevresindeki kumsal düzlüklerini oluşturmaktadır. Çökeller içinde tatlı su ortamını temsil eden faunanın yanı sıra denizel kavkıların da bulunması Karabiga yöresinde Holosen döneminde denizin dar bir körfez şeklinde kara içine girdiğini kanıtlamaktadır.



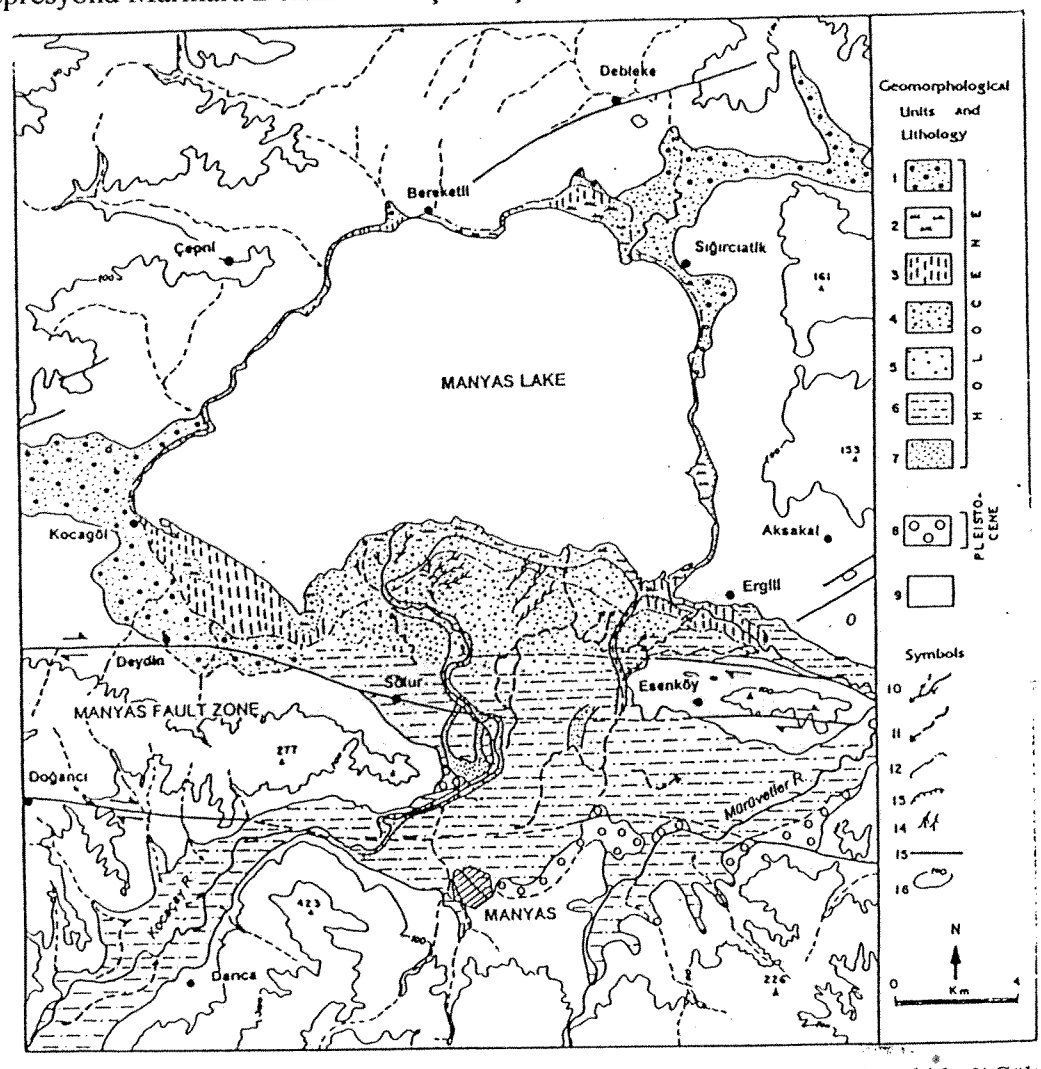
Şekil 38. Gönen Çayı Deltası'nın Kuvaterner jeolojisi ve jeomorfolojisi 1) Deltayı çevreleyen aşınım alanı, 2) Yeni delta çökelleri, 3) Eski delta çökelleri, 4) Taşkın ovası çökelleri, 5) Yelpaze çökelleri 6) Yeni bataklık, 7) Eski delta, 8) Lagün, 9) Dokanak, 10) Fay, 11) Alüvyon yelpazesi, 12) Eski Akarsu yatağı, 13) Eski menderes yeniği, 14) Heyelan, 15) Burunseti deposu,, 16)Akarsu yatağı ve levesi, 17) Kumsal sırtları, 18) Kumsal, 19) Eski ve yeni delta sınırı, 20) yerleşim, 21) Eşyükselti eğrisi, 22) Yükselti, (Emre vd. 1998)

Delta oluşumları dışında kıyı gerisinde yeralan Holosen yaşlı yelpazelerde iki önemli gelişim izlenir. Ece gölündeki şevde eski kıyıyı temsil eden kumsal çökelleri altındaki killer içinde seramik ve benzeri gibi eski kültür kalıntıları, Marmara Denizi'ndeki 5 m lik en son seviye yükseliminin tarihsel dönemlere karşılık gelebileceğinin kanıtlarıdır (Emre vd.1998)

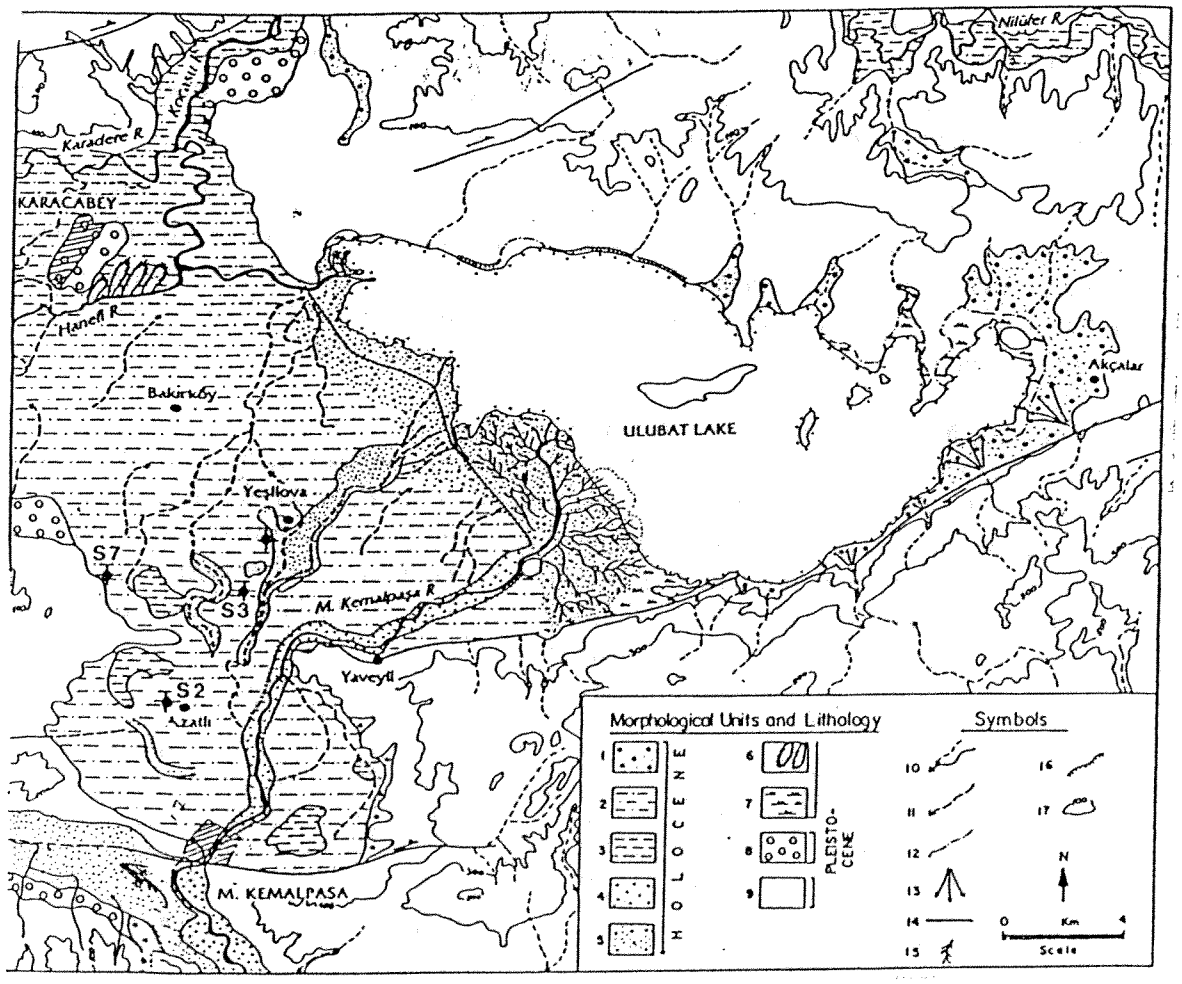
Holosen'de global deniz suyu seviyesinde meydana gelen yükselmeler Güney Marmara'da da etkili olmuş, bu bölgede bulunan vadiler ve havzaların tabanlarında alüvyon boğulmaları meydana gelerek günümüz ovaları bu zaman içinde şekillenmişlerdir. Pleyistosen'de birer aşınım oluğu olan Manyas ve Uluabat Göl tabanları Holosen dönemi içinde Kocasu çayı ve kollarının getirdiği alüvyon dolguları ile sedlenerek Göl çanakları haline dönüşmüştür (Emre vd.1998).

2.3.2.3.1. Ulubat ve Manyas Göllerinin Oluşumu

Bu göller Karacabey-Manyas depresyonunun önemli bir kısmını işgal eder. Bu depresyon Kuvaterner başında Marmara Denizi güney kıyıları botunca D-B doğrultususnda gelişmiş faylarala şekillenmiştir (Şekil 39). Önceleri dış dreneja kapalı olan depresyonun KD da Nilüfer Çayı'nı drenajı oluşmuş ve bu akarsu Karacabey yönüne boşalmıştır. Nilüfer Çayı, Geç Pleyistosen'de kuzeyden sokulan vadi tarafından kapılmış ve bunun sonucu gelişen Kocasu Boğazı yoluyla da Karacabey-Manyas depresyonu Marmara Denizi'ne akaçlanmıştır.



Şekil 39. Manyas Gölü ve çevresinin Kuvaterner jeolojisi ve jeomorfolojisi 1) Alüvyon, 2) Bataklık, 3)Göltaşkın alanı, 4) Delta, 5) Güncel akarsu yatağı, 6) Akarsu taşkın ovası, 7) Terkedilmiş kanal dolgusu,, 8) Akarsu taraçası, 9) Aşınım alan, 10) Akarsu, 11) Eski akarsu kanalı, 12) Göl taşkın alanı sınırı, 13) Falez, Delta dağıtım kanalı, 15) Fay, 16) Eşyükselti eğrisi (Emre vd. 1998)

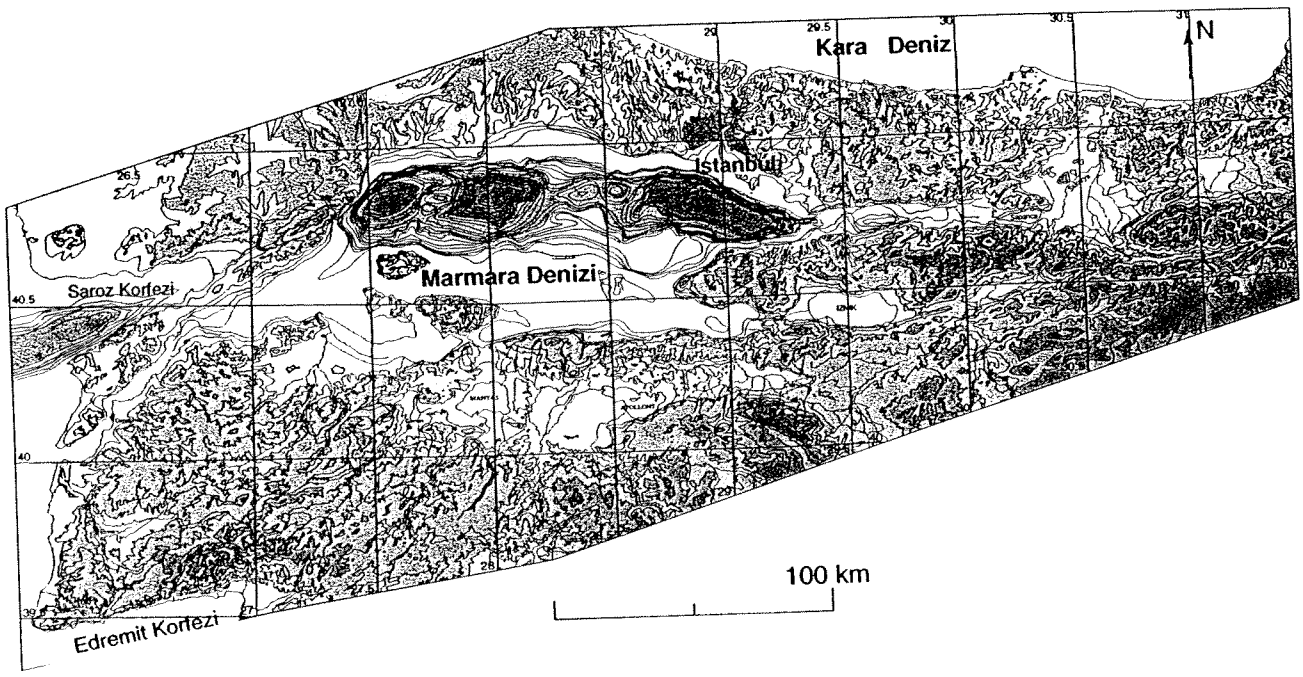


Şekil 40. Ulubat Gölü ve çevresinin Kuvaterner jeolojisi ve jeomorfolojisi 1) Alüvyon, 2) Taşkın ovası 3)Menderes kuşağı, 4) Güncel akarsu yatağı, 5) Delta, 6) Krevas yaygısı, 7) Terkedilmiş kanal dolgusu,, 8) Akarsu taraçası, 9) Aşınım alan, 10) Akarsu, 11) Eski akarsu kanalı, 12) Göl taşkın alanı sınırı, 13) Alüvyon yelpazesi, 14) Fay, 15) Delta dağıtım kanalı, 16) Falez, 17)Eşyükselti eğrisi (Emre vd. 1998)

Holosen başlarında Marmara Denizi su seviyesinin günümüz seviyelerine gelmesi ile başlayan zaman içinde bölgedeki vadiler boyunca alüvyon yığışımları gerçekleşmiştir. Buna bağlı olarak kocasu ağızında Delta gelişmiş Karacabey çöküntü alanının tabanı ise alüvyonlarla doldurularak günümüz ovaları şekillenmiştir. M. Kemalpaşa Çayı eski yatağı olan Güllüce Vadisi'ni terkederek M. Kemalpaşa Ovasına dönmüş, Kocaçay ise Manyas Gölü alanına yönelmiştir(Şekil 39). Bu dönüşler sonrasında, önceden birer aşınım vadisi şeklinde işleyen vadilerin önleri bu akarsuların getirmiş olduğu alüvyonlar tarafından sedlenerek oluşan kapalı çukurluklar, Kocaçay ve M. Kemalpaşa Çayları' nın getirdiği sular tarafından beslenerek Ulubat ve Manyas Gölleri meydana getirmiştir. (Şekil 39 ve 40) (Emre vd.1998). Bölgedeki DSİ sondajları göl kökenli tortul kalınlığının 10 m ulaşmadığını belirtmektedir. Gölde yapılan sondaj loglarının korelasyonu göl çökellerinin sonderece ince olduğunu bu da göllerin genç ve yakın zaman içinde oluştuğunu açıklamaktadır. Ayrıca, her iki gölün çevresinde eski göl kıyı izlerinin bulunmayışı, göllerin çok sığ oluşu ve yukarıda belirtildiği gibi tüm güncel tortulların çok ince oluşu bu göllerin daha öne açıklandığı gibi tektonik kökenli değil de birer set gölü şeklinde Holosen'de geliştiği kayıtlardan anlaşılmaktadır (Kazancı vd.1997)

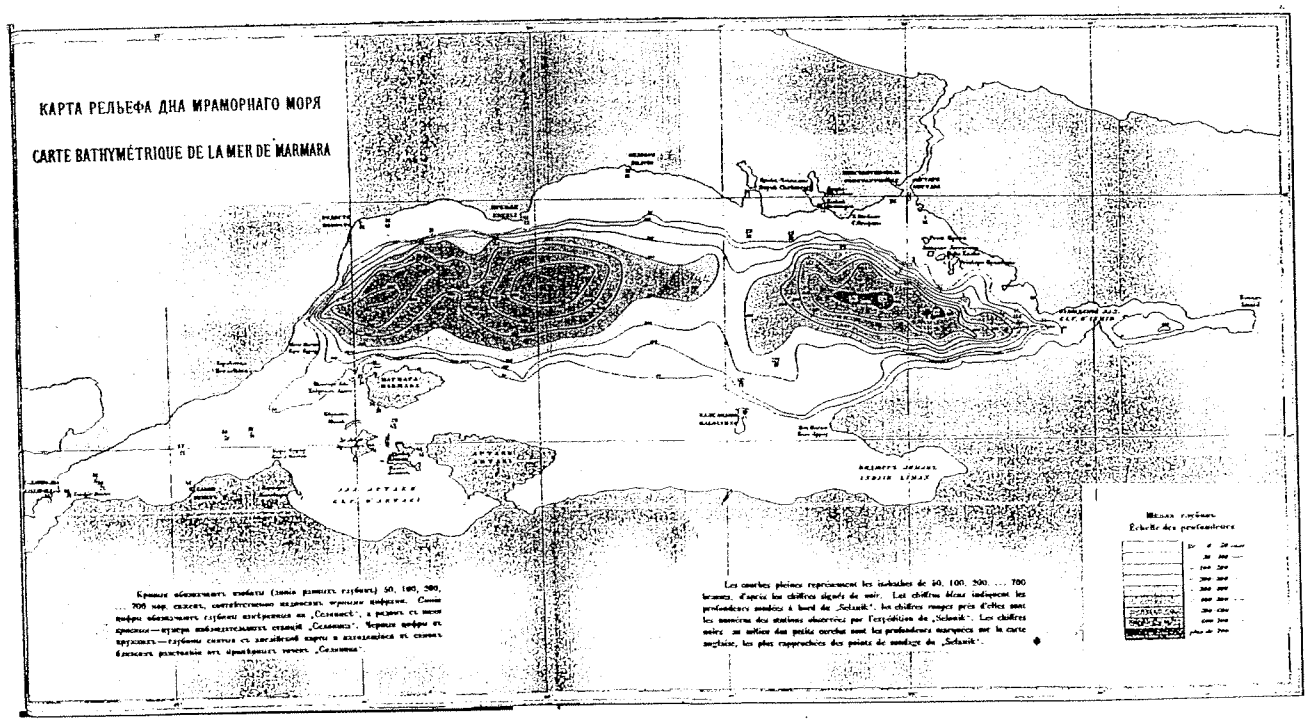
3. MARMARA DENİZİ'NİN BATİMETRİK ÖZELLİKLERİ

Marmara Denizi'nin derin kısımlarının detay batimetrisi (<50 m) henüz iyi bilinmemektedir (Şekil 41).



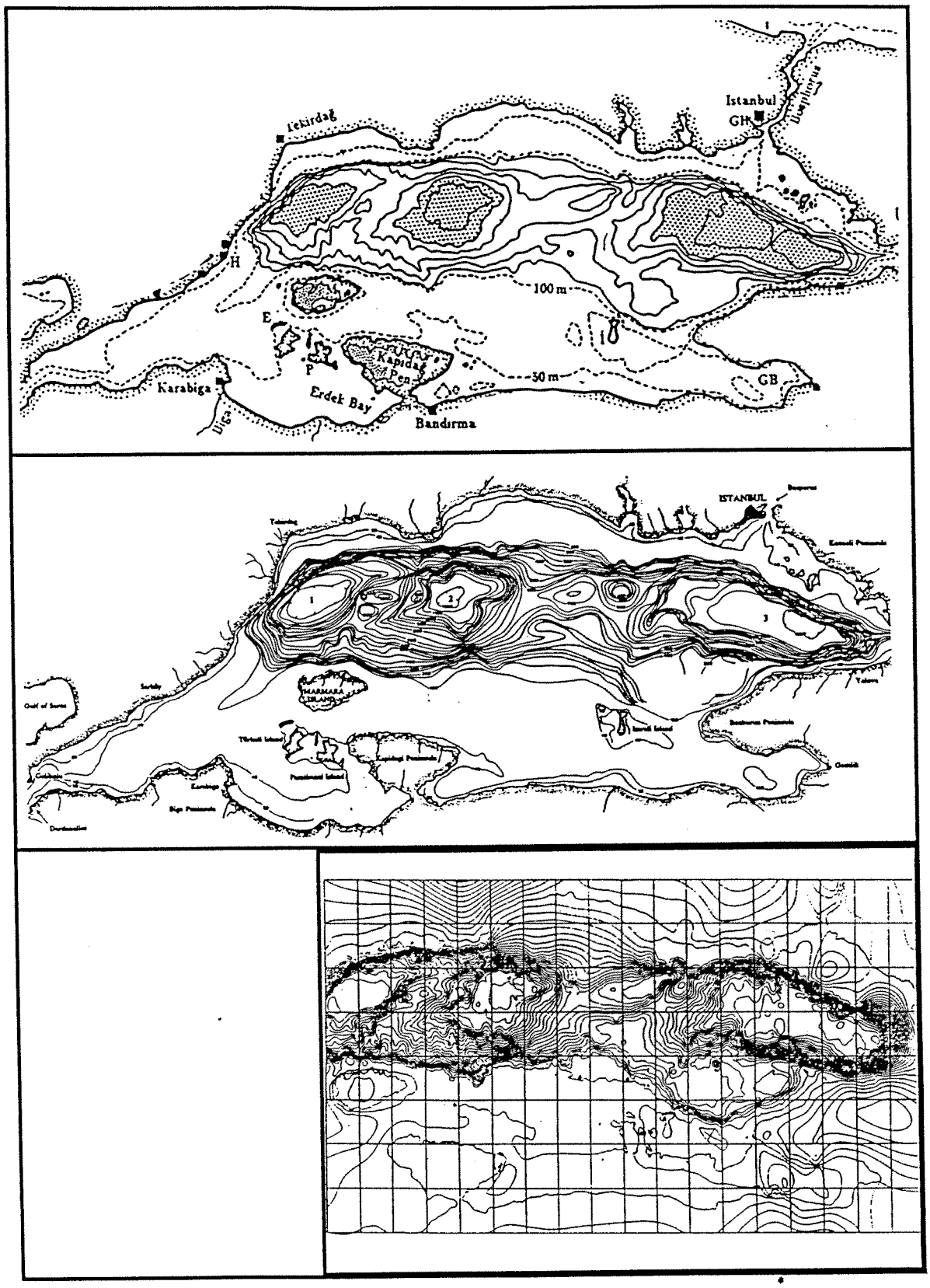
Şekil 41. Marmara Denizi'nin 19. yy sonlarında elde edilen batimetrisi (Andrusov, 1890).

Aslında bugün sahip olduğumuz batimetrik harita yüzyil önce Andrusov'un (1890) batimetrik haritasından pek farklı değildir (Şekil 42).



Şekil 42. Marmara Denizi'nin batimetrisi (Wong vd., 1995) ve çevresinin morfolojisi.

Andrusov'un (1890) çalışması Marmara Denizi ile ilgili bilinen ilk detay bilimsel araştırmalardan biridir. Diğer güncel batimetrik haritalar Şekil 43'de gösterilmektedir.

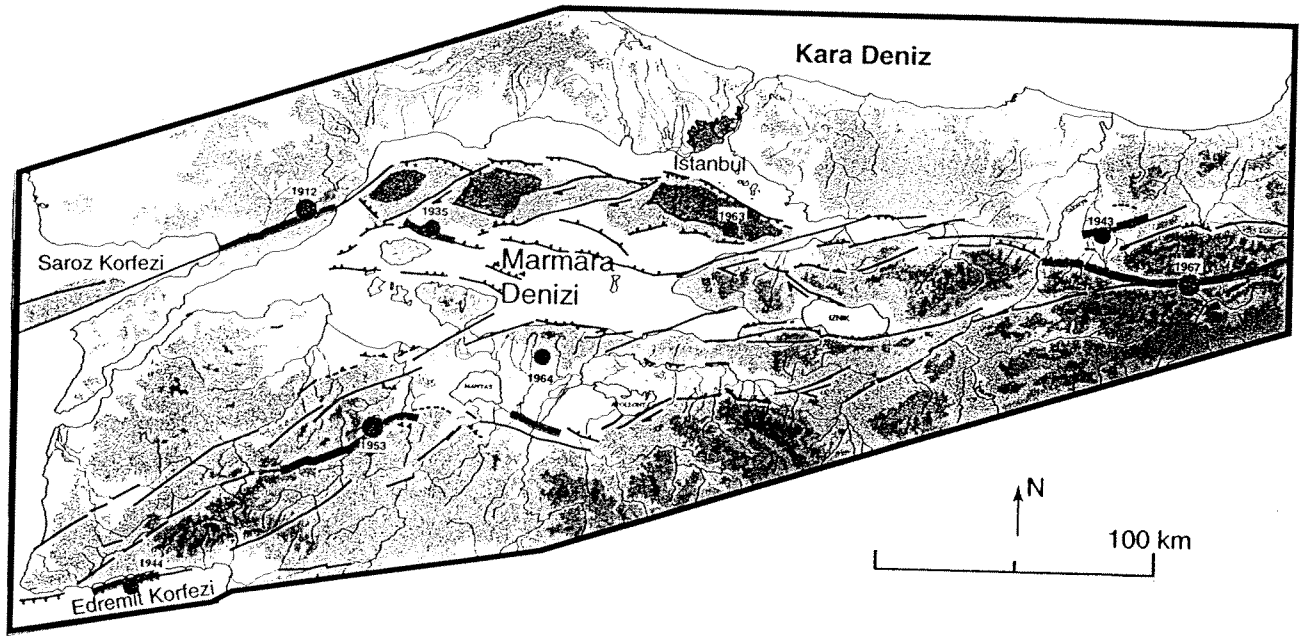


Şekil 43. Marmara Denizi'nin farklı kaynaklarca yapılan batimetrik haritası, a) Deniz Kuvvetleri, Seyir ve Hidrografi Dairesi'nin ürettiği harita, b) Wong vd., (1995) tarafından Musee Oceangraphique de Monaco ve Deusches Hydrographisches (1987) haritalarının birleştirilmesi ile üretilmistir, c) McKenzie (1996).

Bunlar Deniz Kuvvetleri, Seyir ve Hidrografi Dairesi'nin ürettiği harita, ikincisi Wong vd., (1995) tarafından Musee Oceangraphique de Monaco ve Deusches Hydrographisches (1987) haritalarının birleştirilmesi ile üretilmiştir. Sonuncu harita McKenzie (1996) tarafından hazırlanmıştır. Batimetrik olarak Marmara Denizi kuzeyde 2-10 km arasında değişen dar bir şelfe güneyde ise denizin yarı alanı genişliğinde (20-30 km) bir şelfe sahiptir. Bu iki şelf yaklaşık 100 m derinliğindedir. Kuzey de yeralan kıta yokuşunun 22° olmasına rağmen güneydeki kıta yokuşu yalniz 6. 5° dir. Bu iki şelf arasında D-B eksenli Marmara Çukurluğu yeralmaktadır. Bu çukurluk yaklaşık 1335, 1097 ve 1225 m derinliğinde 3 büyük bir küçük basenden oluşmaktadır. Basenler biribirinden iki onemli sırtla ayrılmaktadır. Sırtlar yaklaşık 600 m derinliğindedir ve morfolojik olarak inişli-çıkışlı bir yapı göstermektedir. Bu sırtlardan İstanbul GB 'sında yeralanı orta sırt 25-30 km genişliğindedir. Diğeri ise Marmara Ereğlisi güneyindedir ve daha dardır (~10 km). Orta sırtın kuzeybatı kenarında diğerlerinden daha sığ bir çukurluk yeralmaktadır. Bu bütün basenler ve sırtlar dışında Armutlu Marmara Adası arasında temel kayaların yükselmesi ile ilgili bir bir sırt vardır. Bu sırt deniz içinde sismik refleksiyon profillerinde açıkca görülmektedir.

4. KUZEY ANADOLU FAYI

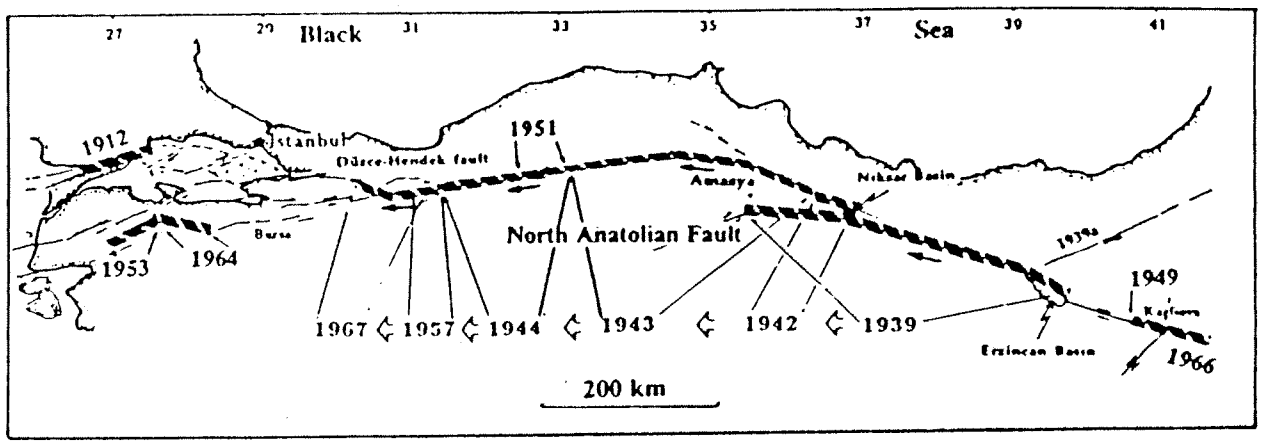
Marmara Denizi'nin oluşumu tamamen Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey ve orta kolları üzerinde hareketi ile ilgilidir (Şekil 44). Kuzey Anadolu Fayı sağ-yanal doğrultu atımlı bir fay olup Sinai Yarımadası'nın kuzeyinde yeralan bir kutba göre saatin tersine bir rotasyonla B ve GB'ya dönerek hareket eden Anadolu-Ege Bloğunun kuzey sınırını oluşturmaktadır (Ketin 1948; Allen, 1969; Ambraseys, 1970; McKenzie, 1972; Şengör, 1979; Barka ve Gülen, 1988; Barka 1992; Oral vd., 1995; Le Pichon vd., 1995; Reilinger vd., 1997; Barka ve Reilinger, 1997).



Şekil 44. Kuzey Anadolu Fayı ve üzerinde bu yüzyılda meydana gelen depremlerin dağılımı (Barka ve Reilinger, 1997).

Kuzey Anadolu Fayı, Doğu Akdeniz Bölgesi'nin en önemli aktif fayıdır ve doğuda Karlıova Kasabası'ndan başlar ve bütün kuzey Anadolu'yu, Marmara Denizi ve Kuzey Ege'yi geçerek Yunanistan'a kadar uzanmaktadır. Uzunluğu yaklaşık 1500 km'dir. Fayın belirgin morfolojik özellikleri arazide, hava fotoğraflarında ve uydu fotoğraflarında kolaylıkla tanınmaktadır, (Allen 1969, Arpat ve Şaroğlu 1972). Kuzey Anadolu Fayı üzerinde yalnız bu yüzyılda 23 adet yıkıcı

deprem (M>6. 6) meydana gelmiş olup özellikle 1939-1967 yılları arasında meydana gelen 7 büyük deprem (1939, M=7. 9, 1942, M=7. 1, 1943, M=7. 6, 1944, M=7. 4, 1951, M=6. 9, 1957, M=7., 1967, M=7. 1) Erzincan'dan Sapanca Gölüne kadar uzanan yaklaşık 900 km uzunluğunda sürekli bir yüzey kırığı oluşturmuştur (Şekil 45), (Ketin 1969, Ambraseys 1970, Barka 1992). Bu depremler sırasında yanal yerdeğiştirmeler 7. 5 m mertebesine kadar çıkmıştır (Koçyiğit 1989, Barka 1992). Fayın hareket hızı GPS verilerine göre ~20 mm/yıl civarindadir.



Şekil 45. Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi ve çevresindeki kolları ve bu yüzyılda meydana gelen büyük depremlerin yüzey kırıkları gösterilmektedir.

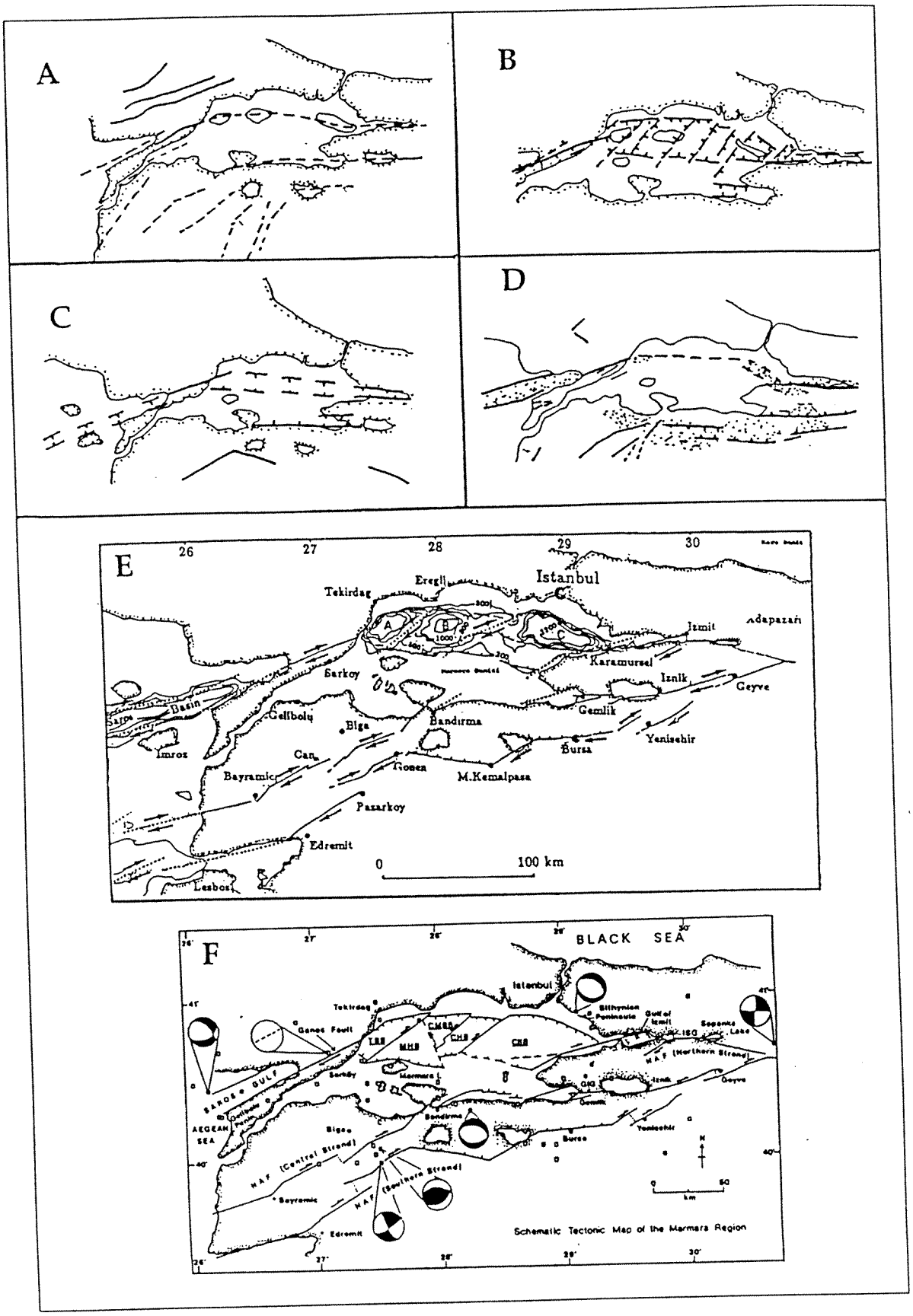
Kuzey Anadolu Fayı Doğu Marmara Bölgesi'nde 3 kola ayrılmaktadır (Şekil 44). Bu kollardan ikisi, kuzey ve orta kol, Marmara Denizi'nin oluşumu ile doğrudan ilgilidir.

Fayın kuzey kolu Sapanca, İzmit Körfezi ve Marmara Denizi çukurluklarını geçerek Gaziköy, Saros yoluyla Kuzey Ege Denizi'ne girmektedir.

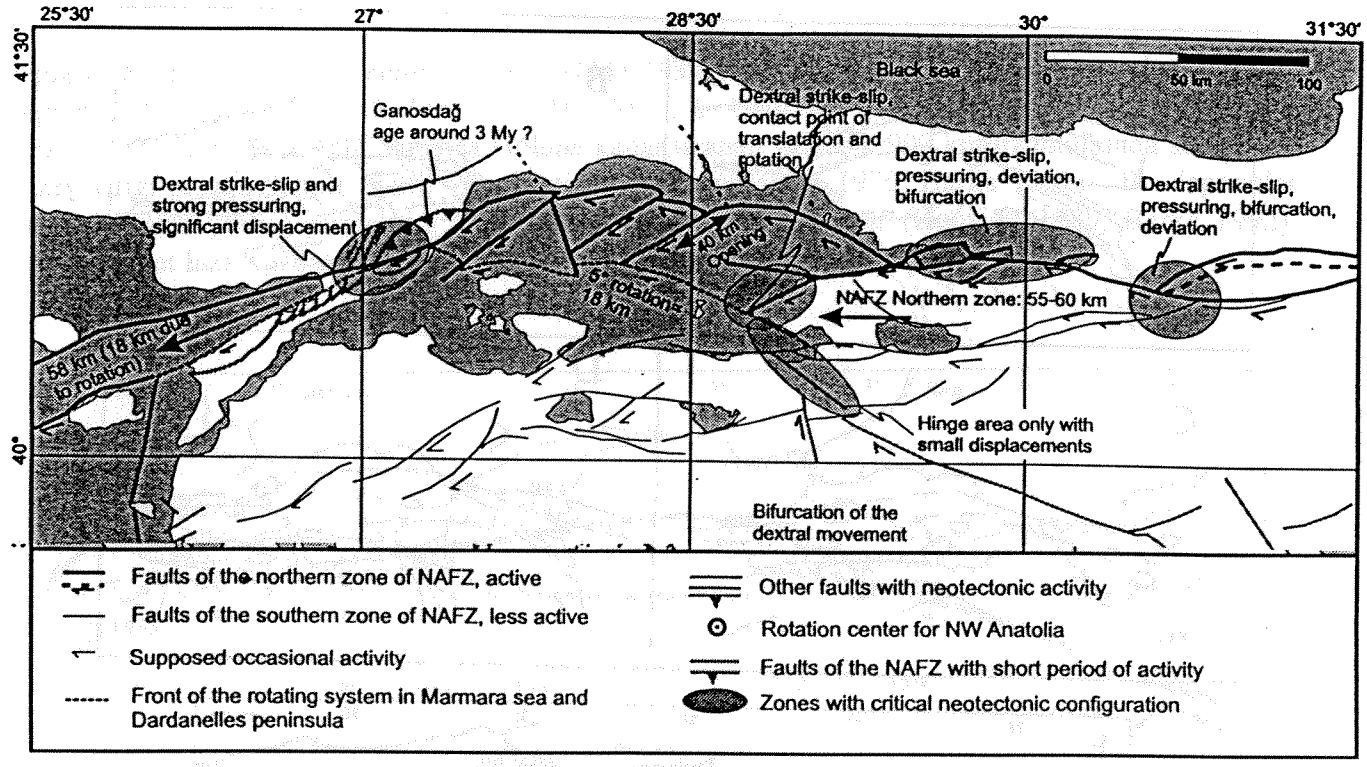
Orta kol Mudurnu Vadisi'nden ayrılır ve Geyve Baseni'ni oluşturduktan sonra İznik, Gemlik, Bandırma yoluyla Biga Yarımadası'na girer ve burada Sariköy, Aşağıin ova, Çan, Bayramiç ve Ezine üzerinden Ege Denizi'ndeki Skyros Baseni'nin kuzey sınırını oluşturur.

Güneydeki kol ise Yenişehir Ovası'nı oluşturduktan sonra Bursa, Ulubat, Kemalpaşa, Manyas, Gönen, Yenice ve Edremit Körfezi'nden Ege Denizi'ne ulaşır ve burdan Skyros Baseni'nin güney sınırını oluşturmaktadır. Özellikle orta ve güney kollar Biga Yarımadası'nda karmaşık bir zon şeklinde görülmektedir. Kuzey kol, İzmit ile Ganos Dağı (Gaziköy) arasında tek bir çizgi veya D-B uzanımlı bir graben olmayıp, KD-GB doğrultulu "en echelon" fay segmentleri arasinda Karamürsel ve Marmara Denizi'nin kuzey yarısındaki üç büyük çukurluğunun çek-ayır "pull-apart" yapı olarak oluşmasını sağlar (Şekil 44), (Barka ve Kadinsky-Cade 1988)..

Bu tektonik modelde iki ana fay sistemi yer alır. Bunlar KD-GB uzanımlı doğrultu-atımlı faylar (deniz içi sırtları) ve D-B veya KKB-GGD uzanımlı normal faylardır. Derin çukurlar bu iki fay sistemi arasında açılmaktadır. Benzer şekilde orta kol üzerinde de, İznik Gölü, Gemlik ve Bandırma körfezleri, ve güney kolu üzerinde Bursa ve Karacabey basenleri bu kollarin "en-echelon" segmentleri arasında meydana gelmiştir. Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi ve çevresindeki kolları, ilgili geometrileri ve kinematiği hakkında 1940'lı yıllardan beri birçok model üretilmiştir. Bu örneklerden bazıları Şekil 46'da gösterilmektedir.



Şekil 46. Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi ve çevresi ile ile ilgili 1940'li yıllardan gunümüze kadar üretilmiş modeller gösterilmektedir. a) Pınar (1943), b) Pfannenstiel, (1944), c) Crampin ve Evans (1986), d) Şengör (1987), e) Barka ve Kadınsky-Cade (1988), f) Wong vd., (1995), "*g) Schindler (1997). Bir sonraki sayfada*"

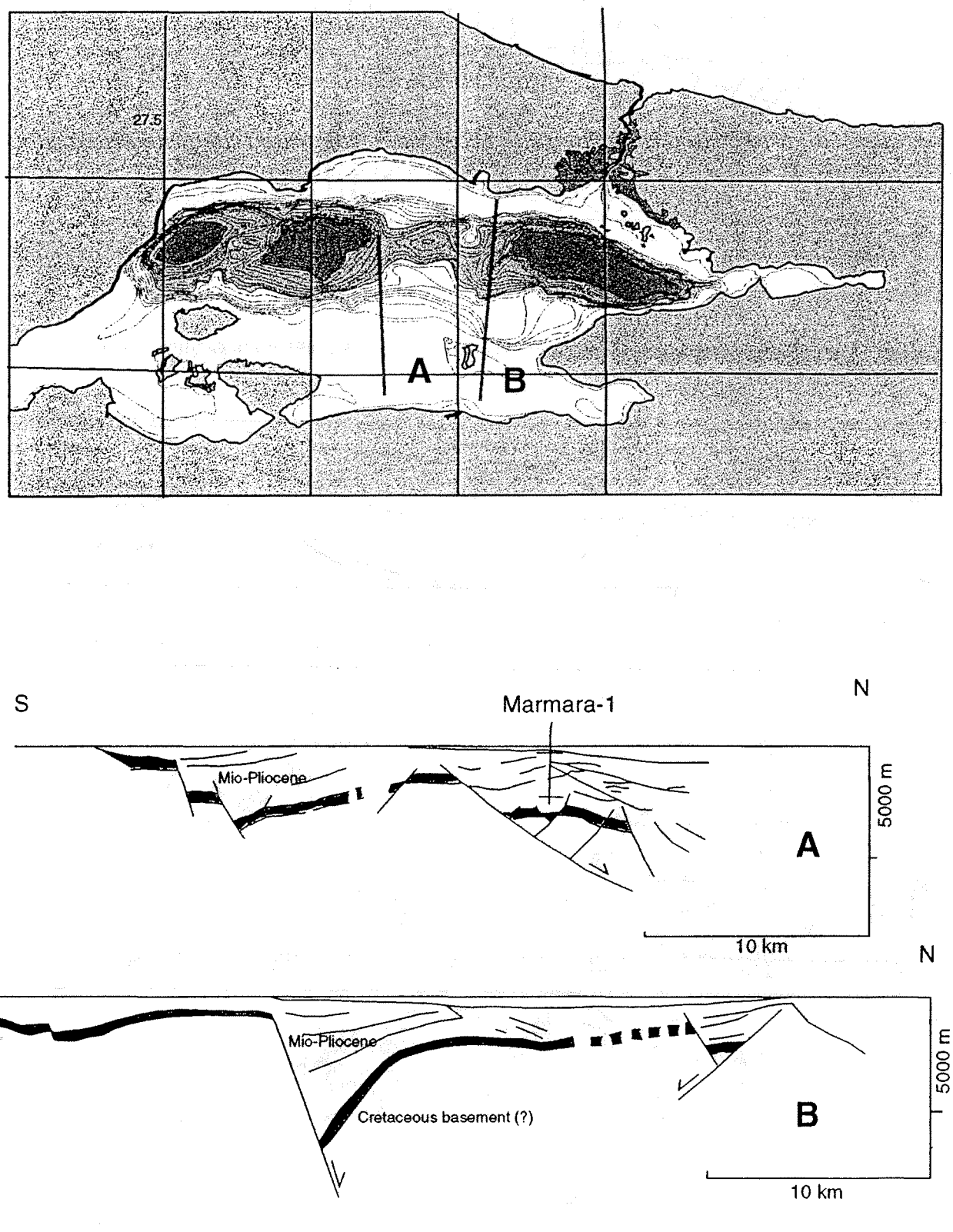


Şekil 46. g) Schindler (1997).

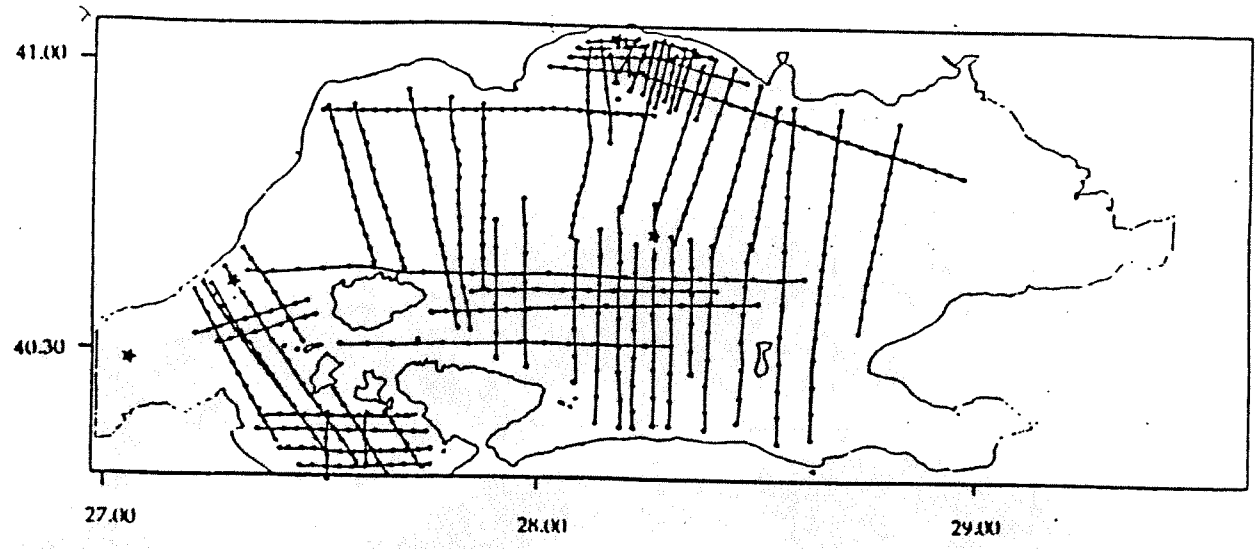
5. MARMARA DENİZİ SİSMİK YANSIMA PROFİLLERİ

Marmara Denizi içinde 1970'li yıllardan beri hem petrol şirketleri ve hemde araştırma amaçlı sığ ve derin bir çok sismik refleksiyon prolifi alınmıştır. Bunlara arasında Marathon (1975), TPAO (1970-1980), Dokuz Eylül Üniversitesi (1990), Deniz Kuvvetleri Seyir ve Hidrografi Dairesi/ITU/Cambridge University (1990) ve MTA (1983) ve MTA/ITU/Cambridge University (1997) sayılabilir. Bu profiller Marmara Denizi'nin iç yapısının anlaşılmasına önemli derece katkıda bulunmuştur. Bu profillerin genelde K-G ve D-B alınmiştir.

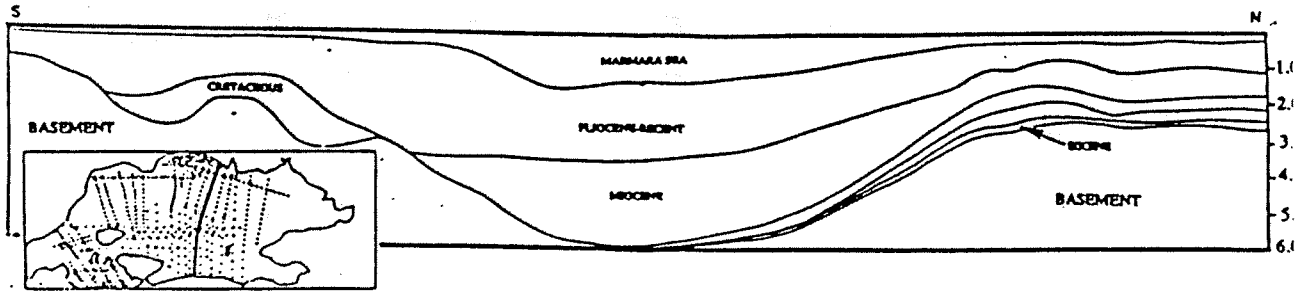
Marathon (1975) sismik profilleri ve yaklaşık 2500 m derinliğindeki deniz sondajı Marmara Denizi hakkında ilk önemli bilgileri ortaya koymuştur. Sondaj Marmara Adası'nın 43 km batısında ve İstanbul' un ise 70 km gübeybatısında yeralmıştır. Bu sondaj sonucunda beklenen Eosen birimlerine rastlanılmamış olup yalnız Pliyosen, Üst Miyosen ve Üst Kretase yaşlı çökeller kesilmistir. Sismik profilerde ise yine güney kenar boyunca görülen normal faylar boyunca roll-over antiklinali içinde kalın bir Miyo-Pliyosen birimleri tespit edilmiştir (Şekil 47). Ayrıca bu sismik profiller KD-GB sırtları kesmiş ve bu yapıların birer çicek yapısında olduğunu göstermiştir. Yine aynı profiller güney şelftede bazı basenlerin varlığı ve bu basenlerin sedimanlarla dolu olduğunu ortaya koymuştur (Şekil 47). Kalkan (1993) TPAO'nin derin ve çok kanallı sismik profilleri (Şekil 48) yeniden işledikten sonra Kuzey Anadolu Fayı'nin Marmara Denizi'ni üç ayrı hatta geçtiğini fakat bunlardan yalnız orta kolun aktif olduğunu ileri sürmüştür. Bunların birincisinin Armutlu Yarımadası ve Marmara Adası arasında uzandıgı ve burada ikiye ayrıldığını ve birinin Karabiga ve diğerinin Çanakkale Boğazı'na doğru devam ettiğini ileri sürmüştür. Orta kol ise Ganos ve İzmit Körfezi arasında yer almaktadır. Bu kol kademeli bir yapı göstermekte olup 4 tane pull-apart yapıdan oluşmaktadır. Kuzeydeki kol ise Silivri civarında KB-GD yönünde ayrılmaktadır ve Trakya Baseni'nin kuzey sınırını oluşturan faya karşılık gelmektedir. Yine yeniden işlenen sismik profillere göre bu kollardan ikisinin Pliyosen öncesi aktif olduğu günümüzde ise yalniz orta kolun aktif olduğu ileri sürülmüştür. Bu çalışmanın devamı olarak Akkoyunlu (1995) Marmara Denizi içindeki genç çökel kalınlığı ve temel kaya derinlikleri ile ilgili haritalar üretmiştir (Şekil 49 ve 50).



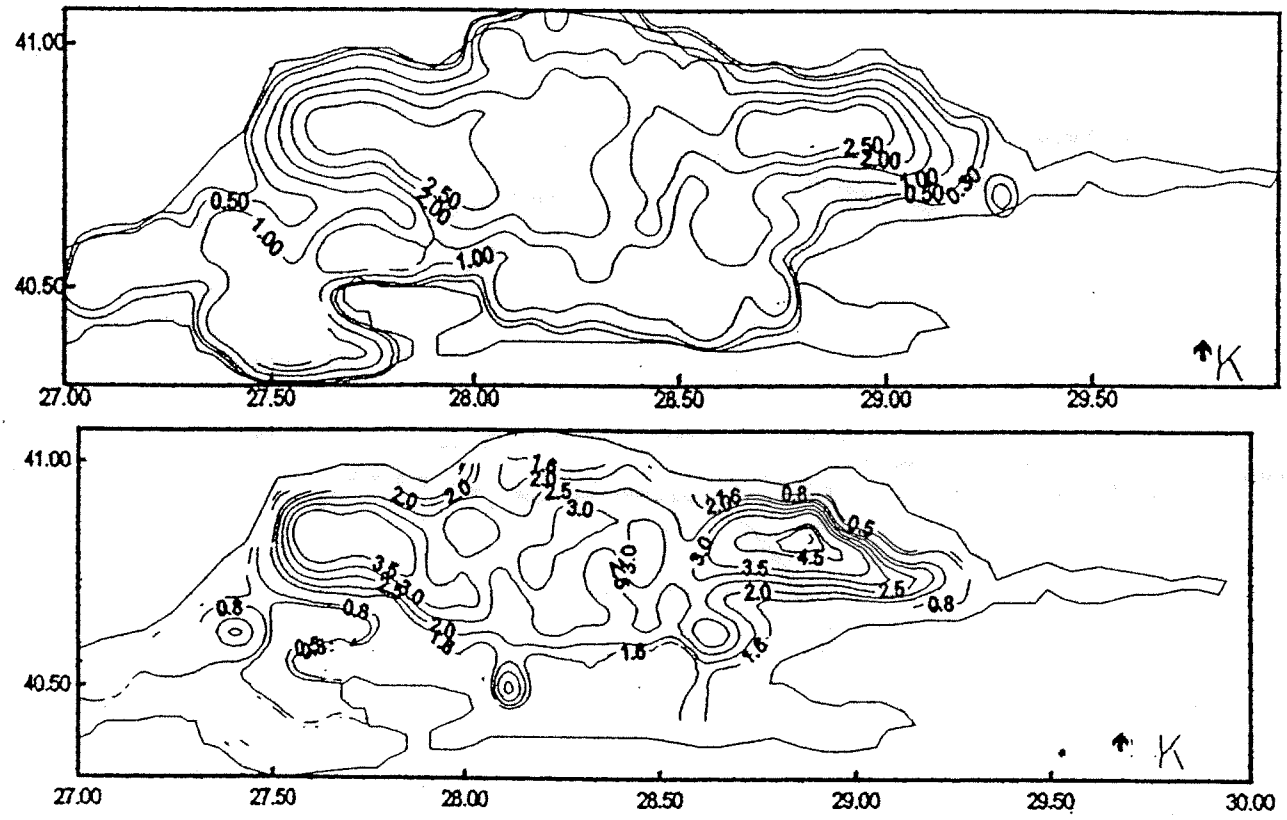
Şekil 47. Marathon Oil tarafından elde edilen ve orta sırtın iki kenarında yer alan iki K-G profilin yerleri (a) ve sismik yorumları gösterilmektedir (Marothon Oil, 1975).



Şekil 48. TPAO tarafından Marmara Denizi içinde yapılan derin sismik profillerinin dağılımı gösterilmektedir (Kalkan, 1993).

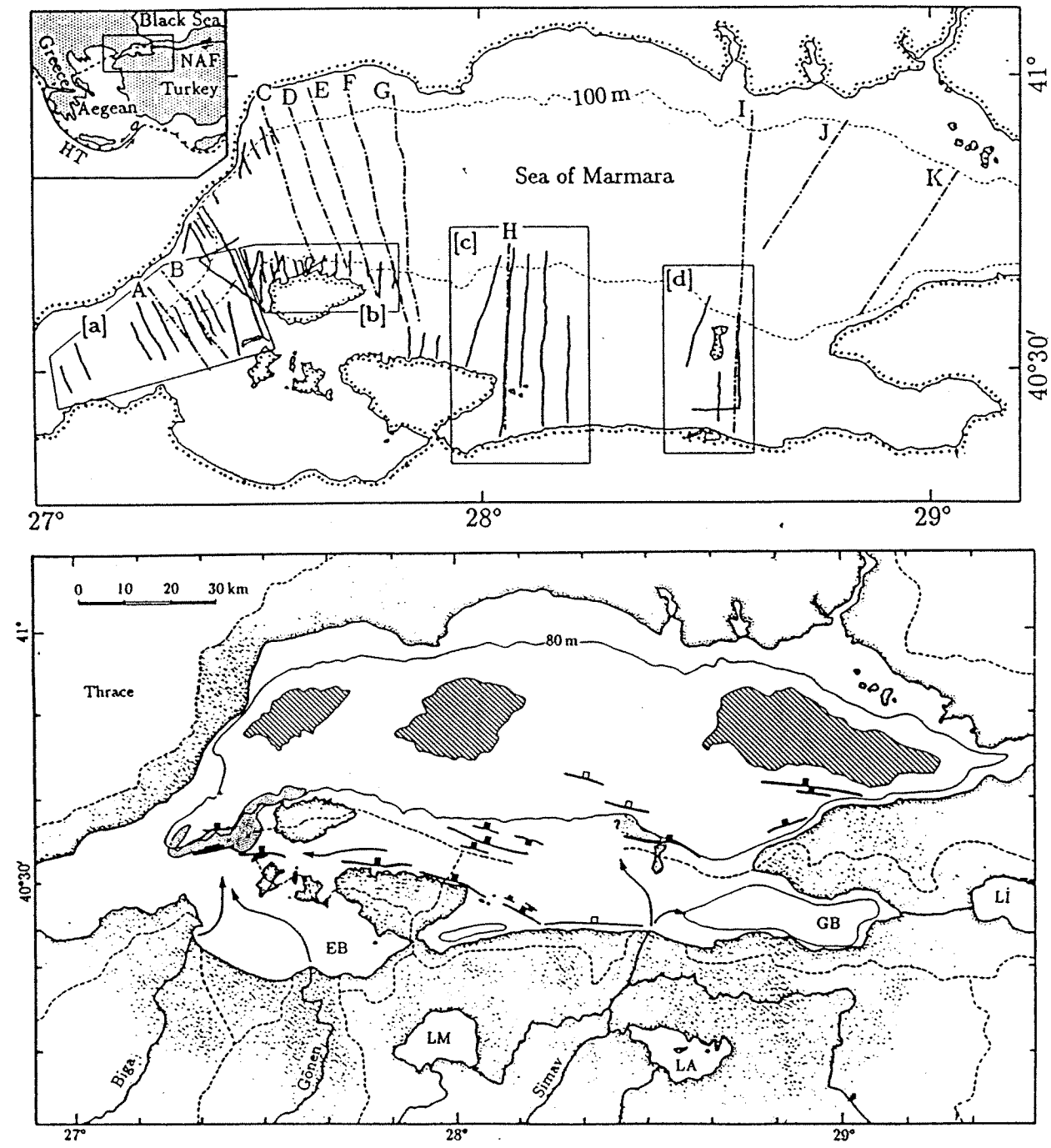


Şekil 49. Orta sırttan geçen ve Kalkan (1993) tarafından yorumlanan K-G profil gösterilmektedir.



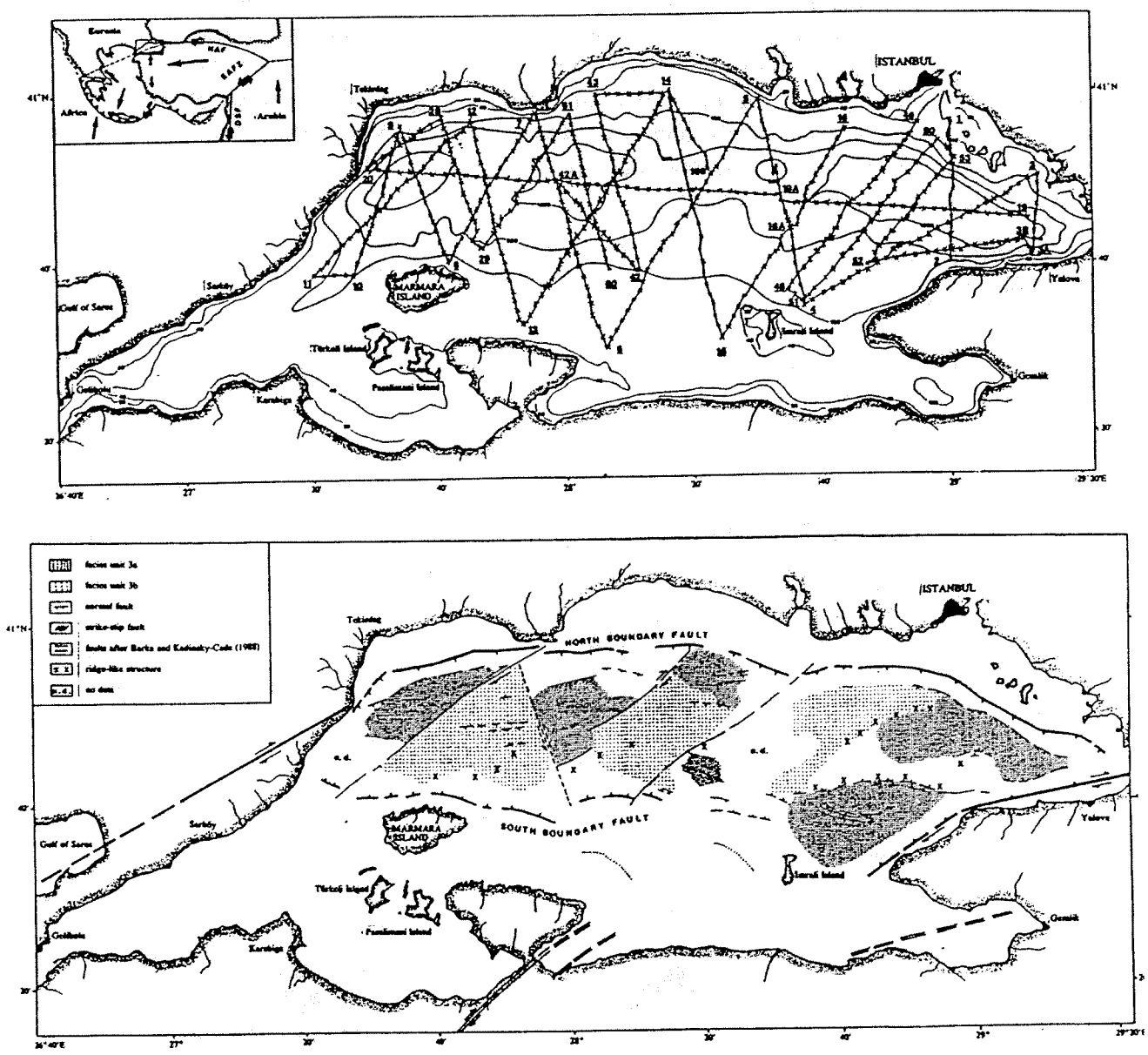
Şekil 50. Kalkan (1993) ve Akkoyunlu (1995) tarafından TPAO sismik profillerinden elde edilen genç çökel kalınlığı (a) ve temel kaya derinliği haritaları.

Smith vd., (1995) Marmara Denizi batı yarısından (Şekil 51a) yüksek çözünürlü sparker sismik profileri alarak tektonik ve sedimantasyon ilişkisini incelemişlerdir. Toplam kalınlığı yaklaşık 100 m olan üç ayrı birim tanımlamışlardır. Bunlar: en üstte 0-18 m kalınlığında buzul sonrası Holosen birimi, yaklaşık 45 m kalınlığında 10° eğimli klinoform içeren buzul dönemi çökelleri (25-13 bin yıl), ve 15-35 kalınlığında yatay tabakalı geç Pleyistosen (135 bin yıl veya daha genç). Bu verilerle Marmara Denizi'nin son buzul döneminde Ege Denizi'nden ayrı bir göl olduğunu ve Marmara Denizi güney şelfinin kuzey şelften büyük olmasının sebebinin güneyde yeralan drenaj sisteminin kuzeydekine nazaran çok daha büyük olması ile ilişkili olduğunu vurgulamışlardır. Bu çalışmacılar güney şelf boyunca Kapıdağ ve Marmara Adası çevresinde belirledikleri BKB gidişli normal fayların varlığını ortaya koymuşlardır (Şekil 51b).



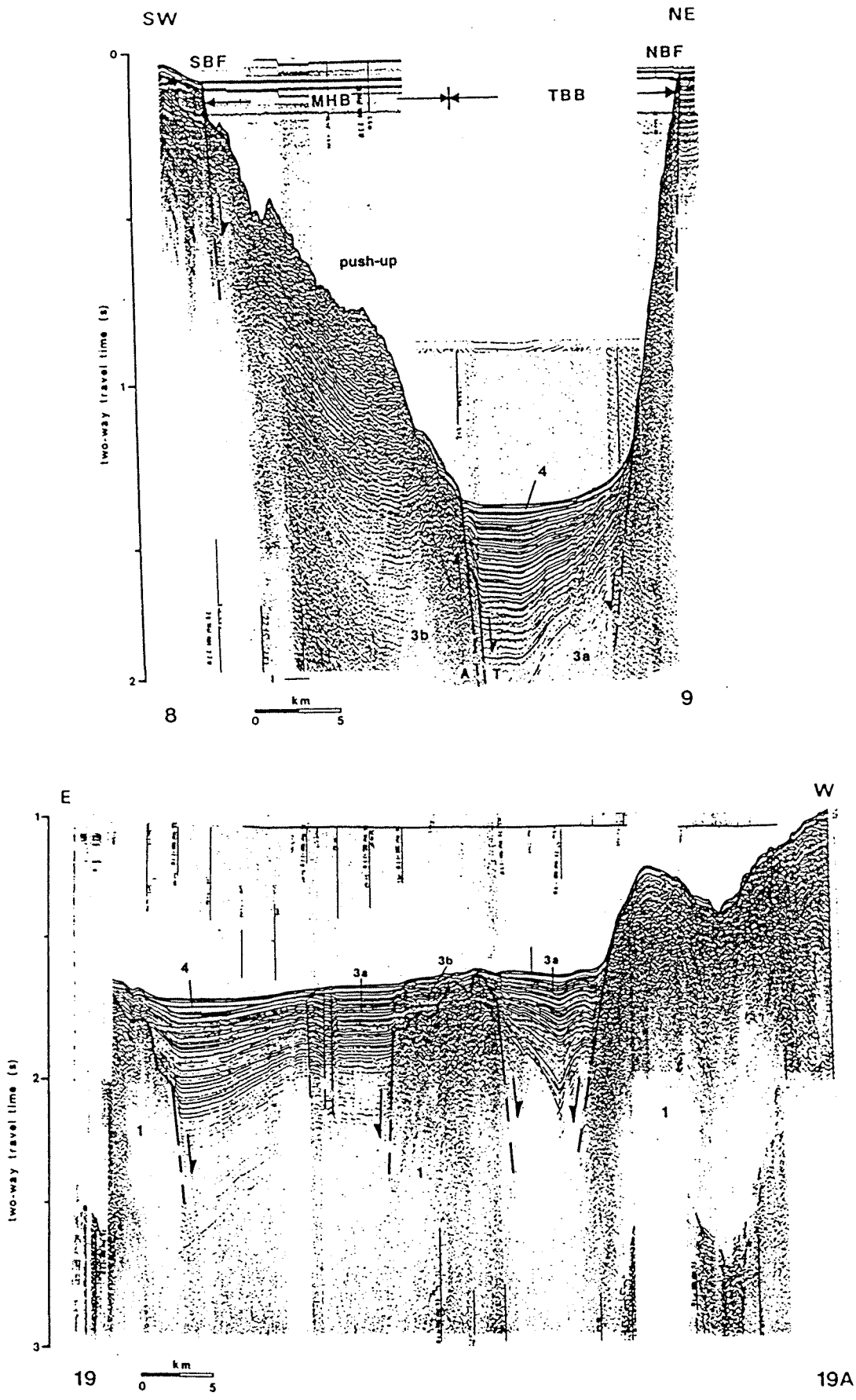
Şekil 51. Smith vd., (1995) tarafından sığ sismik profillerin yerleri (a) ve sismik profillerde görülen ana tektonik hatlar (b) gösterilmektedir.

Wong vd., (1995) ve Ergün vd (1995) Marmara Denizi'nin kuzey bölümünde 1670 km sığ sismik refleksiyon profili ölçmüş olup (Şekil 52a) Denizin kuzey bölümünde rombik ve üçgen şeklinde 5 blok tanımlamışlardır (Şekil 52b).

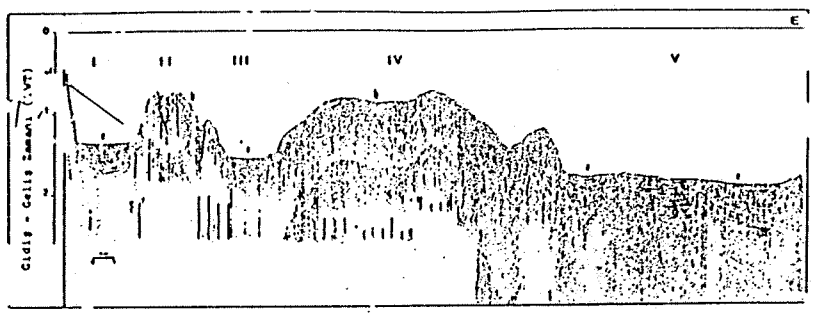


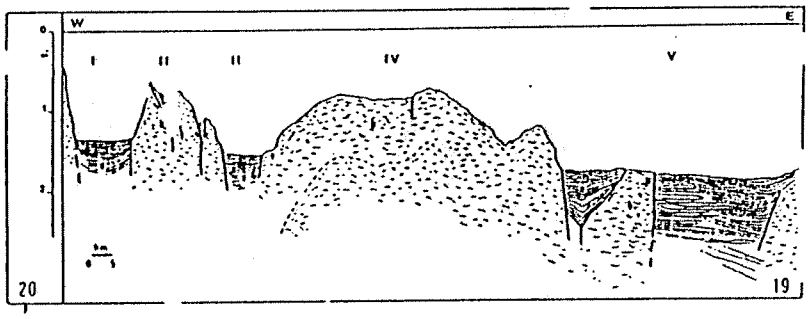
Şekil 52. Dokuz Eylül Üniversitesi ve Hamburg Üniversitesi işbirliği ile (Wong vd., 1995; Ergün vd., 1995; Özel 1992) gerçekleştirilen sığ sismik profilerin yerleri (a) ve bu sismik profillerden elde edilen sediment ve fayların haritası gösterilmektedir.

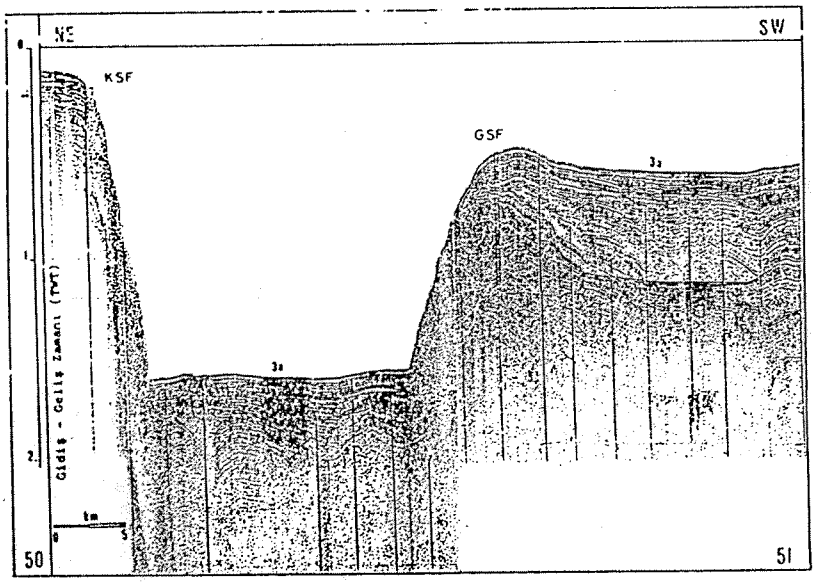
Bu blokları pull-apart basen olarak aralarındaki yüksekleri push-up olarak yorumlamışlardır (Özel, 1992). Yine Wong vd., (1995) çalışmalarında 4 sismik birim ayırtlamışlardır; akustik temel, kıvrımlanmış ve kesilmiş Kuzey Anadolu Fayı öncesi sedimanlar, ve iki faylanma ile aynı yaşta çökeller. Çökelme ile aynı yaşlı eski kalın çökeller (3) üç ayrı fasiyes göstermektedir; pull-apartlar içinde yeralan iyi stratigrafili büyüme fayları tarafından kesilmiş basen dolguları, ikincisi basenler arasında yükselen bloklar üzerinde yeralan çökeller ve sonuncusu ise kıta yokuşu dibinde yeralan akma yapıları (Şekil 53). Wong vd (1995) ayrıca Kuzey ve güney normal faylarını ana faylar buna karşılık KD-GB fayları ise ikincil faylara olarak tanımlamışlardır.

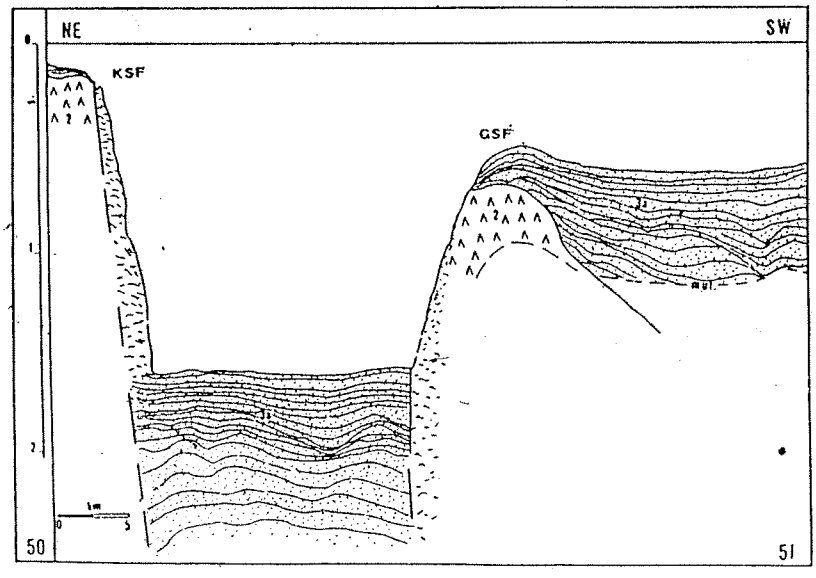


Şekil 53. Dokuz Eylül Üniversitesi ve Hamburg Üniversitesi işbirliği ile (Wong vd., 1995; Ergün vd., 1995; Özel 1992) gerçekleştirilen sığ sismik profilerden bazıları gösterilmektedir. a) Tekirdağ çukuru, b) Çınarcık çukuru (D-B), c) sırtları kesen D-B profil, d) Çınarcık çukurunu kesenKD-GB profil.

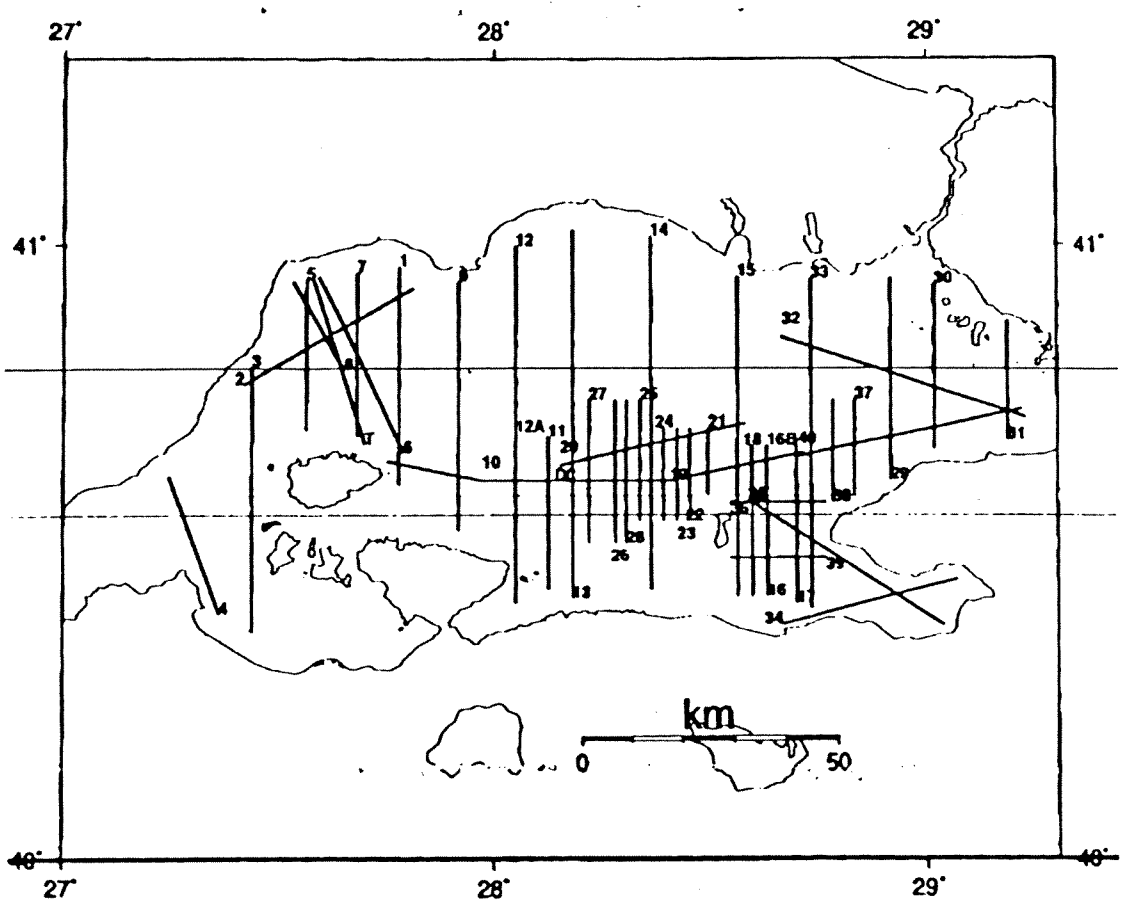

E
I
II
III
IV
V

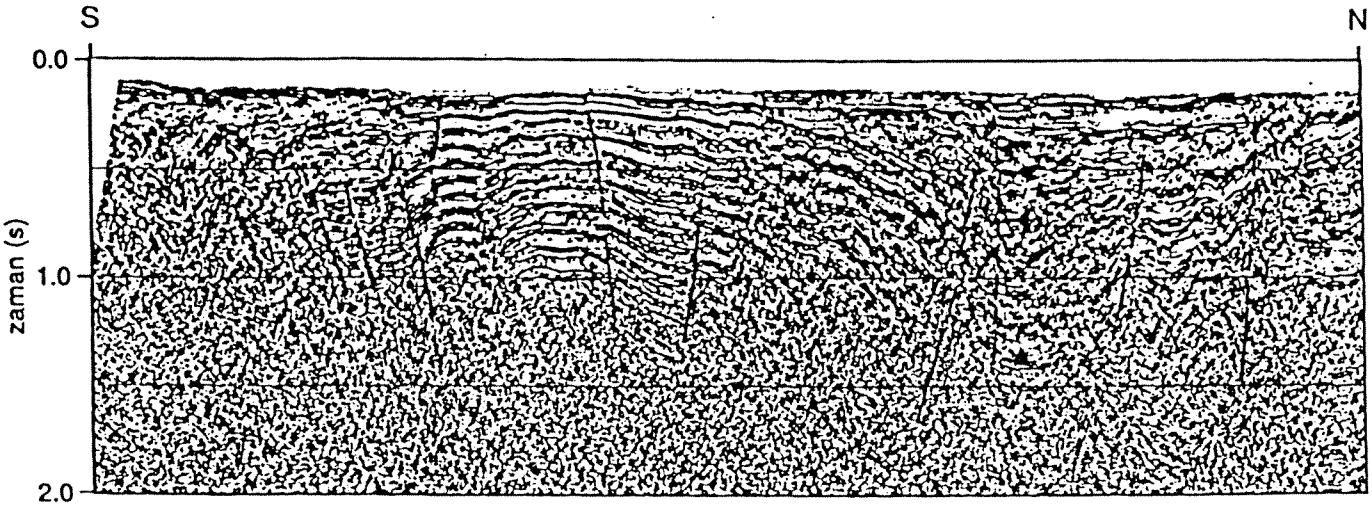

W
E
I
II
II
IV
V
20
19


NE
SW
KSF
GSF
50
51

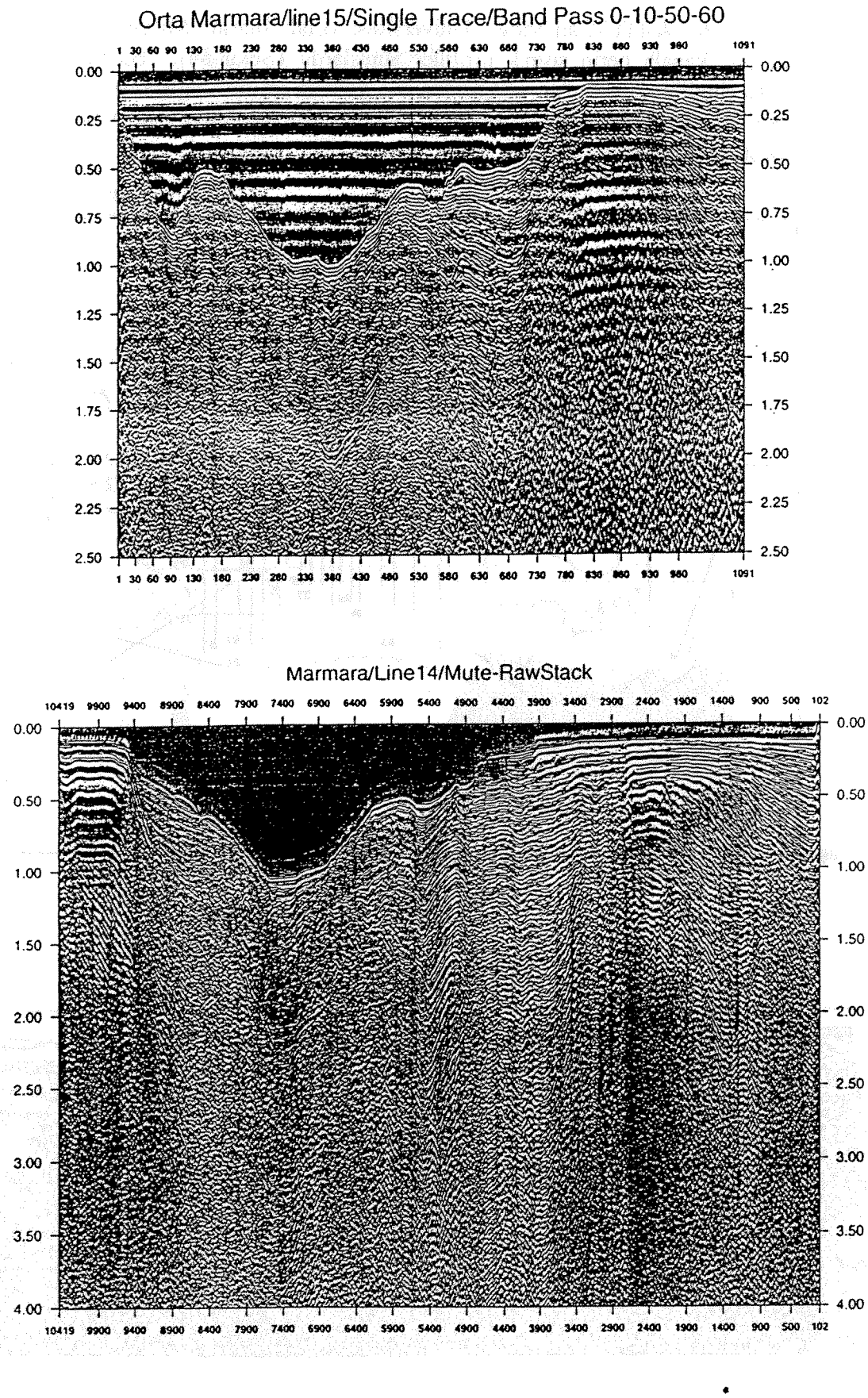

NE
SW
KSF
GSF
50
51

1997 yılında MTA-ITU-Cambridge Universitesi ortak olarak Marmara Denizi'nde hemen tümünü içeren çok kanallı derin sismik profiller almışlardır (Şekil 54). Bu profillerin incelemesi sürmekle birlikte şimdilik İstanbul'un güneybatısında yeralan ve orta sırtı kesen 14 ve 15 nolu iki profil Şekil 54a'da gösterilmektedir (Çetin vd., 1998). Bu profillerde iki yokuşun aktif faylarla kesildiği açıkca görülmektedir.





Şekil 54. MTA/ITU/Cambridge Üniversitesi tarafından yapılan sığ sismik profillerin yerleri (a) ve Çanakkale Bogazı girişinde yeralan 4 numaralı sismik profil gösterilmektedir.



Şekil 55. MTA/ITU/Cambridge Üniversitesi tarafından yapılan sığ sismik profillerden orta sırtı kesen iki profil (Line 14 ve 15) gösterilmektedir.

5.1. Körfezlerle ilgili profiller

İzmit Körfezi en çok çalışılan körfezlerden biri olup bu körfez boyunca Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey kolu geçmektedir (Şekil 56 ve 57), (Ketin 1969; Şengör 1979; Toksöz vd., 1979, Şengör vd., 1985; Barka ve Kadınsky-Cade, 1988; Barka, 1992; 1997; Barka ve Kuşçu, 1996; Emre vd., 1998).



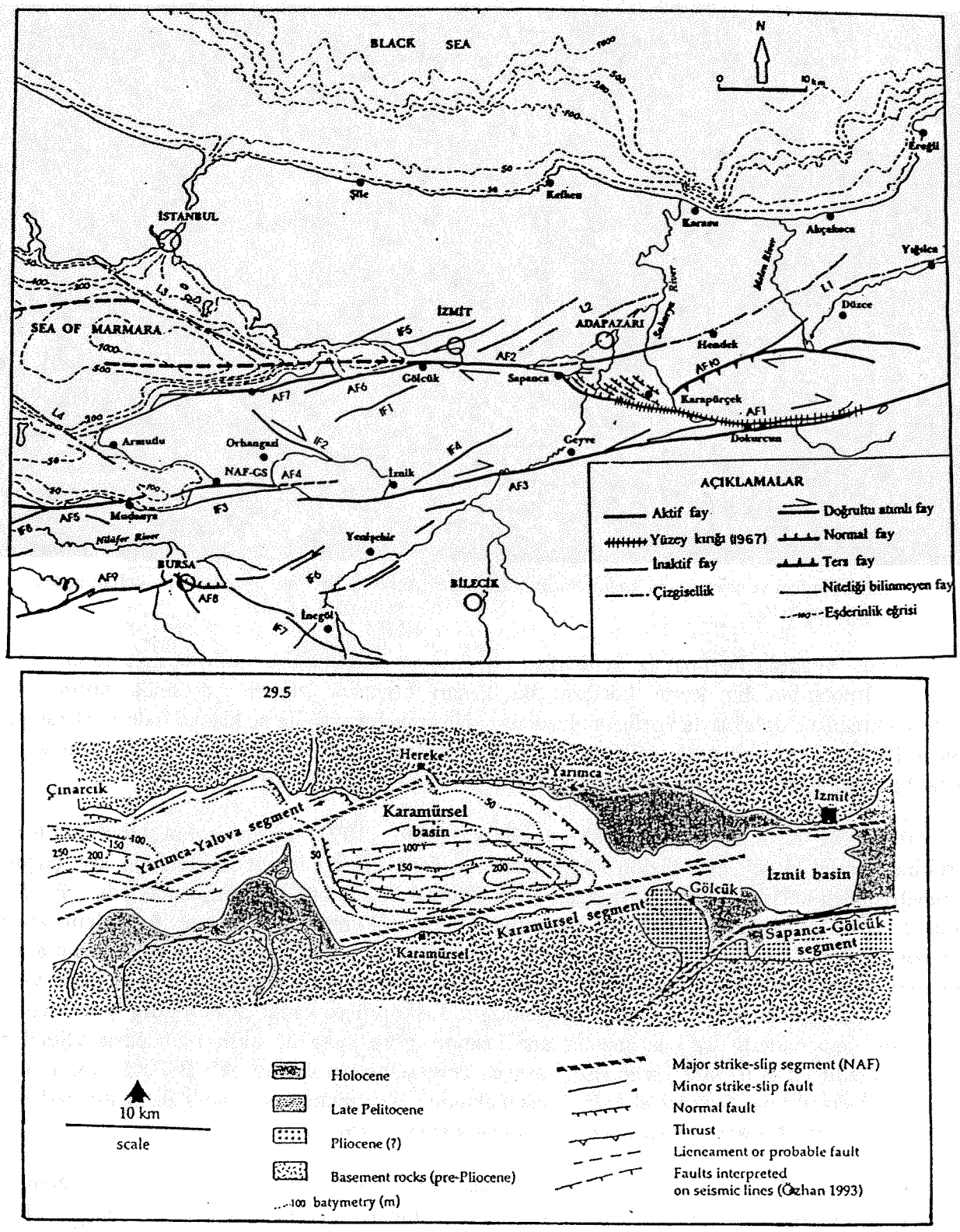
Şekil 56. Izmit Korfezi ve çevresinin Landsat görüntüsü. Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey ve orta kolları açıkca görülmektedir.

Kuzey Anadolu Fayı'nın İzmit Körfezi boyunca nereden nasıl geçtiği ile ilgili farklı görüşler vardır. Bunlardan bir kısmı körfezin iki kenarı boyunca graben yapısında normal faylar göstermektedir ve dolayısıyla körfezin oluşumunu bir graben yapısı ile açıklamaktadırlar (Crampin ve Evans 1986). Diğer bir grup ise Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey kolunun tek bir fay olarak güney kenar boyunca geçtiğini düşünmektedirler (Ketin 1969; Şaroğlu vd.. 1992).

Barka ve Kadinsky-Cade (1988) ve Barka (1992, 1997) kuzey kolun İzmit Körfezi'nde birbirine paralel birçok en echelon segmentten meydana geldiği, İzmit Körfezi'nin kıyı çizgisi ve batimetrisinden anlaşılmaktadır. Örneğin, İzmit Körfezi birkaç bölümden oluşmaktadır. Bunlardan birincisi İzmit şehri güneyinde kalan çöküntüdür. Bu çöküntünün, Sapanca ile Gölcük arasında yeralan segment ile İzmit'in hemen güneyinden Karamürsel kıyı çizgisini takip eden segment arasında çöktüğü düşünülmektedir. Morfolojik verilere göre, Karamürsel segmentinin sıçramalar yaparak Hersek Deltası güney kenarı boyunca batıya doğru Taşköprü'ye kadar devam ettiği görülüyorsa da bu küçük segmentlerin aynı segmentin ana kısmına göre daha az aktif olabileceği (Şekil 57b) anlaşılmaktadır. Diğer bir segment ise Yarımca çevresinden başlayarak BKB-DKD doğrultusu ile denize girmektedir ve Çınarcık'a doğru uzanmaktadır. Karamürsel segmenti ile Yarımca-Çınarcık segmenti arasında Karamürsel Havzası açılmaktadır (Şekil 57b).

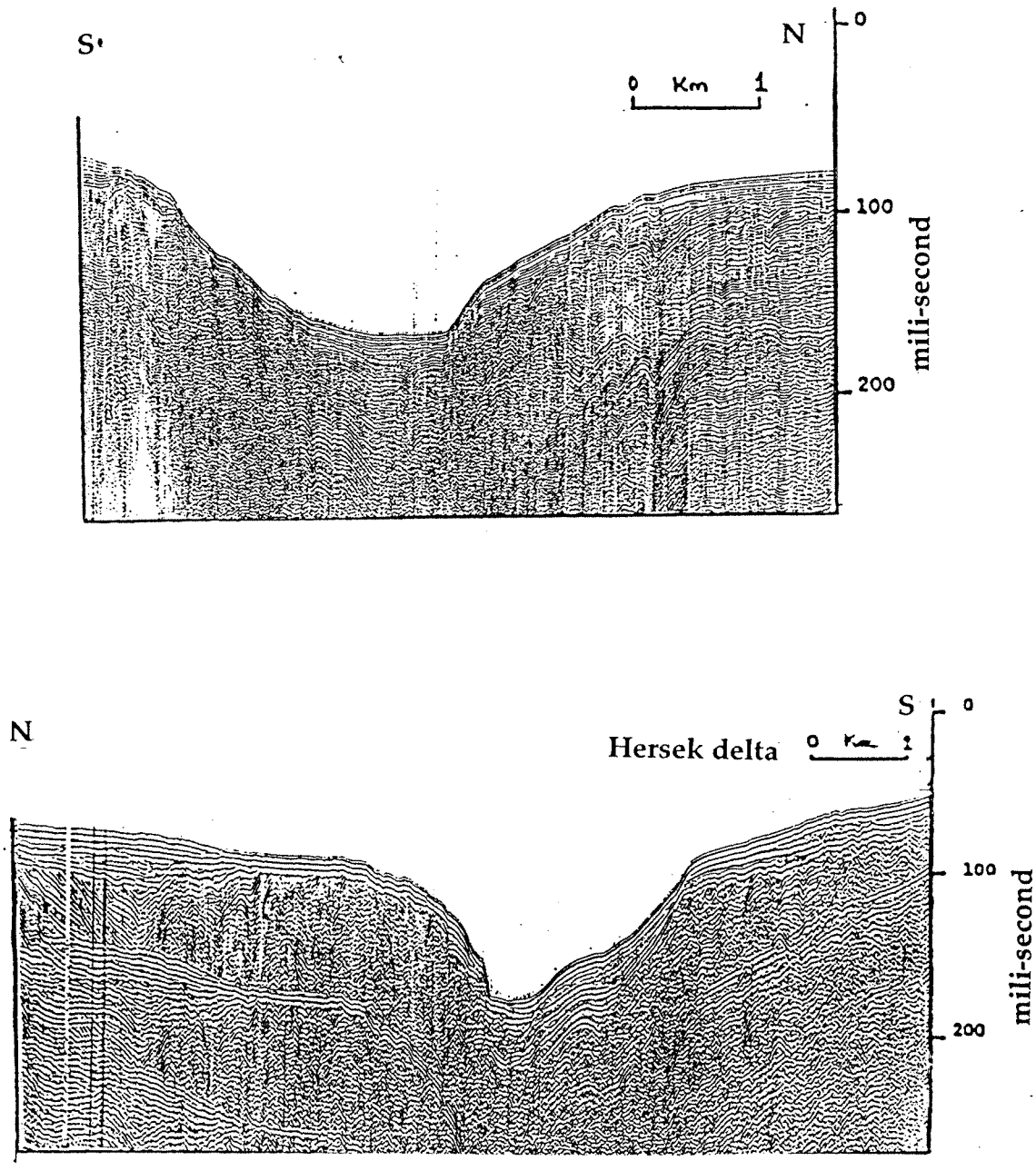
Karamürsel Havzası, yaklaşık 18 km uzunluğunda 10 km genişliğinde dikdörtgen şeklinde bir basen olup yaklaşık 200 m derinlikdedir (Şekil 57b). Doğuda Yarımca Deltası ve batıdan da Hersek Deltası ile sınırlıdır. Bu basenin kuzeyden ve güneyden Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey kolunun iki aktif segmenti ile sınırlı olduğu ve çek-ayır havza olarak açıldığı kabul edilmektedir. Karamürsel

Havzası içinde MTA tarafından 1983 yılında yapılan sismik profillere göre bu baseni kuzey ve güneyden sınırlayan bir çok normal faya rastlanmıştır (Kavukçu 1990; Ozhan vd, 1995; Barka ve Kuşçu, 1996), (Şekil 57b ve 58). Bu faylar pull-apart basenlerde görülen tipik yapılardır. Bunun yanısıra Hersek Burnu açıklarında, Hersek ile Dil İskelesi arasındaki çukurluğun içinde bir fay olduğu diğer araştırıcılar tarafından da doğrulanmaktadır (Akgün ve Ergün 1995; Koral ve Öncel 1995).



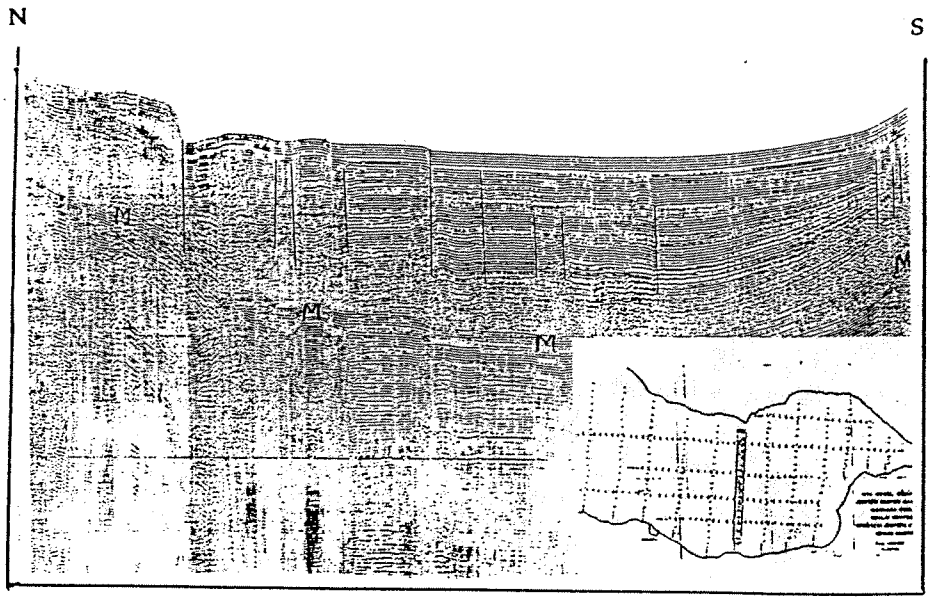
Şekil 57. Kuzey Anadolu Fayı'nın İzmit Körfezi çevresindeki geometrisi ve kinematiği, a) Emre vd., (1998), b) Barka (1997).

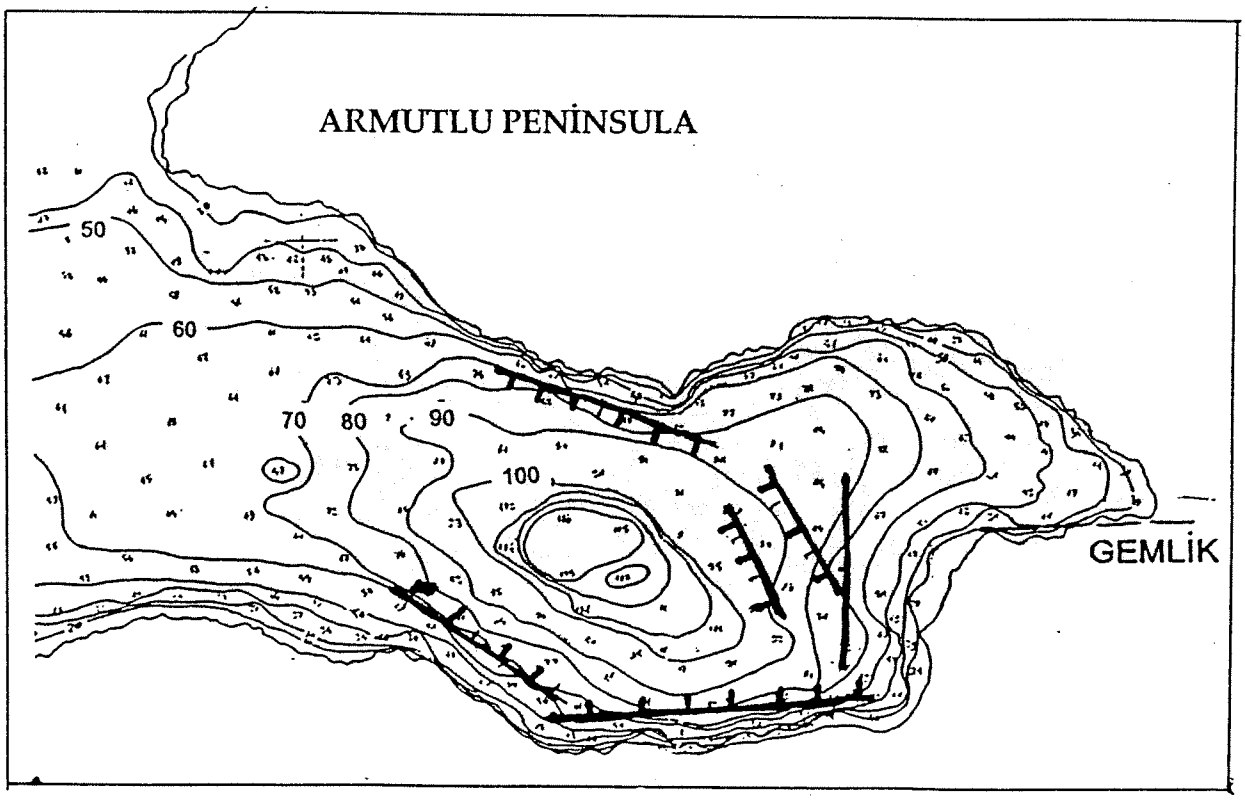
Emre vd., (1998) İzmit Korfezi'ndeki DKD-BGB segmentlerin fayın ilk oluşumunda meydana gelen faylar olduğunu ve kuzey kolun İzmit Körfezi'nden D-B uzanımlı tek bir çizgi halinde geçtiğini ileri sürmüşlerdir. Bunun morfolojik delillerinin Gölcük ve Hersek Deltası'nda görülduğünü rapor etmişlerdir.



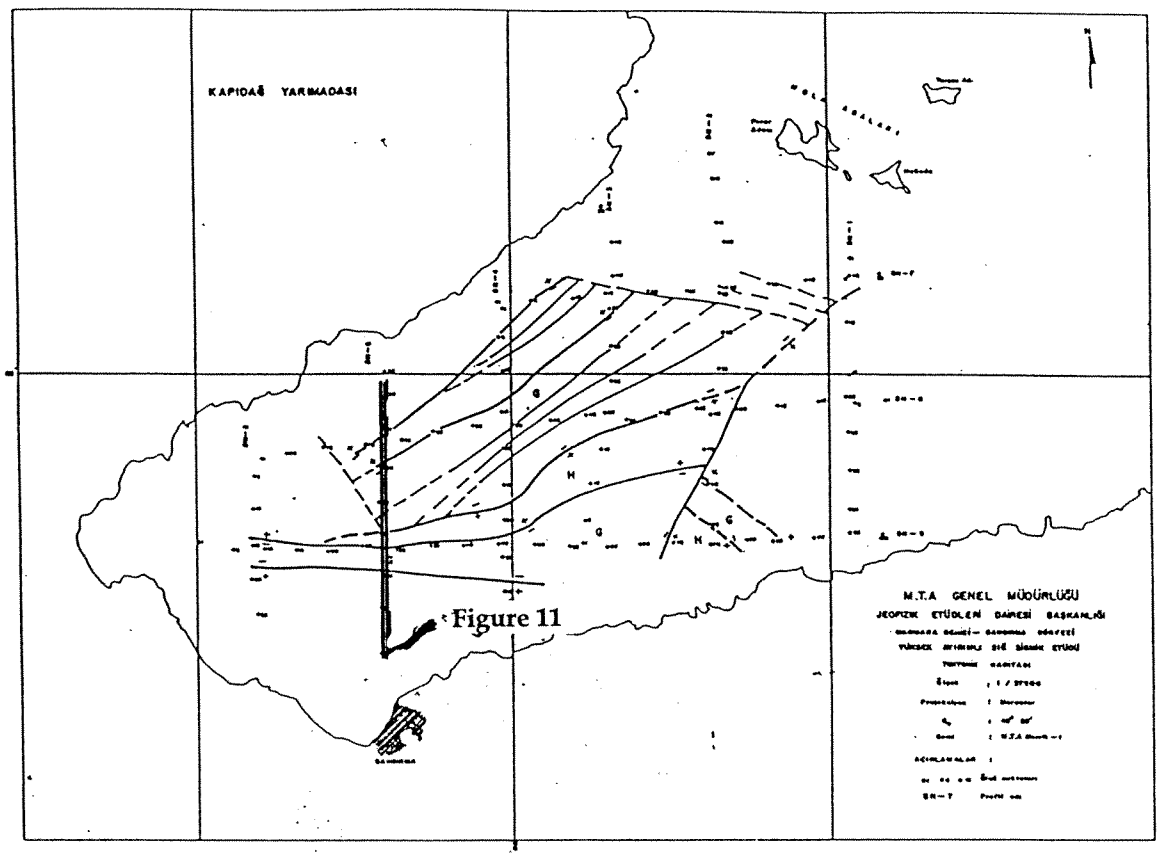
Şekil 58. Izmit Körfezi Hersekli Deltası çevresinden iki K-G sismik profil (Kavukçu, 1990; Barka ve Kuşçu, 1996).

Gemlik Körfezi MTA 'nın 1983 yılında aldığı sismik profiller (Şekil 59) Kurtuluş (1985) ve Barka ve Kuşçu (1996) tarafından çalışılmıştır. Kurtuluş (1985) ten alınan bir K-G sismik profil ve elde edilen faylar Şekil 59b gösterilmektedir. Bu hatlar Barka ve Kuşçu (1996) tarafından pull-apart basen içinde yeralan normal faylar olarak yorumlanmıştır. Benzer durum Bandırma Körfezi içinde söz konusudur (Şekil 60).





Şekil 59. Gemlik Körfezi'nde MTA tarafından 1983 yılında yapılan sığ sismik çalışmasına ait K-G sismik profil (a) ve körfez içi fayları (b) (Kurtuluş, 1985).



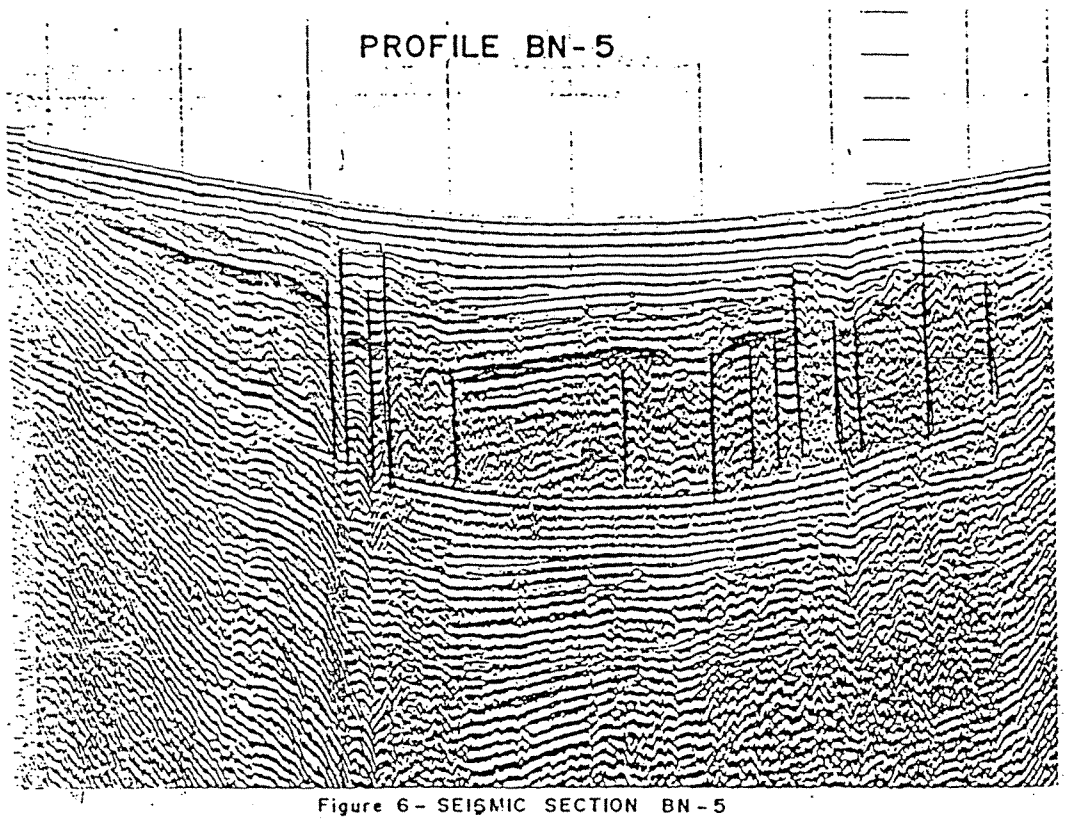
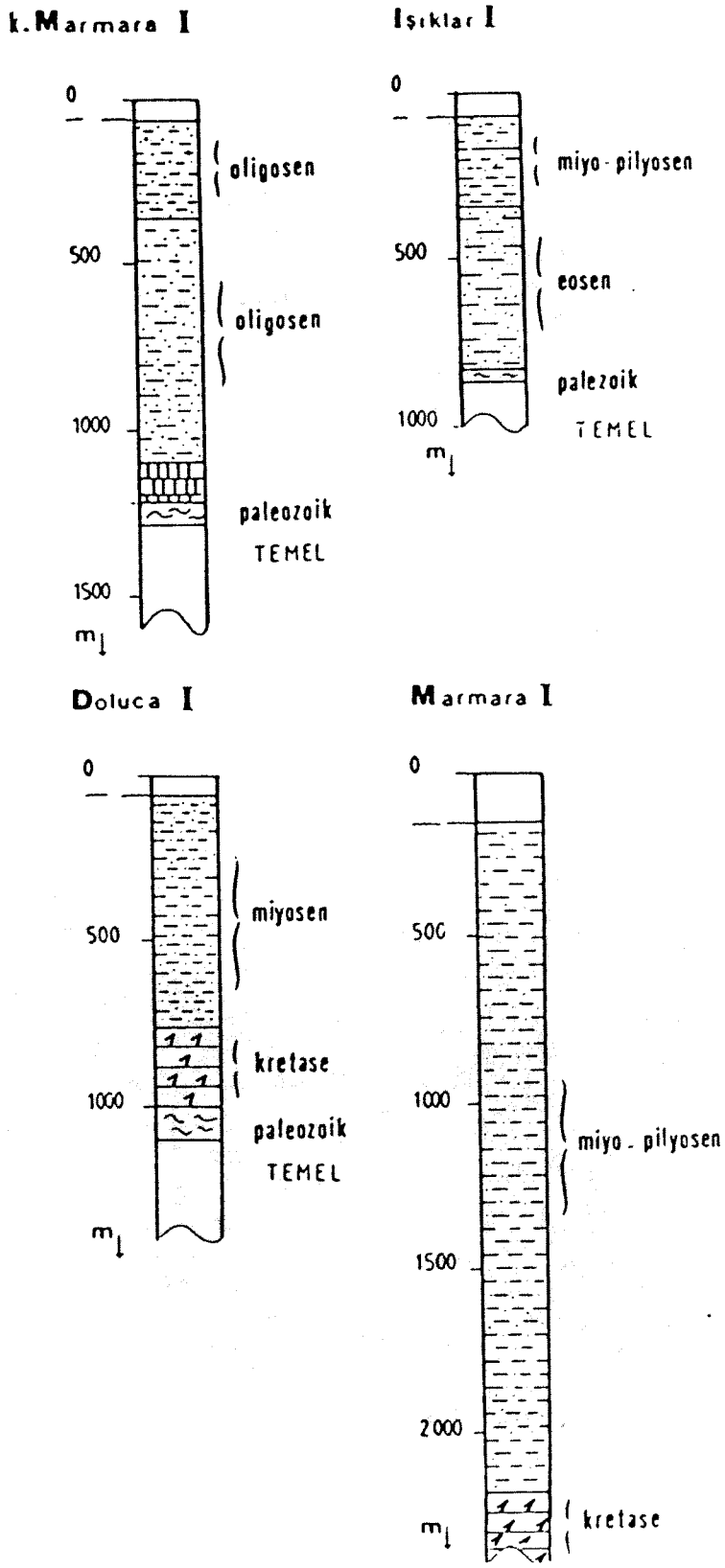


Figure 6 - SEISMIC SECTION BN-5

Şekil 60. Bandırma Körfezi'nde MTA tarafından 1983 yılında yapılan sığ sismik çalışmasına ait körfez içi fayları (a) ve K-G sismik profil (b) (Kurtuluş, 1985).

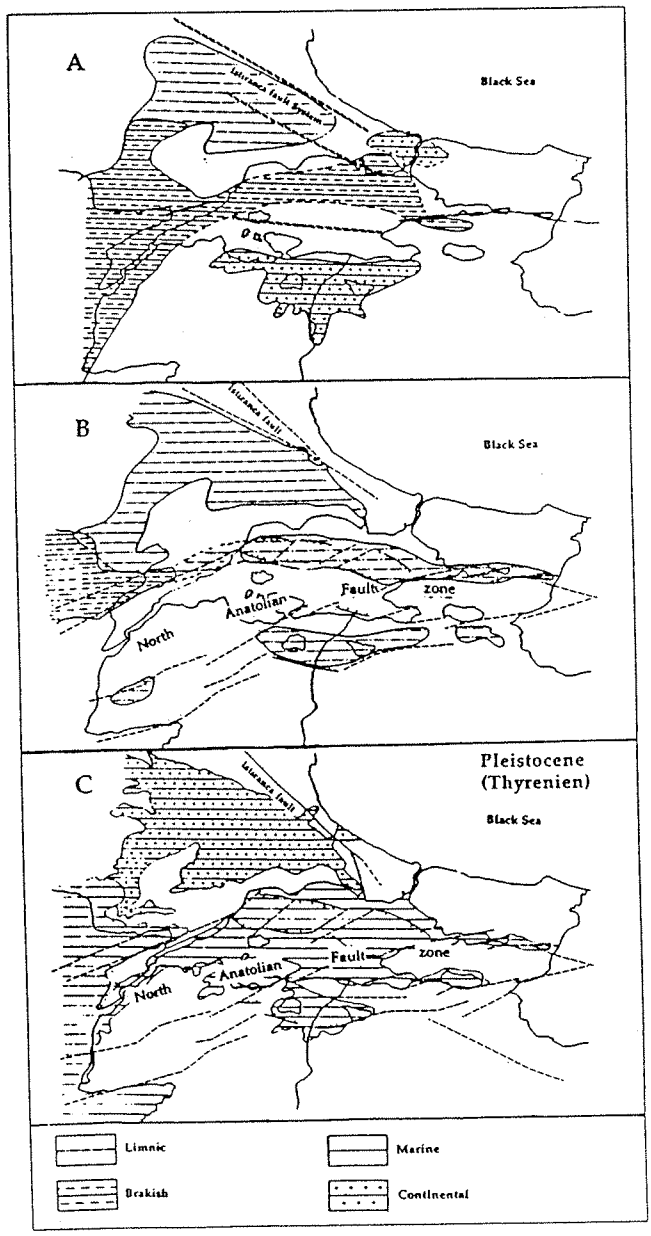
5.2. Marmara Denizi Sondajları

Marmara Denizi içinde TPAO ve Marathon Oil tarafından 4 deniz içi sondajı yapılmıştır. Bunlar Şekil 61'de gösterilmektedir.



Şekil 61. Marmara Denizi içinde TPAO ve Marothon Oil tarafından yapılan sondaj sonuçları (Özel, 1992).

Elde edilen verilere göre Kuzey Marmara-1 kuyusu Silivri güneyinde yeralmış olup Oligosen birimlerini kestikten sonra yaklaşık 1250 m'de Paleozoyik temele girmiştir. Marmara-1 kuyusu 1975 yılında Marathon Oil tarafından açılmıştır ve İstanbul'un 70 km güneybatısında ve Marmara Adası'nın 43 km doğusunda yeralmıştır. Bu kuyuda 413ft Kuvaterner-Günümüz, 534-782 ft kalkerli çamurtaşlarından oluşan Pliyosen, 782-4147 ft kumtaşı ve çamurtaşı, (Pannoniyen) ve 4147-7134 ft arasında ise yine kumtaşı ve çamurtaşı ile dolomitik kireçtaşı, vitrik tüf ve linyit arakatkılarından oluşmaktadır. Bu derinlikte kuyu Kretase yaşlı birimlere girmiştir. Doluca-1 kuyusunda ise Yaklaşık 800 m Miyosen kesildikten sonra Kretase birimlerine girilmiştir. Işıklar-1 kuyusunda ise Miyo-Pliyosen birimlerinin ardından 900 m de metamorfik birimler içine girilmiştir.



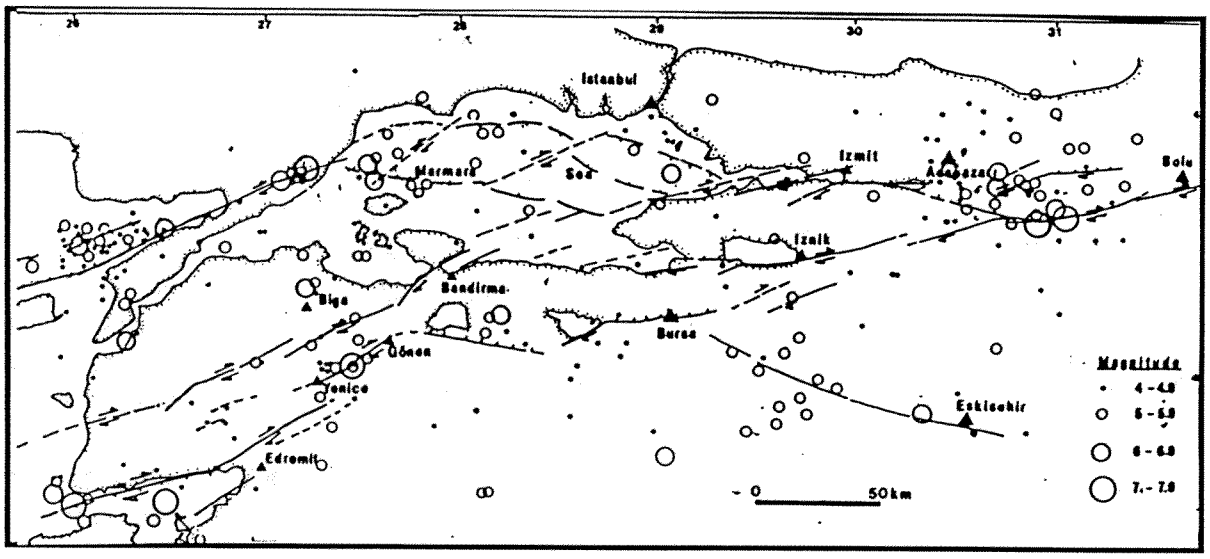
Şekil 62. Marmara Denizi'nin oluşumu, a) Geç Messinyen-erken Pliyosen (Pliyosen transgresyonu ve fayın başlaması), b) basenlerin hızla büyümesi (fay zonunun gelismesi), ve c) Geç Pleyistosen deniz büyümesi (Barka 1997 den değiştirilmiştir, ayrıca Görür vd., 1997'ye bakınız).

6. MARMARA DENİZİ'NİN OLUŞUMU

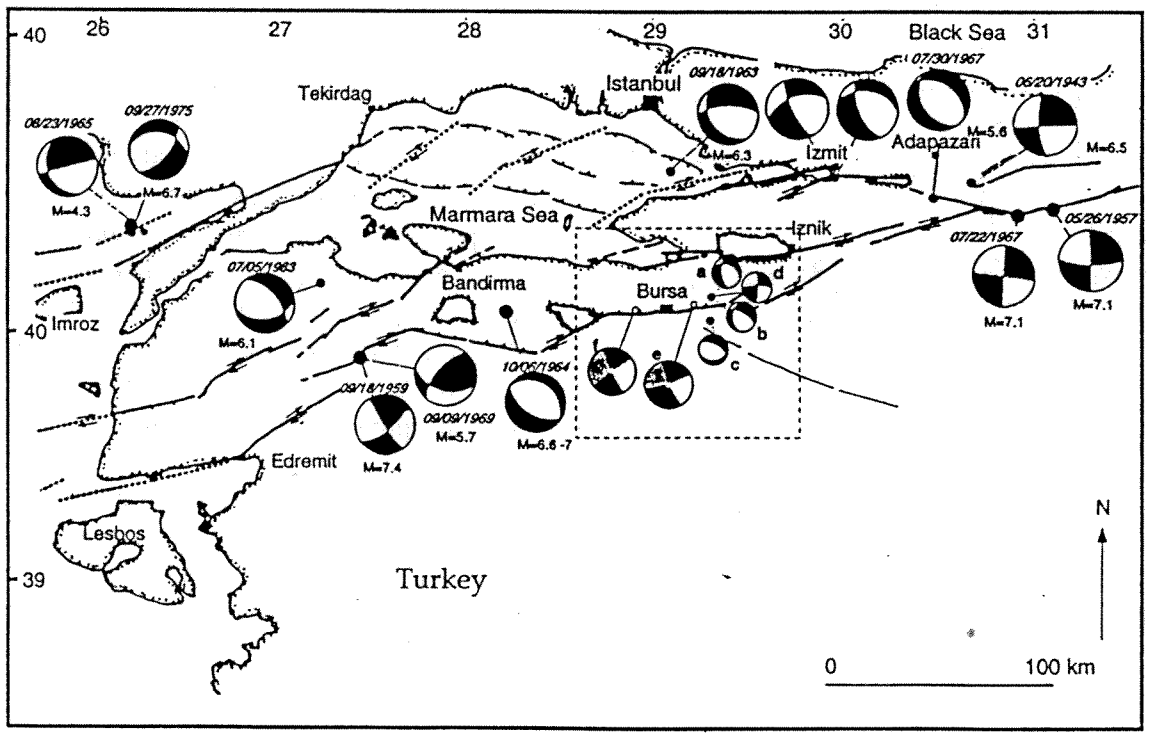
Yukarıda kısaca özetlenen jeolojik ve jeofizik veriler bize Marmara Denizi'nin evrimi hakkında önemli ip uçları vermektedir. Özellikle Ganos ve Gelibolu çevresinde yapılan gözlemler bize Kuzey Anadolu Fayı'nın Geç Miyosen sonlarına doğru (Messiniyen) geniş bir deformasyon zonu olarak hareket etmeye başladığını ve Messiniyen sonrasında Pliyosen transgresyonu olarak gelen denizel birimlerin Miyosen birimleri üzerinde çok az deformasyonla oturmaları bize erken Pliyosen'de fayın yırtıldığını göstermektedir (Şekil 62), (Yaltırak,1996; Armijo vd., 1996; Armijo vd., baskıda). Marmara Denizi derin basenlerininde bu ikinci dönemde oluştuğu kabul edilmektedir. Geç Miyosen Messiniyen sonu deformasyonu sırasında Ganos dağı-Korudağı ve Gelibolu yükselimleri oluşmuş olup daha sonra Ganos ve Gelibolu yaklaşık 65 km sağ-yanal ötelenerek bugünkü konumlarını kazanmışlardır. Bu durumda Gelibolu yükselimi boyunca sıkışma ortadan kalkarken Ganos yükselimi sıkışması halen devam ettiği düşünülmektedir. Armijo vd., (baskıda) yaptıkları modellemede Kuzey Marmara basenlerinde pull-apart basen olarak yaklaşık %250-300 genişleme olduğu ve bu değerin güney Marmara şelfinde % 30-50 civarında olduğu görülmektedir. Özet olarak Marmara Denizi ilk denizel özelliğini Pliyosen başlarında kazanmaya başlayarakı, Pliyosen süresince ve Kuvaterner'de hem kuzey ve hemde güney şelfte yeralan basenlerin genişlemesi ile bugünkü konumunu kazanmıştır. Westeaway (1994) ve Schindler (1997) benzer modeller ortaya koymuşlardır.

7. KUZEY ANADOLU FAYI'NIN MARMARA DENİZİ VE ÇEVRESİNDEKİ DEPREM AKTİVİTESİ

Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi ve çevresindeki bu kolları üzerinde, bu yüzyılda 7 büyük deprem (M>6. 5) meydana gelmiştir (1912, 1935, 1943, 1953, 1963, 1964, 1967) ve bunlardan 1912 depremi bu yüzyılda Avrupa'da meydana gelen en büyük deprem olarak bilinmektedir (Ambraseys ve Finkel 1987). Şekil 63'de Marmara Bölgesi'nde 1920-1990 yılları arasında M>4 büyüklüğündeki depremlerin dağılımı gösterilmektedir. Buradaki bütün depremler Kuzey Anadolu Fayı ile ilgilidir ve Adapazarı doğusundaki yoğun aktivite 1943 Adapazarı, 1944 Bolu-Gerede, 1957 Abant ve 1967 Mudurnu Vadisi depremlerinin esas şoku ve artçı şokları ile ilgilidir. Yine aynı haritadan görüldüğü gibi kuzey kol uzerinde orta büyüklükte depremler yeralmaktadır.



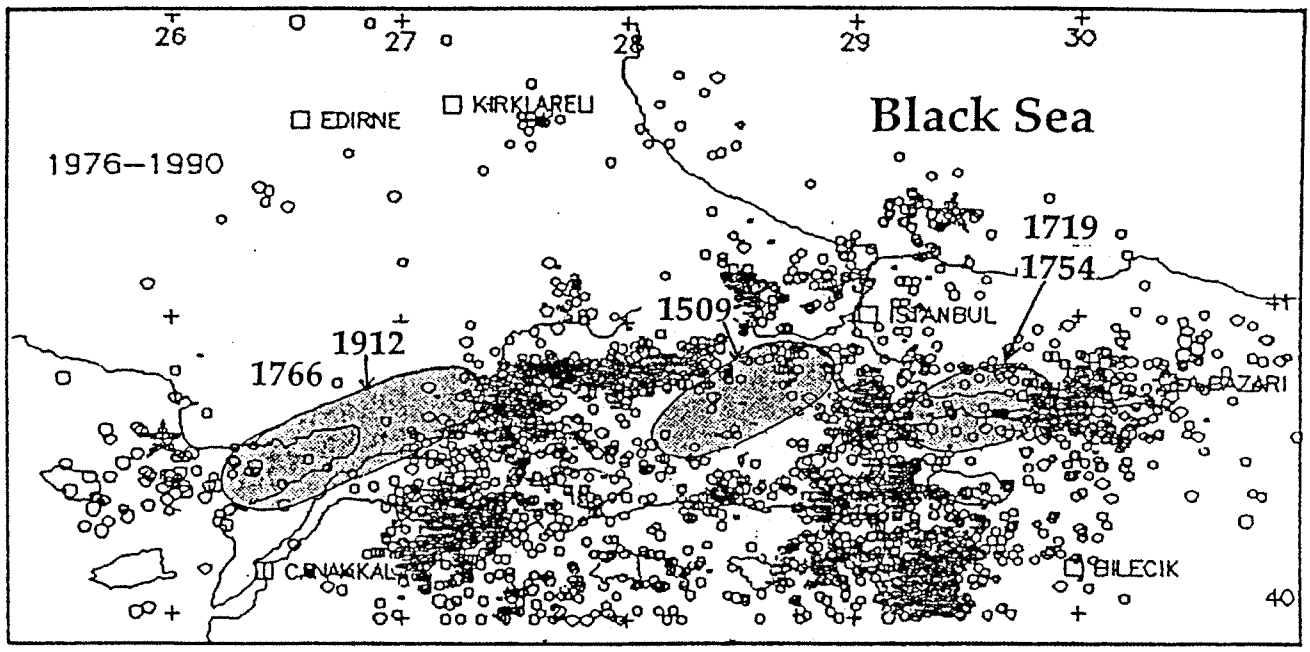
Şekil 63. 1920-1990 yılları arasında Marmara Denizi ve cevresinde M>4 depremlerin dağılımı. Veriler Crampin ve Üçer (1975), Dewey (1976) ve ISCden toplanıp hepsi bu yazarlar tarafından yeniden lokasyon yapılmıştır.



Şekil 64. Marmara Denizi ve çevresinde oluşanın depremlerin fay düzlemi çözümleri (Suad vd. 1997; Barka 1997)

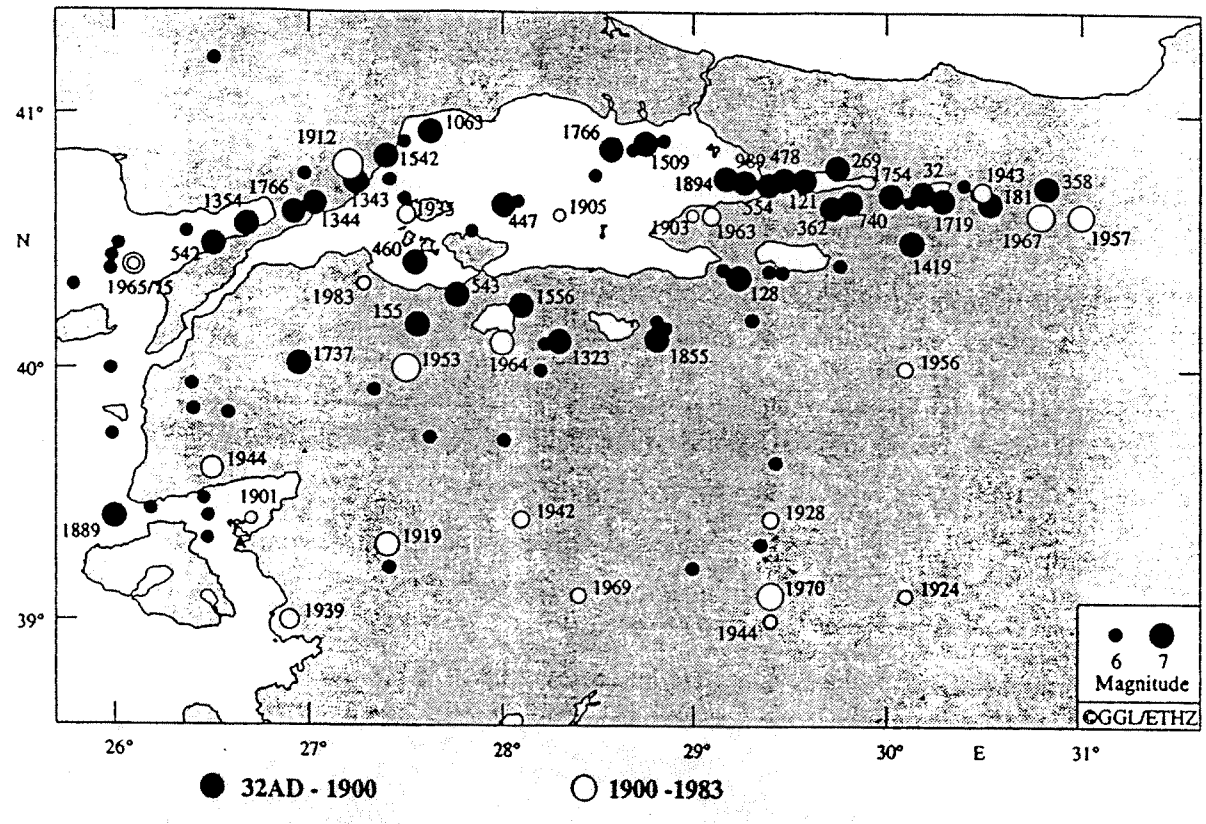
Şekil 64'de aynı alanda meydana gelmiş olan depremlerin fay mekanizmaları gösterilmektedir (McKenzie 1972, Crampin ve Üçer 1985, Barka 1992, 1993). Bu mekanizmalara göre fay üzerindeki büyük depremler doğrultu atımlı mekanizma verirken İzmit Körfezi'nde yeralan orta büyüklükteki depremlerde normal fay bileşenleri görülmektedir. Bununla beraber bu alanda da ana fayların doğrultu atımlı olduklarına inanılmaktadır. Normal mekanizmaların daha çok pull-apart yapılarla ilgili olduğu sanılmaktadır.

1976-1990 yılları arası mikro deprem kayıtları basenlerde mikro deprem aktivitesinin varlığını göstermektedir (Şekil 65). Buna karşılık KD-GB doğrultu-atımlı segmentlerin üzerinde mikro deprem aktivitesi olmadığı göze çarpmaktadır.

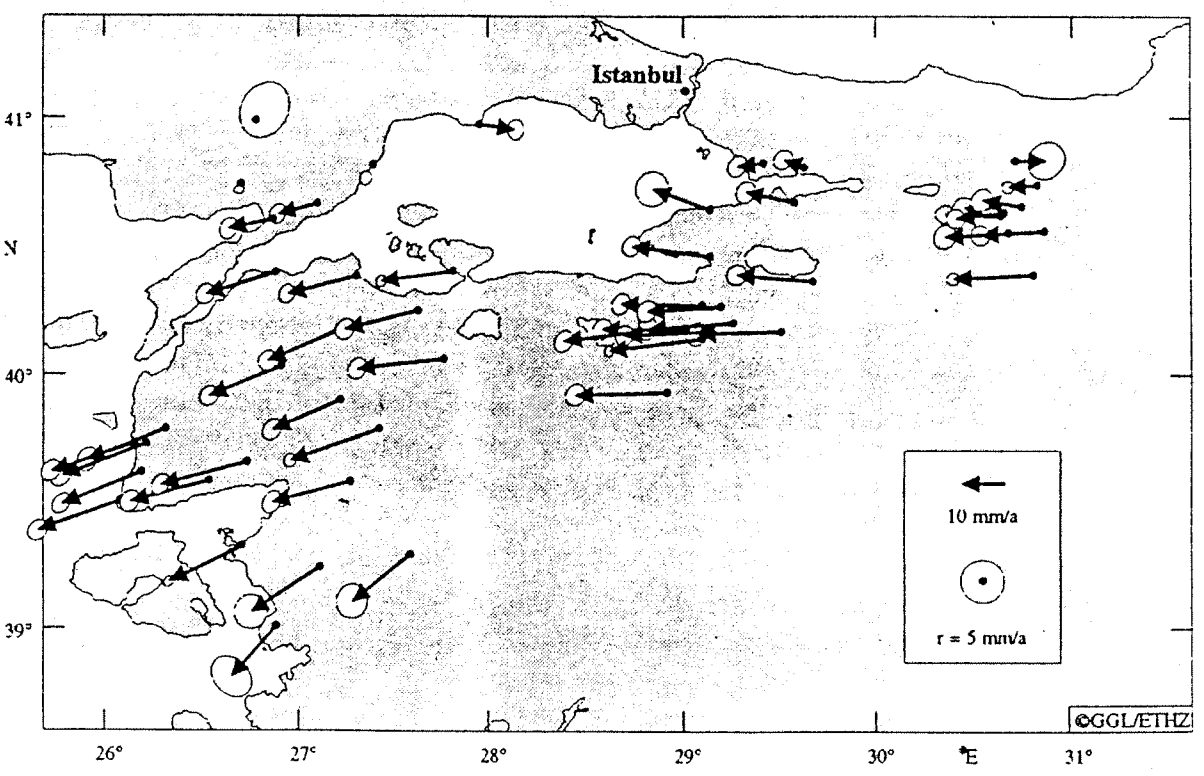


Şekil 65. 1976-1990 yılları arasında Marmara Denizi ve çevresindeki sismik aktivite gösterilmektedir (M>0). Bu şekilde de görüldüğü gibi Kuzey Anadolu Fayı boyunca Marmara çukurluklarında yoğun bir microsismik aktivite söz konusudur. Sessiz alanlar ise doğrultu atımlı faylara karşılık gelmektedir ve daha çok büyük depremlerle kırıldığı sanılmaktadır.

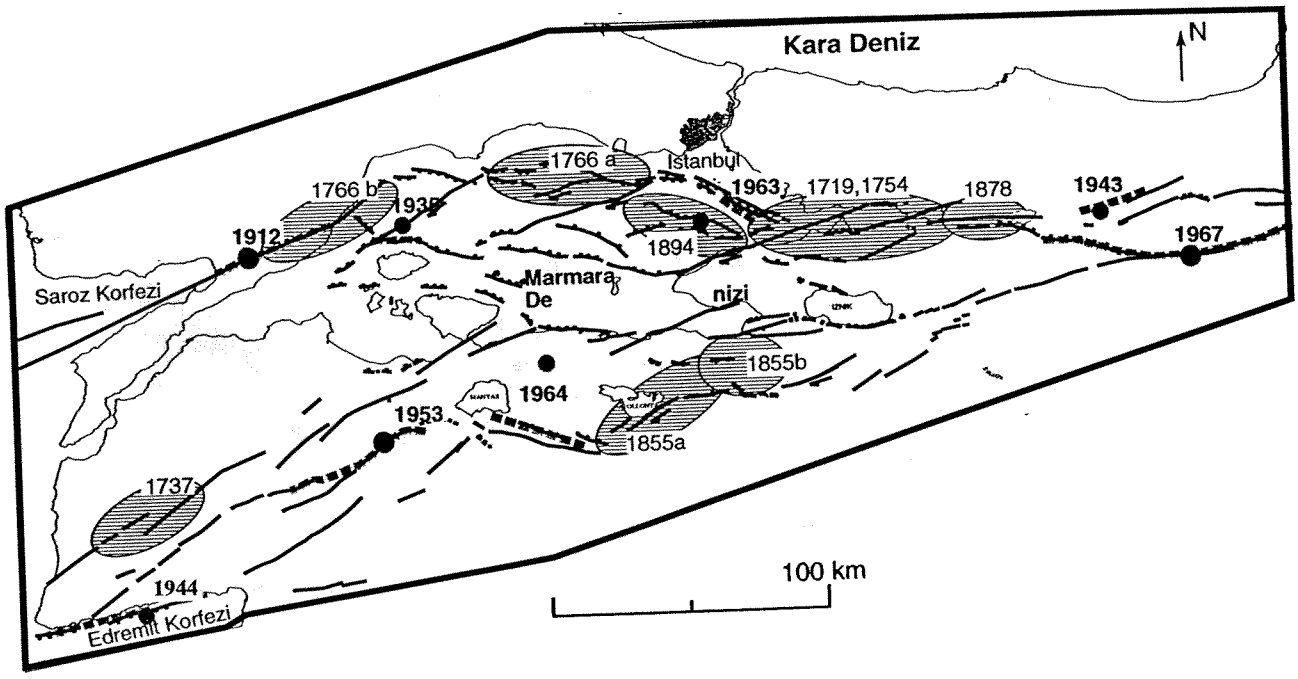
Son 2000 yılık deprem kayıtlarına göre (Ambraseys ve Finkel, 1991) Marmara Denizi'nde çok sayıda büyük deprem meydana gelmiştir (Şekil 66). Yalnız son 300 yıl içinde 1737, 1719, 1754, 1766a, 1766b, 1855a, 1855b, 1878 ve 1894 depremleri Marmara Denizi içinde ve yakın çevresinde meydana gelmiş olan önemli depremler arasında yeralmaktadır (Şekil 67). Yakın zamanda yapılan GPS çalışmaları (Straub, 1996) Anadolu Bloğu'nun Avrupa'ya göre bağıl olarak batıya doğru hareket etmesini sağlayan Kuzey Anadolu Fay Zonu'nundaki sağ yönlü kayma hızının yaklaşık 22 mm/yıl oldugunu göstermektedir (Şekil 68). Yine bu ölçümler Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey kolu üzerindeki hızının enaz 10-15 mm/yr olduğunu göstermektedir (Straub ve Kahle 1995; Straub, 1996). İstanbul çevresini içeren son 2000 senelik deprem kayıtlara bakıldığında ortalama her 100-110 yılda bir M=6. 6±0. 2 her 250 yılda M=7. 1±0. 2 ve her 500-1000 yılda bir de M>7. 3 büyüklügünde deprem olduğu ortaya çıkmaktadır (Barka 1991). Birinci ve ikinci kategori depremlerin perioyodları dolmuş ve ya dolmak üzeredir. Şekil 66'da görüldüğü gibi kuzey kol üzerinde son 2000 yılı meydana gelen tarihsel depremlerin sayıları diğer kollara nazaran çok fazladır (Ambraseys ve Finkel 1991). Bu şekil tek başına kuzey kolun diğer kollardan ,çok daha fazla aktif olduğunun kanıtıdır. Izmit Körfezi'nde meydana gelen depremler 121, 269, 478 ve 554'tür. Bunların yanısıra 1719 ve 1754 depremleri de bu çevrede oldukca fazla hasar meydana getirmiştir. Toksöz vd. (1979) Kuzey Anadolu Fayı ile yaptıkları bir inceleme sonucu bu alanın bu fay üzerindeki sismik boşluklardan biri olarak yorumlamışlardır.



Şekil 66. Son 2000 yılda Marmara Denizi ve çevresinde meydana gelen tarihsel depremlerin dağılımı (Ambraseys ve Finkel, 1991).



Şekil 67. Marmara Denizi ve cevresinde 1990-1996 GPS ölçümlerinden elde edilen hız vektörleri gösterilmektedir (Straub, 1996).



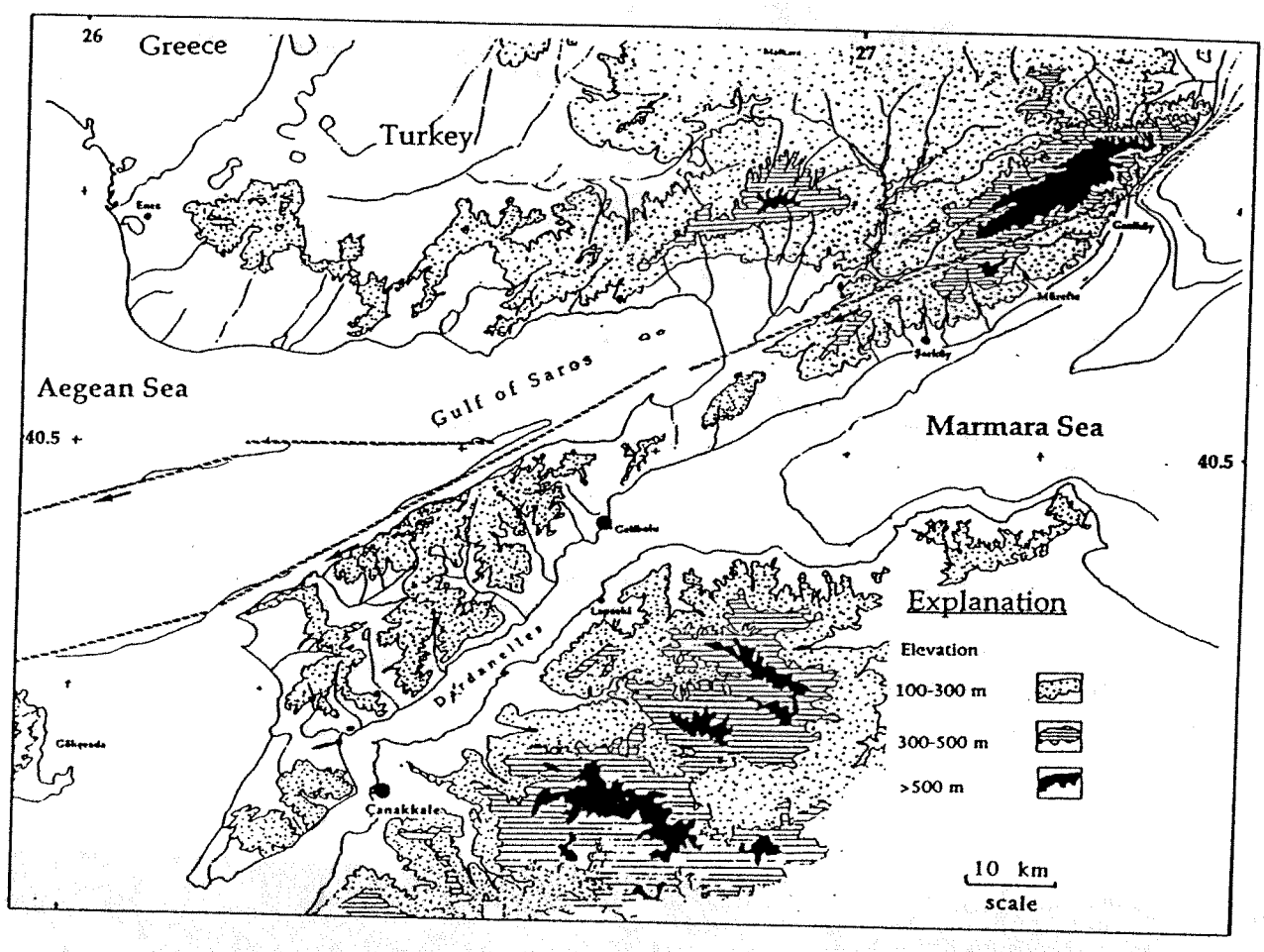
Şekil 68. Son üçyüzyıldır Marmara Denizi ve çevresinde meydana gelen önemli depremlerin dağılımı. Bu şekilde düz çizgili elipsler tarihsel deperemlerin olasılı yerlerini ve kesikli kalın çizgiler yine bu yüzyılda meydana gelen depremlerin arazide gözlenen yüzeykırıklarını göstermektedir. Bu şekilde ortaya çıkan diğer bir gerçek ise bütün aktivitenin Kuzey Anadolu Fayı üzerinde meydana geldiğidir (Barka, 1997).

Şekil 69 ve 70'de, Gaziköy-Saros Körfezi arasının topoğrafik özellikleri ve Kuzey Anadolu Fayı'nın aktif segmentleri gösterilmektedir.



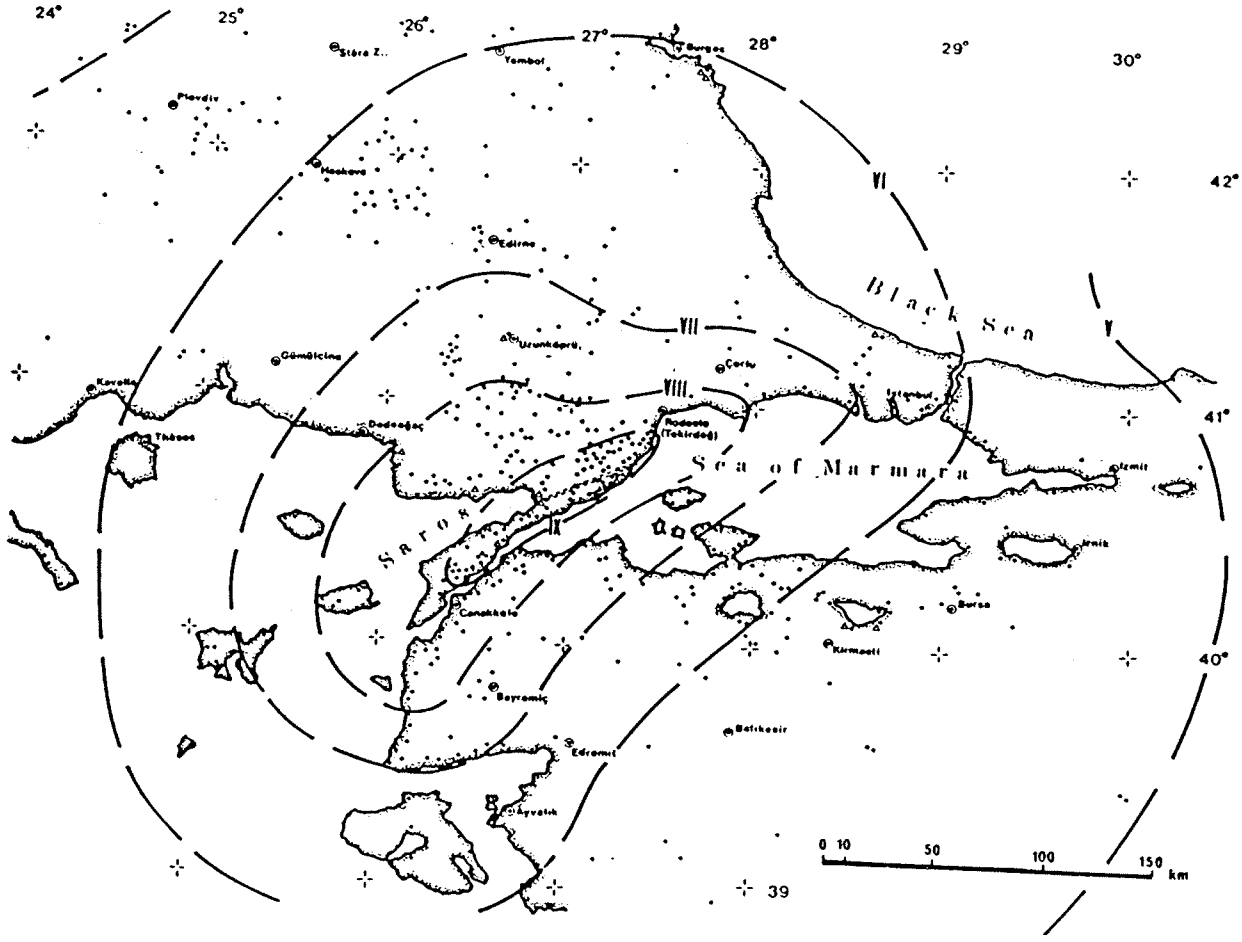
Şekil 69. Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey kolunun Gaziköy-Saros segmentinin Landsat görüntüsü.

Şekil 70'de görüldüğü gibi Ganos Yükselimi fay boyunca yer alan en önemli yükseltidir ve uzun ekseni fayla dar açı yapmaktadır. Bu yükseklik Gelibolu'ya doğru azalmaktadır. Ganos-Saros arasında fay zonu geometrik olarak şu segmentler ayrılabilir: Uçmakdere (1), Gaziköy-Saros (Ganos) (2), Gelibolu I (3), Gelibolu-Gökçeada (4), Saros I (5), Saros II (6) Saros-Semadirek (7), (Şekil 70).



Şekil 70. Marmara Denizi'nin batısı, Ganos-Gelibolu ve Çanakkale yöresinin morfotektonik haritası (Barka, 1997).

Ganos Yükselimi'nin sıkışma kökenli olduğu uzun zamandır bilinmektedir (Dewey ve Şengör, 1979; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Yaltırak,1996; Tüysüz vd., 1998). Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun kuzey kolu olan Gaziköy-Saroz segmenti en son 1912 yılında 7. 4 (Ms) büyüklüğünde bir depremle kırıldı (Şekil 71), (Macovei, 1912; Mihalinovic, 1927; Ateş ve Tabban, 1976; Ateş, 1982; Öztin, 1987; Ambraseys ve Finkel, 1987). Deprem Marmara Denizi'nden başlayan ve batıda Saroz Körfezi'ne kadar devam eden yüzey kırıklanmasına yol açmıştır (Ambraseys ve Finkel, 1987). Kuvvetli bir artcı deprem (M 6. 9) bu kırığın daha batıya doğru, Saroz Körfezi içlerine kadar devam ettiğini göstermektedir. Bu birbirini takip eden deprem zincirleri üçyüzün üzerinde köyün yıkılmasına ve ikibinden fazla kişinin hayatını kaybetmesine neden olmuştur. Ambraseys ve Finkel (1987) fayın karada kalan kısmının tamamının (yaklaşık 50 km) kırıldığını iddia etmişlerdir. Ancak maksimum etkilenme alanının (I=IX) genişliği göz önüne alındığında bunun en azından 100 km, hatta muhtemelen 140 km olabileceği ortaya çıkmaktadır. GPS verileri bu hareketin büyük bir kısmının KAFZ' nun kuzey kolu (Gaziköy-Saroz segmenti dahil) boyunca oluştuğunu göstermektedir. Gaziköy-Saroz segmenti boyunca 1912 depremi öncesinde oluşan büyük depremlerin tarihi kayıtları, potansiyel sismik kaynaklarının bolluğu ve güvenilir izosismik verilerin yokluğu nedeniyle belirsizdir.





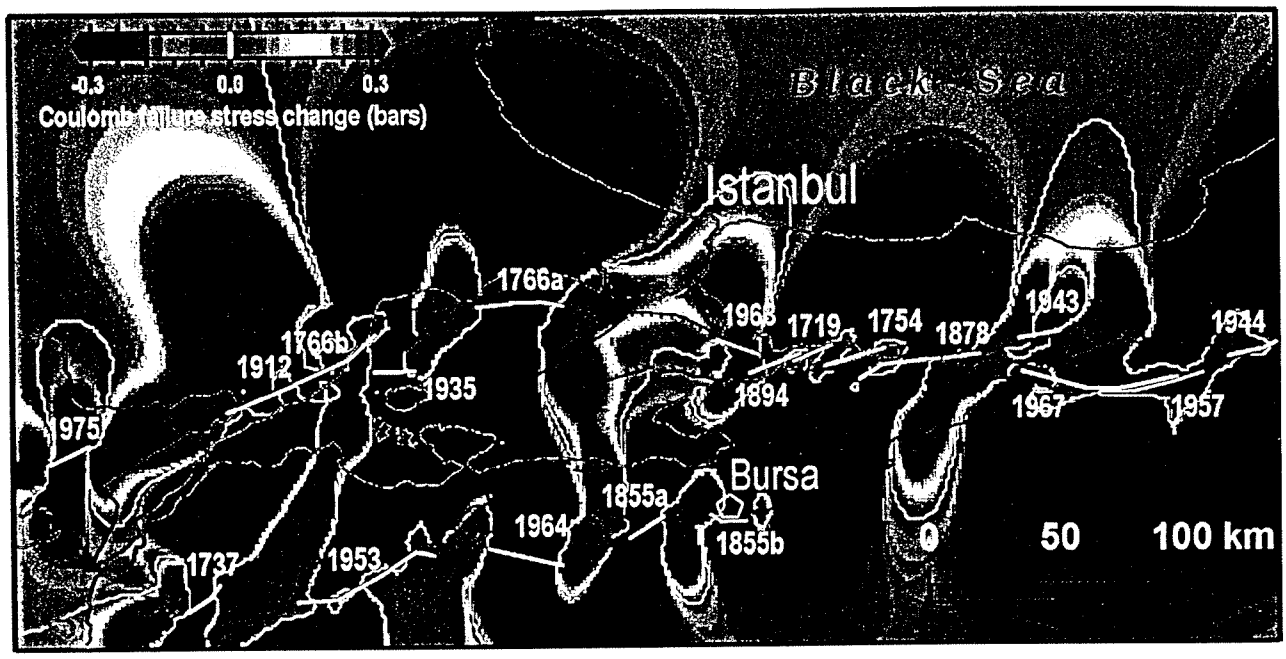
Şekil 71. 1912 Mürefte-şarköy depreminin isosismik haritası (a), (Ambraseys ve Finkel, 1987) ve Mürselli cıvarında gözlene yüzey kırıkları (Mihalinovic, 1927).

Ambraseys ve Finkel (1987) Gaziköy-Saroz segmentini kırmış olabilecek bir kaç depremin varlığını ortaya çıkarmışlardır. Bunlardan başlıcaları M. S. 93,484,824,1343-1353 (yayılmış bir deprem sekansı) ve 1776 tarihlerinde meydana gelen depremlerdir. Bunlardan herhangi biri Gaziköy-Saroz segmentini kırmış olabilir, ancak tarihsel kayıtlardan bu depremlerin ne kadar birbirine benzediği açık değildir. Fayın Saroz Körfezi'ne girdiği Kavakköy yakınlarında, 1912 deprem kırığı boyunca yapılan trench çalışmasında (Rockwell vd., 1997) 3-6 deprem tanınmış ve bu depremlerden yaklaşık 400-700 bir tekrarlanma aralığı elde edilmiştir. Bu depremler Ambraseys ve Finkel (1987) tarafından ortaya konulan depremlerle uyum içindedir.

Tarihsel deprem kayıtları fayın Geyve-Iznik orta kolu (Sipahioğlu ve Matsuda, 1986; Tsukuda vd., 1988; Barka, 1993) üzerindeki deprem aktivitesinin kuzey kola (İzmit ve çevresine) göre çok daha az olduğunu göstermektedir. Bu orta kol aletsel dönemde son derece sakindir. Tarihsel deprem kayitları ise MS 29/32 depremlerinin İznik için önemli olduğunu ve bunlarin dışında da MS 363, 368 and 740 İznikte hasar meydana getirdiği anlaşılmaktadır. Bununla beraber orta kolun İznik-Mekece kısmında yapılan paleosismik çalışmalar farklı sonuçlar ortaya koymaktadır. Örneğin Ikeda vd., (1989), Honkura ve Işıkara, (1991) bu alanda en son depremin günümüzden 200-500 yıl önce meydana gelmiş olabileceğini ileri sürmüşlerdir. Buna karşılık (Barka 1993) en son depremi MÖ 250-MS 700 tarihleri arasında meydana geldiğini ve MS 29/32 depremine karşılık gelebileceğini ve bu depremin son 4130±500 yıl tek deprem olduğunu ileri sürmüştür. Yoshioka ve Kuşçu, (1994) ise Geyve güneyinde doğal bir yarmada yaptıkları bir C^{14} yaşlandırmasına göre MÖ 398-204 döneminde bu segment üzerinde en son depremin meydana geldiği sonucuna varmışlardır. Bütün bu sonuçlar Orta kol olarak bilinen Geyve-Iznik segmentleri üzerindeki deprem tekrarlanma aralığının 2000 yılın üzerinde olduğunu göstermektedir. Bu da bize fayın bu kolu üzerindeki hızın (1-2 mm) kuzey kola nazaran çok daha az olduğunu göstermektedir. GPS verileri de bu sonucu doğrulamaktadır.

8. 1700 VE SONRASI MARMARA DEPREMLERININ MODELLENMESI

Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi içinde ve çevresindeki kolları üzerinde 18. yy ve sonrasında meydana gelen yıkıcı depremler (I>VIII ve M>6. 3) Coulomb metodu ile modellenerek kırılma stresinin güncel dağılımı elde edilmiştir (Şekil 72). Kırılma stresi dağılımı, gelecekte bölgede hangi fay segmentlerinde deprem olabileceği hakkında önemli ip uçları vermektedir (ör. Stein vd., 1997). Marmara Denizi ve çevresinde, 18. yy'da 1719, 1754 Sapanca-İzmit Körfezi depremleri, 1737 Bayramiç-Ezine depremi, 1766 Kuzey Marmara Denizi ve 1766 Ganos depremleri, 19. yy'da 1855a Ulubat ve 1855b Bursa depremleri ve 1878 Sapanca depremi, ve 20. yy'da ise 1912 Mürefte-Şarköy, 1935 Marmara Adası, 1943 Hendek, 1944 Bolu-Gerede, 1953 Yenice-Gönen, 1956 Eskişehir, 1957 Abant, 1963 Çınarcık, 1964 Manyas, 1967 Mudurnu vadisi, 1975 Saros depremleri meydana gelmiştir (Soysal vd., 1981; Ambraseys, 1988; Öztin ve Bayülke, 1990; Ambraseys ve Finkel 1991, 1995). 20. yy'da meydana gelen önemli depremler Barka ve Nalbant (1998) tarafından aynı metodla modellenmiştir. Barka vd., (1998) ise 20.yy depremleri yanısıra 18. ve 19. yy depremleri de modelleme kapsamı içine alınmıştır. Coulomb metodu (e. g. Stein vd., 1997), her depremden sonra kırılma stresinin arttığı ve azaldığı alanların belirlenmesinde kullanılmaktadır. Bu tür modellemelerde, "depremin meydana geldiği fayın geometrisi, uzunluğu, üzerinde meydana gelen yerdeğiştirme miktarı ve bölgesel maksimum stressin yönü kullanılarak kırılma stresinin dağılımı elde edilmektedir. Son 300 yılda Marmara Denizi ve çevresinde meydana gelen depremlerin oluşturduğu kırılma stresinin ve aktif fay segmentlerinin dağılımı ve kinematik özellikleri göz önüne alındığında, gelecekte hangi fay segmentlerinde deprem olacağı hakkında önemli ip uçları elde edilmiştir.

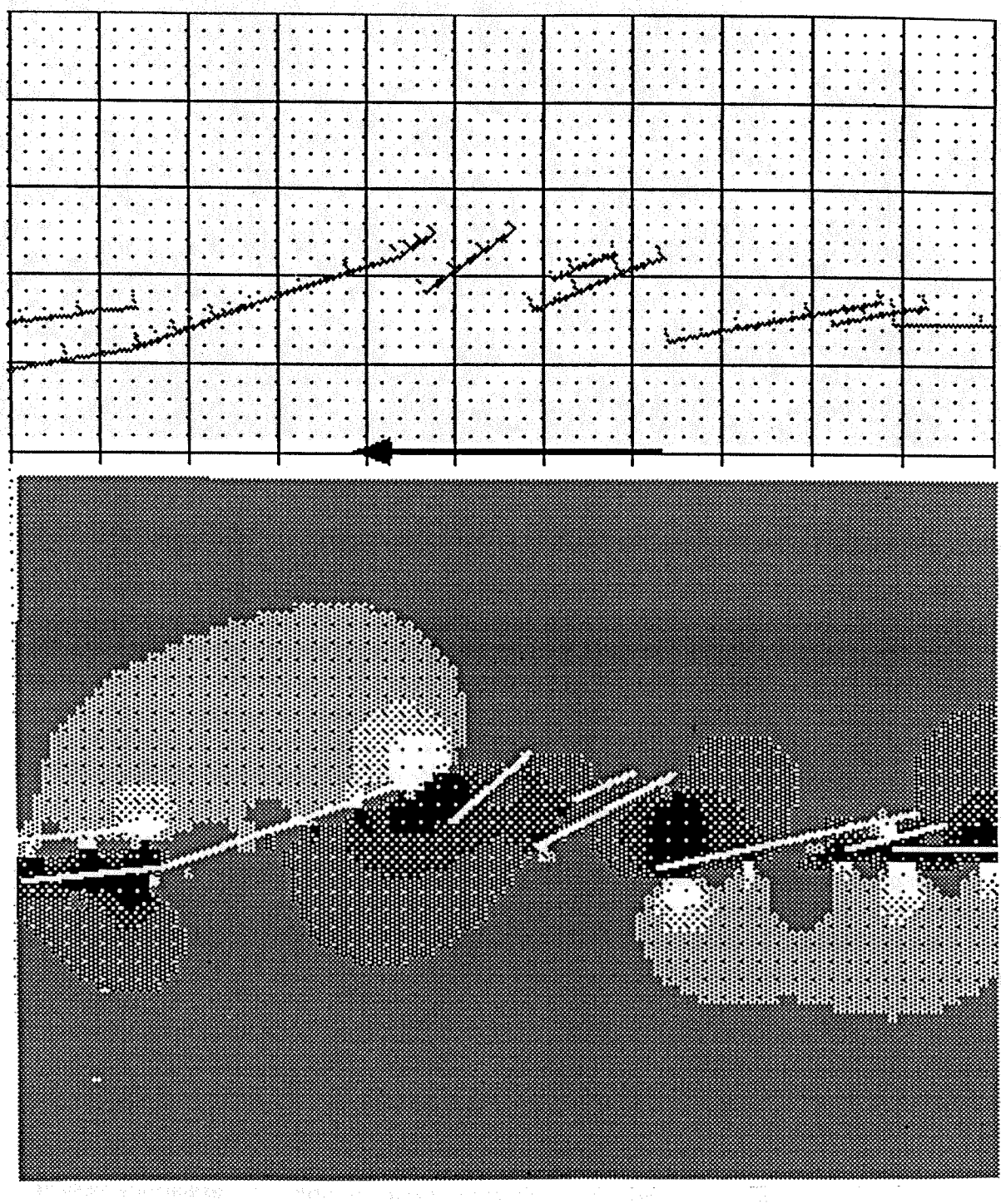


Şekil 72. Marmara Denizi ve çevresinde son 300 yılda meydana gelen depremlerin kırılma stresi modellenmesi. Bu modelde koyu gri alanlar stresin arttığı ve siyah alanlar ise stresin azaltığı yerleri göstermektedir (Barka ve Nalbant,1998)

Bu sonuçlara göre, Marmara Denizi çevresindeki bazı segmentlerin yanısıra Marmara Denizi içi sırtlarında da kırılma stresinin artmış olduğu anlaşılmıştır. Bu sırtlardan İstanbul güneybatısında yeralan orta Marmara sırtında en son depremin 1509 yılında meydana geldiği tahmin edilmektedir. GPS ölçümlerine göre, Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey kolu üzerinde en az 10 mm/yıl'lık bir hareket hızı olduğu göz önüne alındığında bu sırtı oluşturan doğrultu atımlı segment üzerinde 1509 yılından beri yaklaşık 5 m lik bir yer-değiştirmenin birikmiş olduğunu ortaya çıkmaktadır. Bu sebeble özellikle İstanbul'un güneybatısında yeralan Orta Marmara sırtı hakkındaki her türlü bilginin süratle arttırılması gerekmektedir. Marmara Denizi sırtları yanısıra Marmara Denizi çevresinde aşağıdaki fay segmentlerinde kırılma stresinin arttığı belirlenmiştir. 1- Saros Körfezi, 2- Çınarcık Baseni kuzey ve güney normal fayları, 3- Hendek ve Mudurnu Vadisi batı bölümü, 4- Mekece-Geyve arası, 5- Edremit Körfezi, 6- Bayramiç-Çan ve, 7-Edremit-Yenice en başta sayılacak alanlar arasında yer almaktadır.

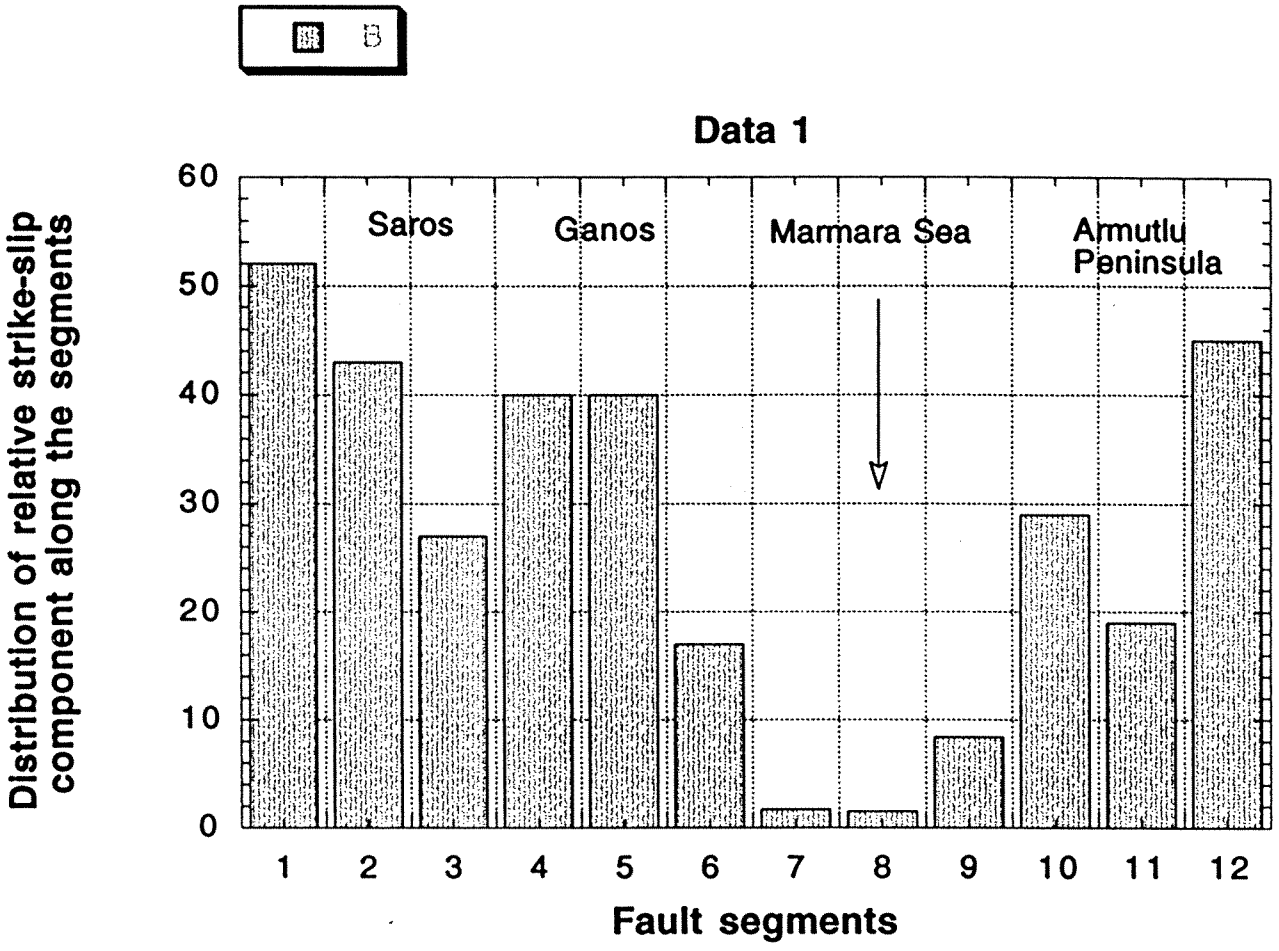
9. KUZEY ANADOLU FAYI'NIN KUZEY KOLUNUN MARMARA DENİZİ İÇİNDEKİ SEGMENTLERİNİN SINIRLI ELEMAN (BOUNDARY ELEMENT) MODELLEMESI

Marmara Denizi'nin kuzey bölümünü oluşturan derin çukurların ve aralarında yeralan sırtların yapısının anlaşılması amacıyla burada belirlenen faylar sınırlı eleman metodu (Bilham ve King, 1989) ile modellenmiştir (Şekil 73). Modellemede kayma vektörü GPS verilerine uygun olarak D-B ile 10ş lik BGB'ya açı yapacak şekilde alınmıştır. Bu modelleme sonucunda Marmara çukurlukları (siyah alanalar) ayrica Ganos ve Armutlu yükselimleri belirgin olarak ortaya çıkmaktadır. Modelde kullanilan fay segmentleri üzerindeki doğrultu atım miktarları Şekil 74'te gösterilmektedir. Bu şekilde açıkca görüldüğü gibi Marmara Denizi içindeki segmentlerin üzerindeki doğrultu atım master faylara göre çok daha azdır ve yine şekilden anlaşılacağı gibi bu segmentler transtensiyonel



Şekil 73. Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi içinden geçen kuzey kolunun sınırlı elemanlarla modellenmesi Ustteki Şekil fay segmentlerini ve hareket yönünü göstermektedir. Alttaki şekil ise bu hareket sonucunda sıkışan ve genişleyen veya çöken (siyah) ve yükselen (beyaz) alanlari göstermektedir.

karakterdedir. Kısaca boundary element modellemesi bize Kuzey Anadolu Fayı'nin kuzey kolunun Marmara Denizi içindeki segmentlerinin üzerinde doğrultu atımın diğer iki tarafında yeralan master fay segmentlerine göre daha az olduğunu ve bu segmentelrin transtensional karakterde olduğunu göstermektedir.

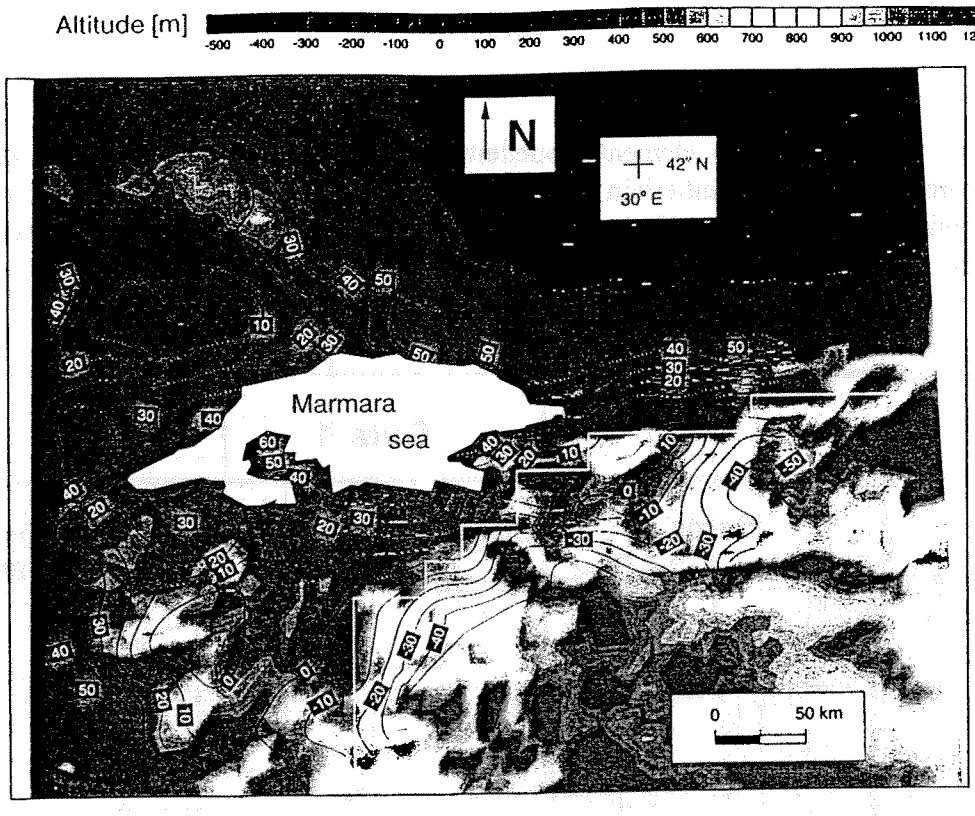


Şekil 74. Şekil 73'de gösterilen modelde elde edilen doğrultu atım miktarları. Şekilden anlaşıldığı gibi Marmara Denizi içinde yeralan segmentler üzerindeki doğrultu atım miktarı doğuda ve batıda ki segmentlere çok daha azdır. Bu segmentle üzerinde transtansiyonel bir regimin hakim olduğu ortaya çıkmaktadır ve buda sismik profillerde doğrulanmaktadır.

10. DİĞER JEOFİZİK YÖNTEMLER

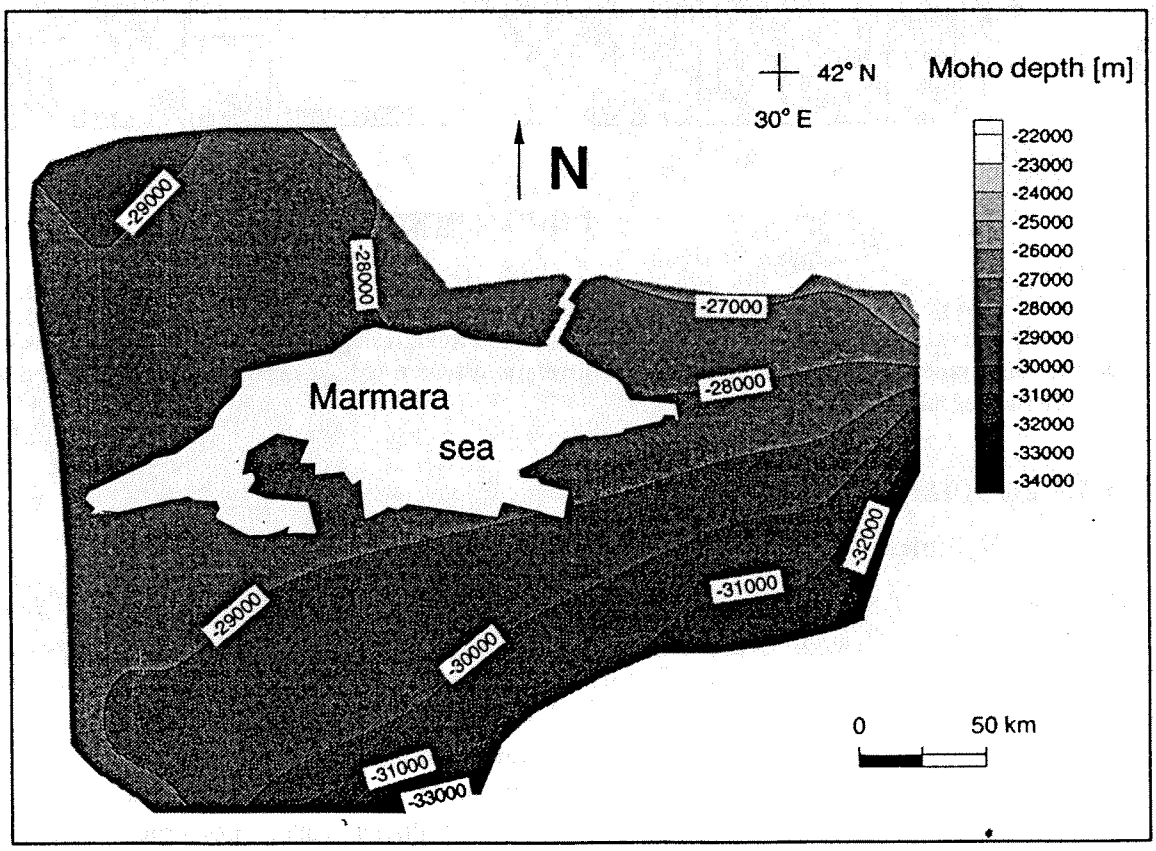
10.1. Gravite Ölçümleri

Marmara Denizi ve çevresi ile ilgili Bouguer gravite anomali haritaları MTA, Harita Komutanlığı, Ekingen (1971, 1978), Adatepe (1988), Ekşioğlu (1991), Ergün vd (1995), Şimşek (1993, 1997) ve Klingele ve Medici (1997) tarafından farklı yöntemler kullanılarak yorumlanmıştır. Şekil 75'te 5 Mgal kontur aralıkları ile Ergün vd (1995) tarafından düzenlenen Bouguer gravite anomali haritası verilmektedir. Şekil 76 da ise Bouguer anomali ve topoğrafya haritası bir arada gösterilmektedir (Klingele ve Medici 1997). Bu haritalarda Karadeniz ve İç Anadolu bölgelerine nazaran Marmara Denizi ve çevresinde küçük birçok anomalilerin varlığı görülmektedir. Bouguer gravite değerleri güney Marmara'da 20-25 Mgal ' Karadeniz'e doğru 50-55 Mgal'e çıkmaktadır. Yine garvite değerleri Trakya Havzası'na doğru azalmaktadır. En yüksek gravite değerleri Kapidağ çevresinde yeralmaktadır. Bu anomali yaklaşık D-B uzanımlı olup yükselen güney şelf, Kapıdağ Marmara Adası ve Armutlu Yarımadası'nın batı ucuna karşılık gelmektedir.



Map of the Bouguer anomaly and topography.

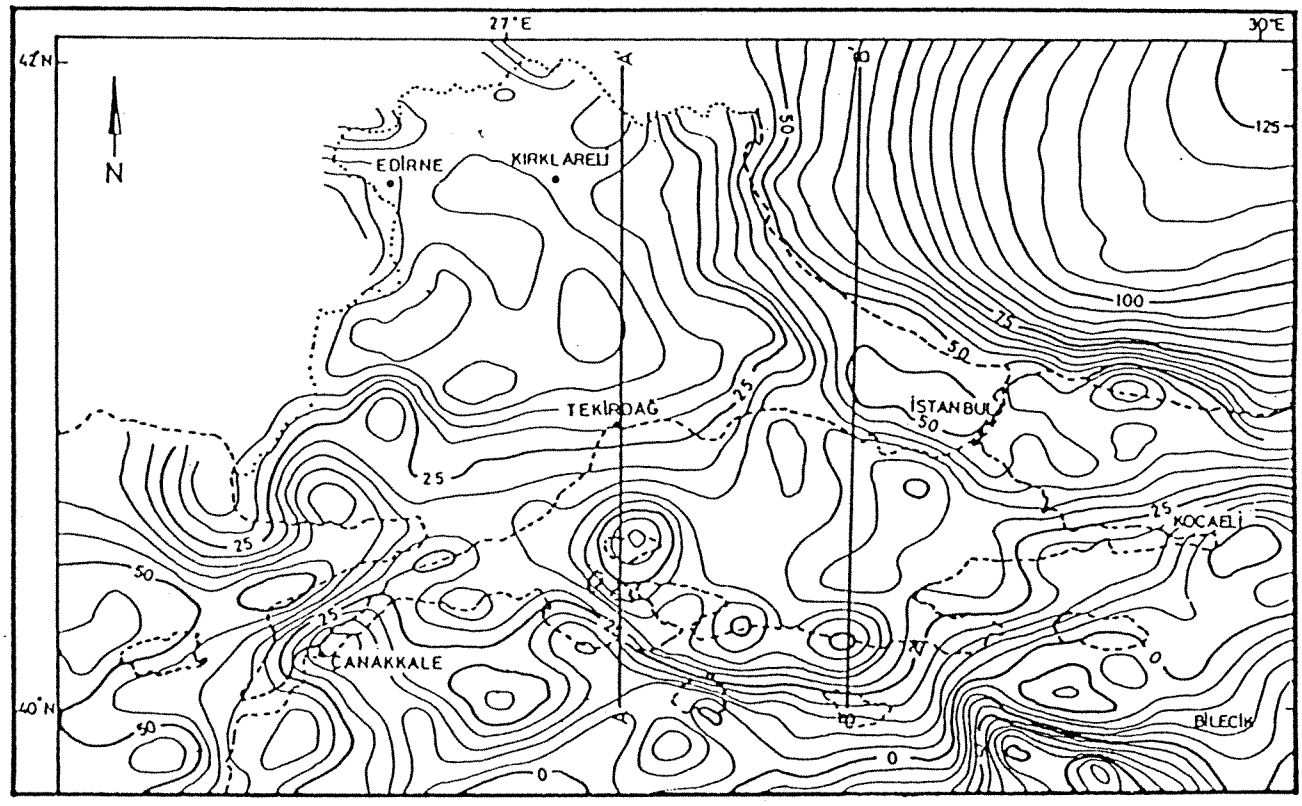
Şekil 75. Marmara Denizi ve çevresinin Bouguer anomali ve topoğrafya haritası (Klingele ve Medici (1997).



Şekil 76. Marmara Denizi ve Çevresi Moho derinliği haritası (Klingele ve Medici (1997).

Ergün vd (1995) genelde pozitif gravite anomalilerinin Marmara Denizi içinde ve çevresinde yükselen bloklara ve negatif anomalilerin ise basenlere ve incelen alanlara karşılık geldiğini ileri sürmüştür. Klingele ve Medici (1997) yaptıkları modelleme sonucunda kabuk manto derinliği (Mohorovicic süreksizliği) ortalama 30 km ve maksimum ise 32 km olduğunu belirlemişlerdir. Gradyan Marmara Denizi içinde GD'dan KB doğru azalmaktadır ve Kuzey Marmara'da bu değer yaklaşık 27 km civarındadır (Şekil 76).

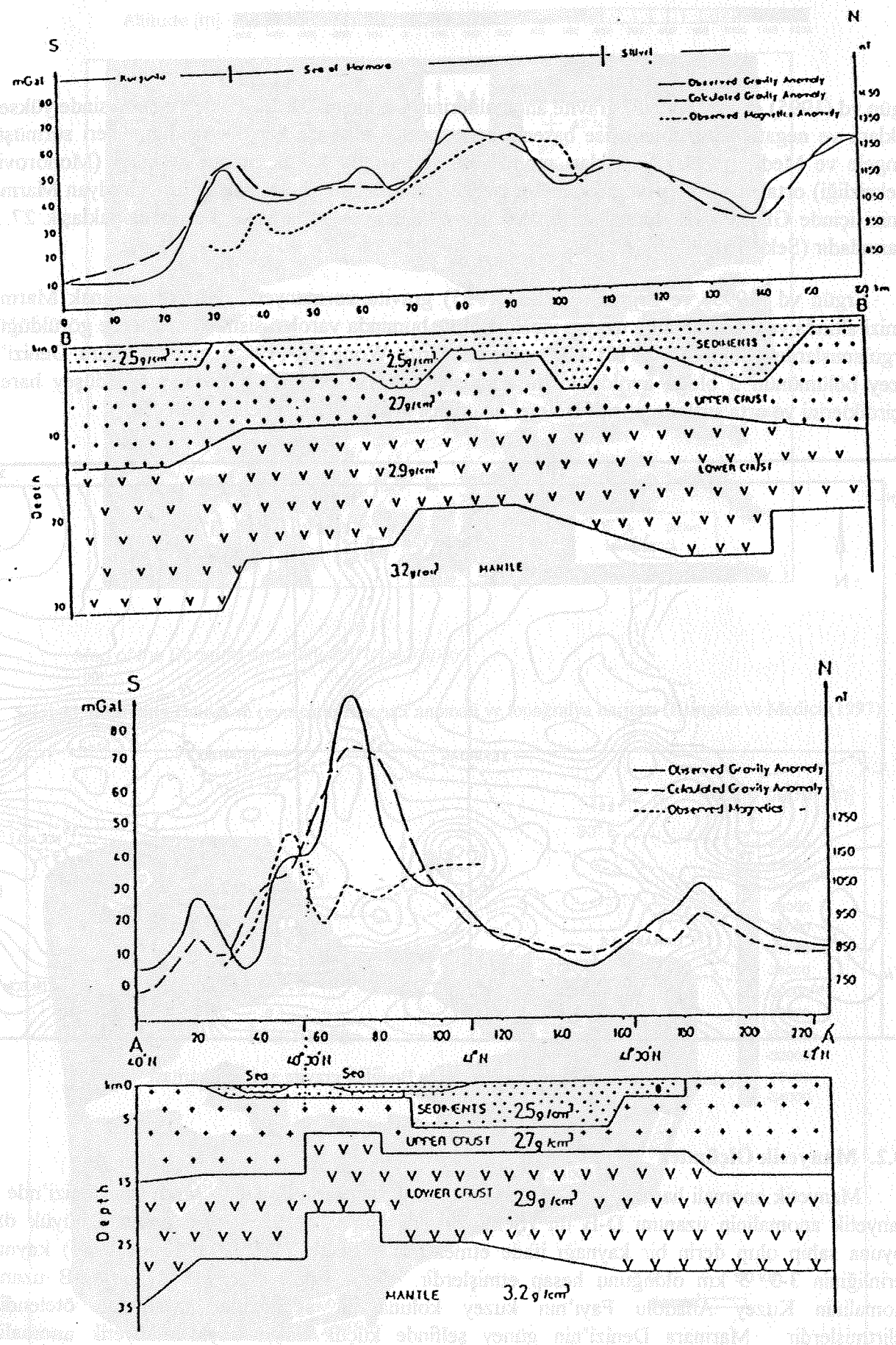
Ergün vd (1995) ve Ergün ve Özel (1995) gravite ve manyetik verilere dayanak Marmara Denizi altında yeralan kabuğun uzayıp inceldiğini ve bununda varolan sismik profillerde görüldüğünü vurgulamışlardır (Şekil 77 ve 78). Bu çalışmacılarda Wong vd (1995) gibi Marmara Denizi'nin kuzey bölümünün 5 bloğa ayrıldığını düşünmüşlerdir. Bu blokları birbirine göre düşey hareket geçirdiklerini ve orta sırtların positif Bouger anamalisi gösterdiklerini belirlemişlerdir.



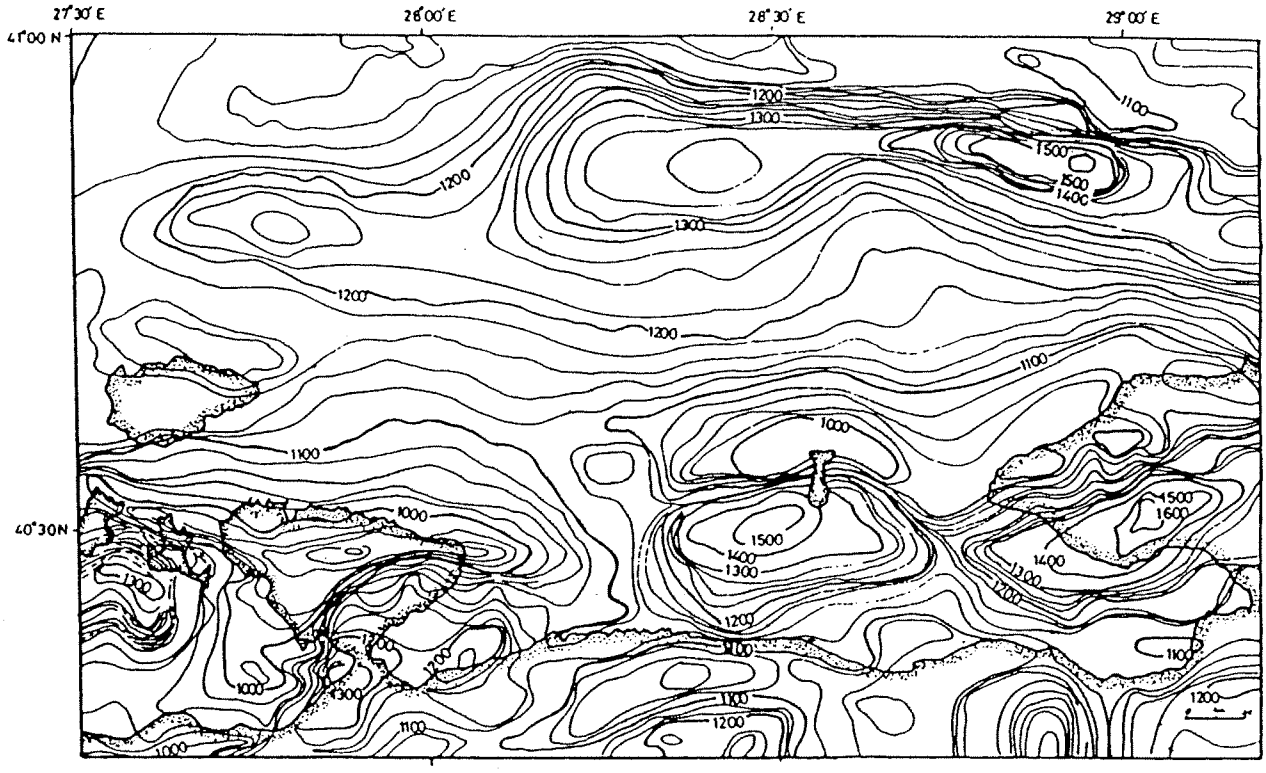
Şekil 77. Marmara Deniz ve çevresinin Bouguer gravite anomali haritası

10.2. Manyetik Ölçümler

Manyetik anomali haritası genel olarak magmatik kayalarla ilgilidir. Marmara Denizi'nde ana manyetik anomalinin uzanımı D-B dır (Şekil 79), (Ergün vd., 1995). Bu anomali büyük dalga boyuna sahip olup derin bir kaynağı ifade etmektedir. Ergün (1990) ve Kale (1985) kaynağın derinliğinin 3-3. 5 km olduğunu hesap etmişlerdir. Yine Ergün vd., (1995) bu D-B uzanimli anomalinin Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey koluna ait segmentler tarafından ötelendiğini belirtmişlerdir. Marmara Denizi'nin güney şelfinde küçük dalga boylu manyetik anomalilere rastlanmaktadır. Bu anomalilerin bu çevrede yeralan granitik ve volkanik kayalardan kaynaklandığı sanılmaktadır. Ergün vd., (1995) Marmara Denizi içinde ve çevresinde yeralan Intra-Pontid Kenet Kuşağı'na ait ofiyolitik kayalarında bu anomalerin bir kısmını oluşturabileceğini ileri şürmüşlerdir.



Şekil 78. Marmara Denizi'nin 27°30' ve 28° 15' boylamları boyunca K-G kesen Bouguer gravite anomali profilinin yorumu (Ergün vd., 1995). c



Şekil 79. Marmara Deniz ve çevresinin manyetik anomali haritası

11. PETROL OLANAKLARI

Marmara Denizi içinde ve yakın çevresinde 1950 li yılardan beri petrol ve gaz araştırmaları yapılmaktadır. Marmara Denizi'nin KB'sında yoğunlaşmaktadır. Karada ve denizde açılan sondajlar sonucunda daha çok gaz elde edilmiştir. Marathon (1975) tarafından yapılan deniz içi sondajında ise pek verimli bir emareye rastlanmamıstır. Petrol çalışmalarının daha verimli olması için Marmara Denizi ve çevresinin jeolojik evriminin ve Kuzey Anadolu Fayı'nın çok iyi anlaşılması gerekmektedir. Ancak bu konu halen çok iyi anlaşılmış bulunmamaktadır. Bununla beraber güncel olarak Marmara Denizi içinde ve çevresinde jeolojik ve jeofizik çalışmaların artması sebebiyle petrol araştırmalarınında daha olumlu sonuçlar vermesi beklenmektedir.

12. KAYNAKLAR

Adatepe, M. F., 1988. Marmara Denizi jeofizik verilerinin değerlendirilmesi. İstanbul Üniversitesi, (Doktora Tezi), 204 s.

Akartuna, M.,1968, Armutlu Yarımadası'nın Jeolojisi: I. Ü. Fen Fakültesi Monografileri, 20, 105s.

Akgün, M. ve Ergün, M., 1995. İzmit Körfezi'nin yapısı ve Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ile ilişkisinin irdelenmesi. Jeofizik, 9, 1-2, 71-78.

Akkoyunlu, F., 1995. Marmara Denizi'nde yer alan derin sismik kesitlerin yorumu. İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, (Master Tezi),119 s.

Allen, C. R., 1969. Active faulting in northern Turkey, Contr. No. 1577. Div. Geol. Sci. Calif. Inst. Tech., 32pp.

Ambraseys N. N. ve Finkel, C. F. 1991. Marmara Sea earthquake of 1509. Terra Motae, 167-174.

Ambraseys N. N. ve Finkel, C. F., 1987. The Saros-Marmara earthquake of 9 August 1912. Earthq. Engin. and Struc. Dynam. 15, 189-211.

Ambraseys, N. N. ve. Finkel, C.F., 1995. Seismicity of Turkey and Adjacent Areas, A historical Review, 1500-1800. Eren Yayıncılık ve Kitapçılık Ltd. 224 pp.

Ambraseys, N. N., 1971. Value of historical earthquakes. Nature, 232, 375-379.

Ambraseys, N. N., 1988. Engineering seismology, Earthquake Engineering and Structural Dynamics,, 17, 1-105.

Ambraseys, N.N., 1970. Some characteristic features of the North Anatolian fault zone, Tectonophysics, 9, 143-165.

Andrussov, N.,1890. Die Schicten von Cap Tschauda: Ann. d. k. k. Nat. Hof. V. 66

Ardel, A. ve İnandik, H.,1957. Marmara Denizi'nin teşekkül ve tekamülü:Türk Coğ. Derg.,17, 1-14

Ardel, A. ve Kurter, A.,1973. Marmara Denizi: I. Ü. Coğ. Derg.,18-19, 57-75

Arıç, C.,1955. Haliç ve Küçükçekmece Gölü Bölgesi'nin Jeolojisi: I. T. Ü., Maden Fak. (Doktora Tezi) 48 s.

Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A., Barka, A. (baskıda). Propagation of the North Anatolian fault into the Northern Aegean: Timing and kinematics. Geology.

Armijo, R., Meyer, B., King, G. C. P., Rigo, A. and Papanastassiou, D. 1996. Quaternary evolution of the Corinth and its implications for the late Cenozoic evolution of the Aegean. Geophys. Res. Int. 126, 11-53.

Arpat, E. ve Şaroğlu, F., 1972. Some recent tectonic events in Turkey, Bull. Geol. Soc. Turkey, 18, 91-101.

Ateş, R. ve Tabban, A. 1976. Preliminary report for the şarköy-Mürefte earthquake of 9th August, 1912. Publ. Earth. Res. Inst.

Ateş, R., 1982. Earthquake activity on the North Anatolian fault zone. In "Progress in Earthquake Prediction" edited by A. M. Isikara and A. Vogel. Friedr. Vieweg and Sohn, FGR, 95-113.

Aydın, Y., 1974. Etude petrographique et geochemique de la partie centrale du Massif d'Istranca (Turquie). University of Nancy, (PhD Thesis), 131p.

Aykol, A. ve Tokel, S., 1991. The geochemistry and tectonic setting of the Demirköy pluton of the Srednogora-Istranca granotoid chain, NW Turkey. Mineralogical Magazin, 55, 249-256.

Bargu, S.,1989-90. Kuzey Anadolu Fayı'nın Gaziköy ve Mürefte (Tekirdağ) Dolaylarında Yapısal Özellikleri ve Hareket Mekanizması: İ. Ü. Yerbilimleri Derg., 7,1-2,77-97. (Basım 1993)

Barka A. A., 1991. İstanbul'un Depremselliğini oluşturan tektonik yapılar ve İstanbul için bir mikro-bölgelendirme denemesi. "İstanbul ve Deprem Sempozyumu" Inşaat Müh. Odası. 35-52.

Barka, A. A. ve Gülen, L., 1988. New constraints on age and total offset of the North Anatolian fault zone: Implications for tectonics of the eastern Mediterranean region. Spec. Publ. Middle-East Techn. Univ. Ankara, Turkey. .

Barka, A. A. ve Kadinsky-Cade, K. 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. Tectonics, 7, 663-684.

Barka, A. A. ve Reilinger 1997. Active tectonics of the Eastern Mediterranean region deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. Annale de Geofizica. XL, 587-610.

Barka, A. A., 1997. Neotectonics of the Marmara region. In "Active tectonics of Northwestern Anatolia-The Marmara Project" Ed. C. Schindler and M. Pfister. VDF, ETH Zurich.

Barka, A. A., 1992. The North Anatolian Fault. Anneles Tectonicae, 6, 164-195.

Barka, A. A., 1993. Kuzey Anadolu Fayı'nın Sapanca- İzmit ve Geyve- İznik Kolları Üzerinde Paleosismik Araştırmalar. Proje No: YBAG-4/7551.

Barka, A. A., Toksöz, N. M. 1989. Seismic gaps along the North Anatolian Fault. Abstact, IASPEI meeting in İstanbul, Turkey, S9-1.

Barka, A. ve Kuscu, I. 1996. Extensts of the North Anatolian fault in the Izmit, Gemlik and Bandirma Bays. Turkish J. Marine Sci. 2, 93-106.

Barka, A.A. ve Nalbant, S.,1998. 1700 ve sonrası Marmara depremlerinin modellemesi. Aktif Tektonik Araştırma Grubu, ATAG –I. Makaleler, 32-42

Barka, A., Nalbant, S., Hubert. A., King, G. 1998. Coulomb modeling of Marmara Sea earthquakes since 1700: implications on the earthquake hazard of the İstanbul region. EGS Meeting Nis.

Bilham, R. & King, G. 1989. The morphology of strike-slip faults: Examples from the San Andreas fault, California. J. Geophys. Res. 94, 10204-10216.

Bingöl, E., Akyürek, B., Korkmazer, B., 1973. Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve Karakaya Formasyonu'nun bazı özellikleri. Cumhuriyetin 50. yılı Tebliğler, Maden tetkik ve Arama Enstitüsü, 70-77.

Calvert, F. ve Neumayr, M., 1880, Die Jungen Ablagerungen am Hellespont: Denkschr,k. k. Akad Wiss., math, -nat. Kl. 40,357-378

Chaput, G., 1957, Etudes sur les terrasses marines du litoral de la mer de Marmara, I. les terrases de Yalova: Travaux laboratoire de Geologie de la Faculte des Sciences de Dijon, 18, 129-136

Chatalov, G., 1988. Recent developments in the geology of the Strandzha Zone in Bulgaria. Bulletin Technical University of İstanbul, 41: 433-466.

Crampin, S. ve Evans, R, 1986. Neotectonics of the Marmara Sea region of Turkey. J. Geol. Soc. London, 143, 343-346.

Crampin, S. ve Üçer, B. 1975. Seismicity of the Marmara sea region of Turkey. J. R. Astr. Soc. , 40, 269-288.

Çagatay, M. M., Gorur, N., Alpar, B., Saatcilar, R., Akkok, R., Sakinc, M., Yuca, H., Yaltiarak, C. ve Kuscu, I. 1998. Geological evolution of the Gulf of Saros, NE Aegean Sea. Geol. Mar Letter. 137.

Çağlayan, A. M., Şengün, M. Yurtsever, A. 1988. Main Fault Systems shaping the Istranca massif.

Çetin, S., Imren, C., Barka, A., Boztepe, A., Ecevitoğlu, B. 1998. Marmara Denizi sismik yansıma profili çalışmalarının ön sonuçları. Özet, Deniz Jeolojisi, Türkiye Deniz araştırmaları, Workshop, IV, 14-15 Mayıs. 7-12.

Dean, W. T., Matin, F., ve Monod, O., 1993. Report on field program with Turkish Petroleum Co. in northern and southern Turkey. TPAO, 64p.

Deutsches Hydrographisches Institut, 1987. Karte Nr 511, Marmara Meer, 1;200.000

Dewey, J. F. & Şengör, A. M. C. 1979. Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. Geological Society of America Bulletin, 90, 84-92.

Dewey, J. W. 1976. Seismicity of Northern Anatolia. Bull. Seism. Soc. Am. 66, 843-868.

Doust, H. ve Arıkan, Y. 1974. The geology of the Thrace basin. In: Proceedings of the Second Petroleum Congress of Turkey, H. Okay and E. Dileköz (eds.), Assoc. Turkish Petrol. Geolgists, pp. 119-136.

Ekingen, A., 1978. Gravity gradient of the Biga peninsula, Geothermal Enery Assoc. Publ. 6, 2-6.

Ekingen. A. 1971. Gravimetric method in geothermal field explorations and its applicacations in Turkey. Proceedings of 1. Geothermal Energy Symposium of Turkey, 60-74.

Ekşioğlu, G., 1991. Marmara Denizi yapısının jeofizik verilerle incelenmesi. MSc. Thesis, D. E. Universitesi, Izmir, Turkey.

Emre, Ö., Erkal, T., Tchepalyga, A., Kazancı, N., Keçer, M., Ünay, E. 1998. Doğu Marmara Bölgesi'nin Neojen-Kuvaterner evrimi. MTA Dergisi, 120.

English, T., 1904. Eocene and Later Formations Surrounding the Dardanelles. Quart. Journ. Geol. Soc. 58. 309-390.

Ergun, M,. 1990. Geophysical framework of the Sea of Marmara. Rapp.Comm. Int. Mer. Medit., 32, 137 s.

Ergün, M. and Özel, E. 1995. Structural realtionship between the sea of Marmara basin and the North Anatolian fault. Terra Nova, 7, 278-288.

Ergün, M., Özel, E. ve Darı, Ç., 1995. Structure of the Marmara Sea in the North Anatolian fault zone. E. Benda, et al., (eds) Rifted Ocean-Continental boundaries, Kluver Academic Publishers, 309-326.

Erinç, S.,1954, Karadeniz ve çevresinin morfolojik tekamülü ile Pleyistosen iklim tahavülleri arasindaki münasebet: I. Ü. Cog. Ens. Der. 3,5-6,46-94

Erinç, S.,1956. Yalova civarinda bahrı Pleyistosen depoları ve taraçaları: Türk Cografya Derg.,15-16,188-190.

Erol, O. ve İnal, A., 1980. Çanakkale yöresi, Karcaviran köyü çevresindeki Kuvaterner depoları ve denizel fosilleri. Jeomofoloji Dergisi, No. 9, 1-35.

Erol, O. ve Nuttal, C. P.,1973. Çanakkale bazı denizel Kuvaterner depoları: Coğ. Araş. Derg.,5-6, 27-91.

Erol, O., and Çetin, O., 1996. Evolution of the Marmara Sea from late Miocene to Holocene. In, Quaternary sequence in the Gulf of İzmit, ed. Engin Meriç. 313-341.

Erol,O.,1992. Çanakkale yöresinin jeomorfolojisi ve neotektoniği:TPJD Bült.,4,1,147-165.

Göçmen, K., 1976, Aşağı Meriç vadisi taskın ovası ve deltasının alüvyal jeomorfolojisi: IÜ. Coğrafya Enstitüsü Yayını, 1999/80, 364 s.

Gökaşan, E., Demirbağ, E., Oktay, F.Y., Ecevitoğlu, B., Şimşek, M., Yüce, H.,1997. On the origin of the Bosphorus. Marine Geology. 140. 183-199.

Göksu, H.Y., Özer, A.M., Çetin, O.,1990. Molusk kavkılarının elektrospin rezonans yöntemiyle tarihlendirilmesi. İstanbul Boğazı Güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) Dip Tortulları. Ed. E. Meriç, İTÜ Vakfı Yay. 95-99.

Görür, N., Çağatay, N., Sakınç, M., Sümengen, M., Şentürk, K., Yaltırak, C., Tchaplyga, A. 1997. Origin ofthe Sea of Marmara as deduced from Neogene to Quaternary Paleogeoraphic Evolution of its farme. Inter. Geol. review., 39, 342-352.

Grosswald, M.G.,1980. Late weichsalian ıce sheet of Northern Eurasia. Quaternary Research. 13, 1-32.

Gutzwiller, O. 1923, Beitrage zur Geologie der Umgebung von Merefte (Mürefte) am Marmara Meer: Tez, Basel Üniversitesi, 26s.

Honkura, y. ve Isikara, A., 1991. Multidiciplinary research on fault activity in the western part of the North Anatolian fault zone. Tectonophysics, 193, 347-357.

Ikeda, Y., Suzki, Y., ve Herece, E. 1989. Late Holocene activty of the North Anatolian fault zone in the Orhangazi plain, Northwestern Turkey. In Multidisciplinary research on fault activity in the western part of the North Anatolian fault zone (2. ed. Honkura, Y. and Işıkara, A. 16-30.

Kale, B. 1985. Manyetik anomalilerin ters çözüm yöntemi ile analizi ve Marmara Denizi verilerine uygulanması, D.E.Ü,. (Master Tezi)İzmir.

Kalkan, E. 1993. The structure and stratigraphy of the Marmara Sea basin and its environs offshore, Turkey. PhD Thesis. Texas A&M University, 127s.

Kavukçu, S. 1990. Active fault investigation in Izmit Bay, Bandırma Bay and Erdek Bay of Marmara Sea. Preceedings " Historical seismicity and seismotectonics of the Mediterranean region", Turkish Atomic Energy Authority. 238-266.

Kaya, O., 1977. Gemlik Orhangazi alanının Plaeozoyik temel yapısına yaklaşım. Yerbilimleri, Hacettepe Üniversitesi, 3, 115-118.

Kazancı, N., Emre, Ö., Erkal, T., Görür, N., Ergin, M., İleri, Ö.,1997. Kocasu ve Gönen çayı deltalarının morfolojik ve sedimantolojik özellikleri, Güney Marmara, Türkiye. 67-70. TÜBİTAK-MTA-Üniversite, Marmara Deniz Araştırmaları, Workshop-III, 2-3 Haziran 1997, Ankara,

Ketin, İ. :1948. Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums. Geol. Rudsch. 36, 77-83.

Ketin, İ. 1969, Uber die nordanatolische Horizontalverschiebung: Bull. Mineral Res. Explor. Inst. Turkey, 72, 1-28.

Klingele, E. ve Medici, F., 1997. Gravimetric studies of the Marmara Sea region. In "Active tectonics of NW Anatolia -The Marmara poly -project, eds Schindler and Pfister. VDF, ETH Zurich, 487-502.

Koçyiğit, A. 1989. Susehri Basin; An active fault wedge basin. Tectonophysics, 167, 13-29.

Koral, H. ve Öncel, A. O. 1995. İzmit Körfezi'nin yapısal ve sismolojik özellikleri. Jeofizik, 9, 1-2, 79-82.

Kurtuluş, C. 1985. Gemlik Körfezi yüksek ayrımlı sığ sismik etüdü raporu. MTA, Jeofizik Etüdler Dairesi. 735, 6 pp.

Le Pichon, X., Cahmot-Rooke, N., Lallememnt, S., Noomen, R. and Veis, G. 1995. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics. J. Geophys. Res. 100, 12675-12690.

Macovei, G. 1912. Sur le tremblement de terre de la mer de Marmara, le 9 aout 1912. Bull. Sect. Sci. Acad. Roumanie, Buckrarest, 1/1, 1-10.

Marathon Petroleum, Turkey 1975. Marmara-1. Final well report. 26p.

McKenzie, D. 1972. Active tectonics of the Mediterranean Region. Geophys. J. R. Astr. Soc. 30, 109-185.

Meriç , E ., Oktay, F.Y ., Sakınç , M ., Gülen , D .ve İnal , A ., 1991, Ayamama (Bakırköy) Kuvaterner istifinin Sedimenter Jeolojisi ve Paleoekolojisi C.Ü. Üniv.Müh.Fak.Derg. Seri A - Yerbilimleri 8 , 1 , 93-100

Meriç, E., Sakınç, M. ve Eroskay,O.,1988. İstanbul Boğazı ve Haliç çökellerinin evrim modeli. Müh Jeolojisi Bült. 10. 10-14.

Meriç, E., Yanko,V., Toker,V., Avsar, N., Sakınç, M., Nazik, A., Çetin, O. ve Koral, H.,1995, Kuvaterner döneminde Akdeniz ile Marmara Denizi arasindaki baglantilar hakkinda bazi düsünceler: Trakya Havzasi Jeolojisi Sempozyumu, 30 Mayis-3 Haziran Lüleburgaz-Kirklareli, 40.

Mihalinoviç, J. 1927. Grandes le catastrophes seismiques la me de Marmara. Inst. Seismo. Univer. de Beograd.

Milankovitch, M., 1930, Mathematische Klimalehre und Astromiche Theorie der Klimaschwankungen: Berlin: Gebrüder Borntraeger.

Musee Oceangraphique de Monaco ve Deusches Hydrographisches 1987

Newton, R.B.,1904. Notes on the post-Tertiary and Tertiary Fossils obtained by Col: English from district surrounding the Dardanelles: Quart. Jeoll. Soc.Lond.60,227-292

Okay, A. Y. , Tüysüz, O., Akyüz., 1995. Istranca Masifi'nin batı kesiminin jeolojisi ve tektoniği, TPAO report 3521, 107p.

Okay, A. Y., Siyako, M., ve Bürkan, K. A. 1991. Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula, NW Turkey. Bulletin of the Technical University of İstanbul, Special issue on Tectonics, 44, 191256.

Okay, A. Y., Şengör, A. M. C., Görür, 1994. Kinematic history of the opening of the Black dea and its effect on the surrounding regions. Geology, 22, 267-270.

Oral, B., Reilenger, R. Toksöz, N. M., King, R., Barka, A. A., Kınık, I. and Lenk, O. 1995. Coherent plate motion in the eastern Mediterranean continental collision zone. EOS. January. 1-4.

Özdoğan, M ve Özbaşaran-Dede, N.,1990. 1989 yılı Toptepe kurtarma kazısı. Arkeoloji ve sanat, 13, 46/49, 2-23.

Özel, E., 1992. Marmara Denizi'nin neotektonik yapısının jeofizik yöntemlerle incelenmesi. Doktora tezi, D. E. Üniversitesi, 109 s.

Özhan, G., Kavukçu, S., Çete, M., Kurtuluş, C. 1985. Marmara Denizi İzmit Körfezi, yüksek ayrımlı sığ sismik etüdü raporu. MTA, Jeofizik Etüdler Dairesi.

Öztin, F. 1987. 9 Ağustos 1912 şarköy-Mürefte depremi. Deprem Araştırma Bült. , 56, 91-127.

Öztin, F. ve Bayülke, N. 1990. Historical earthquakes of İstanbul, Kayseri and Elazığ. Report, Earthquake Research Department, General Directorate of Disaster Affairs, Ministry of Public Works and Settlement, Ankara,

Parejas, Ed., 1941, Türkiye'nin arzani tektoniği: (Çev N. Pinar) I. Ü. Fen Fak. Mon. Tab. II Kismi. 1

Penck,W.,1917, Bau und Oberflechenformen des Dardanellenlandschaft: Zei. Ges. Erdkunde Berlin.

Perinçek, D., 1991. Possible strand of the North Anatolian fault in the Thrace basin-An interpretation. AAPG 75/2, 241-257.

Pfannensteal, M.,1944, Diluviale Geologie des Mittelmeergebietes Die diluvialen Entwicklundgsstadien und die Urgeschicte von Dardanellen, Marmara meer und Boshporus: Geol Rundschau, 34,342-334.

Pınar, N. 1943. Marmara Denizi basenlerinin jeolojisi, sismisitesi ve meteorolojisi. İst. Üni. Fen. Fak. Mec. 7, 314

Reilinger, R., McClusky, Oral, B., King, R., Toksöz, Barka, A. A., Kinik, I., Lenk, O. ve Sanlı, I., 1997. Global positioning system measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia palte collision zone. J. Geophys. Res. 102, 9983-9999.

Rockwell, T., Barka, A., Thorup, K., Akyüz, S. 1997. Paleoseismology of the Gaziköy-Saros segment of the North Anatolian fault NW Turkey: Implications of the regional seismic hazard and models of earthquake sequence. International Symposium on Recent Developments on Active fault Studies. Eurasia Earth Science Institute, ITU. 34-49.

Ross, D.A. ve Degens, E.T., 1974. Recent sediments of the Black Sea. In Degens, E.T. and Ross. D.A. (Eds.) The Balck Sea Geology, Chemsitry and Biology, AAPG Mem. 20.183-199.

Ryan, W.B.F., Pitman III, W, C, Major, C. O. Shimkus, K., Moskalenko, V., Jones, G.A., Dimitrov, P., Görür, N., Sakınç,M., Yüce, H.,1997. An abrupt drowing of the Balck Sea shelf. Marine Geology, 138,119-126.

Sakınç, M. and Yaltırak, C., 1997. Güney Trakya sahillerinin denizel Pleyistosen çökelleri ve paleocoğrafyası. MTA Dergisi, 119, 43-62.

Sakınç, M. ve Bargu, S. 1989. İzmit Körfezi güneyindeki Geç Pleyistosen (Tireniyen) çökel stratigrafisi ve bölgenin neotektonik özellikleri. TJK Bült. 32, 51-64.

Sakınç, M., 1993. Marmara kıyılarında denizel Üst pleyistosen-Holosen çökellerinin-stratigrafık özellikleri. Türkiye Kuvaterneri Workshop Bildiri Özleri,17-19 Kasım, İstanbul,69-71.

Sakınç, M., Yaltırak,C. ve Örçen,S.,1995, Trakya'nın Neojen Paleocoğrafyası ve Evrimi: Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu, 30 Mayıs-3 Haziran Lüleburgaz-KIRKLARELİ, 35

Sakınç, M.,1998,İstanbul Boğazı Bentik Foraminifer paleobiyofasiyesleri: Akdeniz- Karadeniz su geçişi üzerine yeni bir yaklaşım.MTA,120

Saltık, O., 1974. Şarköy-Mürefte sahalarının jeolojisi ve petrol olanakları. Turkish Petroleum Corp. unpubl. Tech. Report. 879, 30 pp (in Turkish).

Sayar, C. 1977. Halic ve civarinin jeolojisi. Ist. Halic sorunlari ve cozum yollari Ulusal Semp. B. U. Istanbul.

Sayar, C.,1989.İstanbul ve çevresi Neojen çökelleri ve Paratetis içindeki konumu. İTÜ. Maden Fakültesi 35 yıl Semp. 29-30 Haziran- 1 Temmuz, 1989. 250-266.

Sayar, M. ve Pamir, H.N.,1933. Küçükçekmece fosil fırkalı hayvanlar mecmuası, İst. Dar. Geol. Ens. No: 8.

Schindler, C., 1997. Geology of Northwestern Turkey: Results of the Marmara Poly-Project. In "Active tectonics of NW Anatolia -The Marmara poly-project, eds Schindler and Pfister. VDF, ETH Zurich, 329-375.

Sengor, A.M. C. 1984. The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. Geol. Soc. Spec. Publ., 195, 82s.

Simsek. S. 1993. Gravity Map of Turkey. MTA.

Sipahioğlu, ş. & Matsuda, T. 1986. Geology and Quaternary fault in the İznik-Mekece area. In Electric and Magnetic Research on active faults in the North Anatolian fault zone, eds A. M. Işıkara & Y. Honkura, 25-42.

Siyako, M., Bürkan, A.K. and Okay, A.I., 1989. Biga ve Gelibolu yarðmadalarð'nðn Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanaklarð. TPJD Bülteni, 1(3) : 183-199.

Smith, A. D., Taymaz, T., Oktay, F., Yüce, H., Alpar, B., Başaran, H., Jackson, A. J., Kara, S., Şimşek, U. 1995. High resolution seismic profiling in the Sea of Marmara (NW Turkey: Late Quarenary sedimentation and Sea level changes. GSA Bull. 107/8, 923-936.

Soysal, H., Sipahioglu, S., Kolcak, D., and Altınok, Y., 1981. Turkiye tarihsel deprem katalogu. Tubitak Project No: TBAG 341.

Stanley, D. J. ve Blanpaid, C.,1980, Late Quaternary Water exchange between the Eastern Mediterranean and the Black Sea, Nature, 285, 537-541.

Stein, R. S., Barka, A. A. and Dietrich, J. H. 1997. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. Geophys. J. Int. 128, 594-604.

Straub, C. 1996. Recent crustal deformation and strain accumulation in the Marmara Sea region, NW Anatolia in ferred from GPS Measurements. PhD Thesis, ETH, 122pp.

Straub, C. and Kahle, H., 1995, Active crustal deformation in the Marmara Sea region, NW Anatolia, inferred from GPS measurements, Geophysical Research Letters, v. 22, no. 18, i 2533-2536.

Suat, S., Pavoni, N., Mayer-Rosa, D., Mueller, S., Eyidogan, H., Aktar, M., Baris, S. Polat, O., Yalcin, N. 1997. Seismicity and seismotectonc of the Bursa region. In "Active tectonics of NW Anatolia -The Marmara poly - project, eds Schindler and Pfister. VDF, ETH Zurich, 449-486.

Sümengen, M., Terlemez, I., Şentürk, K., Karasöse. C. Erkan, E. N., Ünay, E., Gürbüz, M. ve Atalay, Z.,1987. Gelibolu Yarımadası ve Güneybatı Tersiyer havzasının stratigrafisi, sedimentolojisi ve Tektoniği. MTA Jeoloji Etüdleri Dairesi Raporu No. 8128.

Şaroğlu, F. Boray, A. and Emre, O. 1992. Active fault map of Turkey. Mineral Res. Explor. Inst. Turkey.

Şengör, . M. C. ve Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey. Tectonophysics, 75, 181-241.

Şengör, A. M. C. 1979. The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. J. Geol. Soc. 136, 269-282, 1979.

Şengör, A. M. C. 1987. Cross-faults and differential streching of hanging walls in regions of low angle normal faulting: Example from Western Turkey. In Continental extensional tectonics (eds M. P. Coward, J. F. Dewey and P. L. Hancock), pp 575-89. Geological Society, London, Special Publication no. 28.

Şengör, A. M. C. Görür, N. and Şaroğu, F. 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. I: Biddke, K. T. and Christie-Blick, N. (eds.). Strike-slip Faulting and Basin Formation, Society of Econ. Paleont. Min. Sp. Publ. 227-264.

Şimsek, Ş., 1997. Geithermal potetial in Northwestern Turkey. In "Active tectonics of NW Anatolia -The Marmara poly -project, eds Schindler and Pfister. VDF, ETH Zurich, 11-124.

Şimşek. S. 1993. Gravity Map of Turkey. MTA

Taner,G.,1983, Hamzaköy Formasyonu'nun Çavda (Baküniyen) Bivalvleri, Gelibolu Yarımadası: TJK. Bült. 26,1,59-64.

Tchihatcheff, P.,1863-1867, Asie Mineure, Description physique: Quatieme partie GeologieI,II,III.

Toker, V. ve Şengüler, V.,1990. Nannoplanktonlar. İstanbul Boğazı ve Haliç'in Geç Kuvaterner (holosen) Dip Tortulları. (Ed: E. Meriç) 55-57

Toksöz, M. N., A. F. Shakal and A. J. Michael 1979. Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian fault zone and seismicity gaps. Pure Appl. Geophy., 117, 1258-1270.

Tsukuda, E., Herece, E. ve Kuşçu, I. 1988. Some geological evedence on activity of the western North Anatolian fault, Geyve, İznik, Gemlik area. ITIT project 8513, 68-91.

Turgut, S., Siyako, M. ve Dilki, A., 1983, Trakya Havzası'nın petrol olanakları: Türkiye Jeoloji Kurultayı Bült. 4,35-46.

Turgut, S., Türkaslan, M. ve Perinçek, D., 1991. Evolution of the Thrace Sedimentary Basin and its Hydrocarbon Prospectivity. In: Generation, accumulation and production of Europe's Hydrocarbons (ed. A. M. Spencer), Special Publication of the European Assoc. Petrol. Geoscientists No. 1, pp. 415-437. Oxford University Press., Oxford

Tüysüz, O., Barka, A.A. ve Yiğitbaş, E., 1998. Geology of the Saros graben and its imlications for the evolution of the North Anatolian fault in the Ganos-Saros region northwestern Turkey. Tectonophysiscs 293.105-126.

Üşümezsoy, Ş., 1982. Igneous and methamorphic petrology and mineralisation of the Istranca region. İstanbul Universitesi Yerbilimleri, 3, 277-294.

Westaway, R. 1994. Present-day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean. JGR, 99, 12071-12090.

Wong, H. K., Lüdman, T., Ulug, A. and Görür, N.,1995, The Sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime:Tectonophysics, 244, 231-250.

Yalçınlar, I., 1949. Çanakkale Boğazı civarının jeomorfolojisi üzerine müşahadeler. Türk Coğ. Der., 6-8, 11-12: 129-138.

Yaltırak, C., 1995a, Gaziköy-Mürefte Arasının Sedimenter ve Tektonik Özellikleri, TPJD Bülteni, 6,1,93-112.

Yaltırak, C., 1995b, Gelibolu Yarımadası'nda Pliyo-Kuvaterner Sedimantasyonunu Denetleyen Tektonik Mekanizma: Nezihi Canitez Sempozyumu,12-14 Nisan, İstanbul, Jeofizik, 9; 103-106

Yaltırak, C.,1996, Ganos Fay Sisteminin Tektonik Tarihi, TPJD Bülteni,8,1,137-150.

Yılmaz , Y. ve Sakınç , M., 1990 , İstanbul Boğazı'nın Jeolojik Gelişimi üzerine Düşünceler İstanbul Boğazı Güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) Dip TortullarıEd . E.Meriç 99-105.İTÜ vakfı.

Yılmaz, B., 1996. Marmara Denizinde Büyükçekmece(İstanbul) Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) kıyı kesiminin deniz jeolojisi ve Kuvaterner evrimi, İTÜ Fen Bilimleri (Yüksek Lisans Tezi, Yayınlanmamış) 61 s.

Yılmaz, Y. 1990. Allochtonous terranes in the Tethyan Middle East: Geological Society of America Bulletin, 105, 251-271.

Yılmaz, Y. 1990. Alloctonous terranes in the tethyan Middle East: Anatolia and suuraounding regions, Philosiphical Transactions of Royal Sociaty of London, 331, 611-624.

Yılmaz, Y. 1997. Geology of Western Anatolia. In "Active tectonics of NW Anatolia -The Marmara poly -project, eds Schindler and Pfister. VDF, ETH Zurich, 31-54.

Yılmaz, Y. Genç, Ş. C., Yiğitbaş, E., Bozcu, M. ve Yılmaz, K. 1995. Geological evolution of the late Mesozoic continental margin of Northwestern Anatolia. Tectonophysics, 243, 155-171.

Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, C., Şengör, A. M. C. 1997. Geology and tectonic evolution of Pontides. In A. G. Robinson, ed, Regional and Petroleum geology of the Black Sea and surrounding region, AAPG Memoir 68, 183-226

Yılmaz,B. ve Oktay,F.Y.,1996, Marmara Denizi Büyükçekmece (İstanbul)-Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) Kıyı Kesimi'nin Deniz Jeolojisi. Türkiye 11.Petrol Kong. ve Sergisi.Jeoloji,103-104.

Yiğitbaş, E. Yılmaz, Y., ve Şengör, A. M. C. 1995. Transcurrent boundary along the Rodop-Pontid fragment: NW Turkey. Terra abstracts, EGU 8, 7, 176.

Yoshioka, T. and Kuşçu, İ. 1994. Late Holosen faulting events on the İznik-Mekece fault in the western part of the North Anatolian fault zone, Turkey. Bull. Geol. Surv. Japan, 45, 677-685.

Yılmaz, Y., Genç, Ş. C., Gürer, Ö. F., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Bozcu, M., Yılmaz, K., Elmas, A., 1998, Ege Denizi ve Ege Bölgesi'nin Jeolojisi ve Evrimi, *Türkiye Denizlerinin ve Yakın Çevresinin Jeolojisi*.(Editör N. Görür), s. 210-336. İstanbul.

Bölüm 4

Ege Denizi ve Ege Bölgesi'nin Jeolojisi ve Evrimi

Yücel Yılmaz[1], Ş. Can Genç[1], Ö. Feyzi Gürer[2], Zekiye Karacık[1], Şafak Altunkaynak[1], Mustafa Bozcu[3], Kamil Yılmaz[3], Ali Elmas[4]

[1]İTÜ, Maden Fak. Jeoloji Müh.Bölümü 80626 Maslak / İstanbul
[2]Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fak.Jeoloji Müh. Bölümü, Kocaeli
[3]Süleyman Demirel Üniv. Mühendislik Fak. Jeoloji Müh. Bölümü, Isparta
[4]İstanbul Üniv. Mühendislik Fak. Jeoloji Müh.Bölümü, Avcılar/İstanbul

1. GİRİŞ

Ege Bölgesi'nin Senozoyik evrimi başlıca 2 jeolojik evre içinde tanıtılabilir. Bunların ilki Mesozoyik sonundan başlayarak, Tetis Okyanusu'nun yokolup, Alp sistemini oluşturan sıkışma rejimi altında geçen ve gelişen dönemdir. Bunu izleyen evre ise bölgesel bir K-G gerilme dönemidir. Birinci evre, dalma-batma tektoniğinin denetlediği ve geliştirdiği bir jeolojik evrim dönemidir. Okyanus(lar)ın yok olması ile, bu okyanusları sınırlayan kıtalar birbirleri ile çarpışarak, çarpışma tipi dağ kuşaklarını oluşturmuştur. Ege ve onu dolaylı olarak etkileyen alan içinde, bu dönemde, Apenin, Dinarid, Hellenid, Balkan Dağları ve Anadolu'da, Toros ile Pontid kuşakları oluşmuştur. Aynı dönemde, Ege Bölgesi'nden uzakta olmasına rağmen, Arabistan ile Avrasya çarpışması, Anadolu'nun tümünün, Ege Bölgesi de dahil olmak üzere, jeolojik gelişiminde önemli etkiler yapmıştır. Bu etkiler günümüzde de sürmektedir.

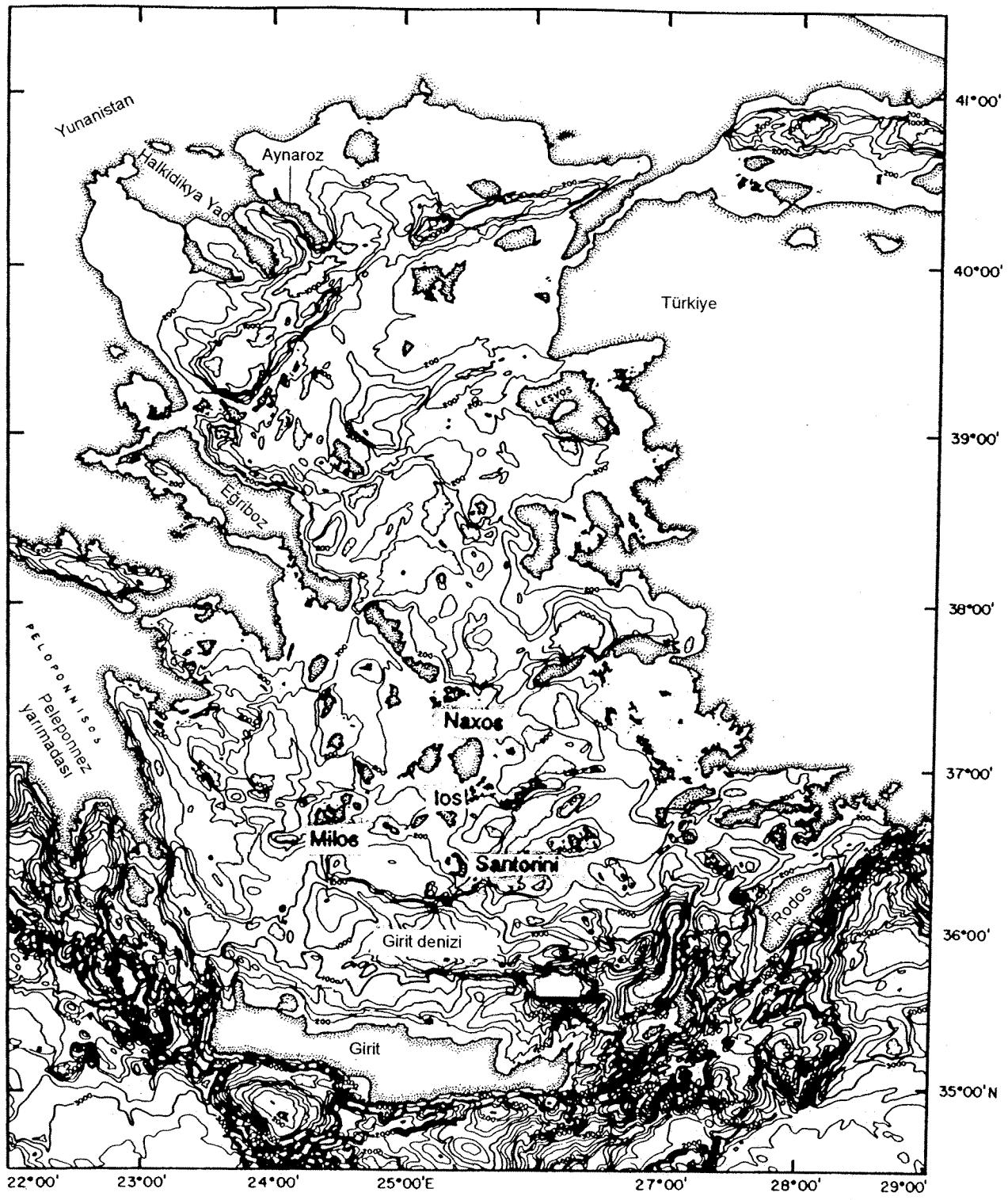
Ege Bölgesi'nde çapışma ve onu izleyen sıkışma dönemi, Tersiyer süresinde yerini K-G gerilme rejimine bırakmıştır. Bölgenin evrimi halen gerilme tektoniği etkisi altında sürmektedir.

Ege Bölgesi, genellikle Yunan Anakarası'nın güneyi, Ege Denizi ve Batı Anadolu'yu içeren bir bölgeyi belirtir (Şekil 1). Bu bölge, güneyde Ege Dalma-Batma Zonu'nun topografik belirtisi olan derin denizel hendeğine (trench) kadar uzanır (Şekil 2). Bu alan, Ege'nin Doğu Akdeniz sistemine kavuştuğu bir alandır. Tüm bu yöre, dalma-batma zonundan kuzeye doğru, Bulgaristan'ın da bir kesimini kapsayacak şekilde, K-G, yaklaşık 800 km'yi bulan bir zon boyunca, günümüzde gerilme tektoniği etkisinde biçim değişimine uğramaktadır. Bu zondan daha güneyde, örneğin, Ege Hendeği (Hellenic trench) içinde, deniz çalışmaları verilerine göre, KD-GB yönünde etkili bir sıkışma geliştiğinin verileri vardır.

Ege Dalma-Batma Zonu'nun kuzeye doğru dalıp-batması, kuzeyde hendeğe yaklaşık 100-150 km uzakta, hendeğe paralel bir volkanik yay kuşağı geliştirmiştir (Şekil 3). Volkanik yay kuşağı ile iç volkanik yay arasında derin bir çanak vardır. 2000 m izobatı Ege'nin güneyi ile Doğu Akdeniz'in



Şekil 1. Ege Bölgesi'nin coğrafya haritası.

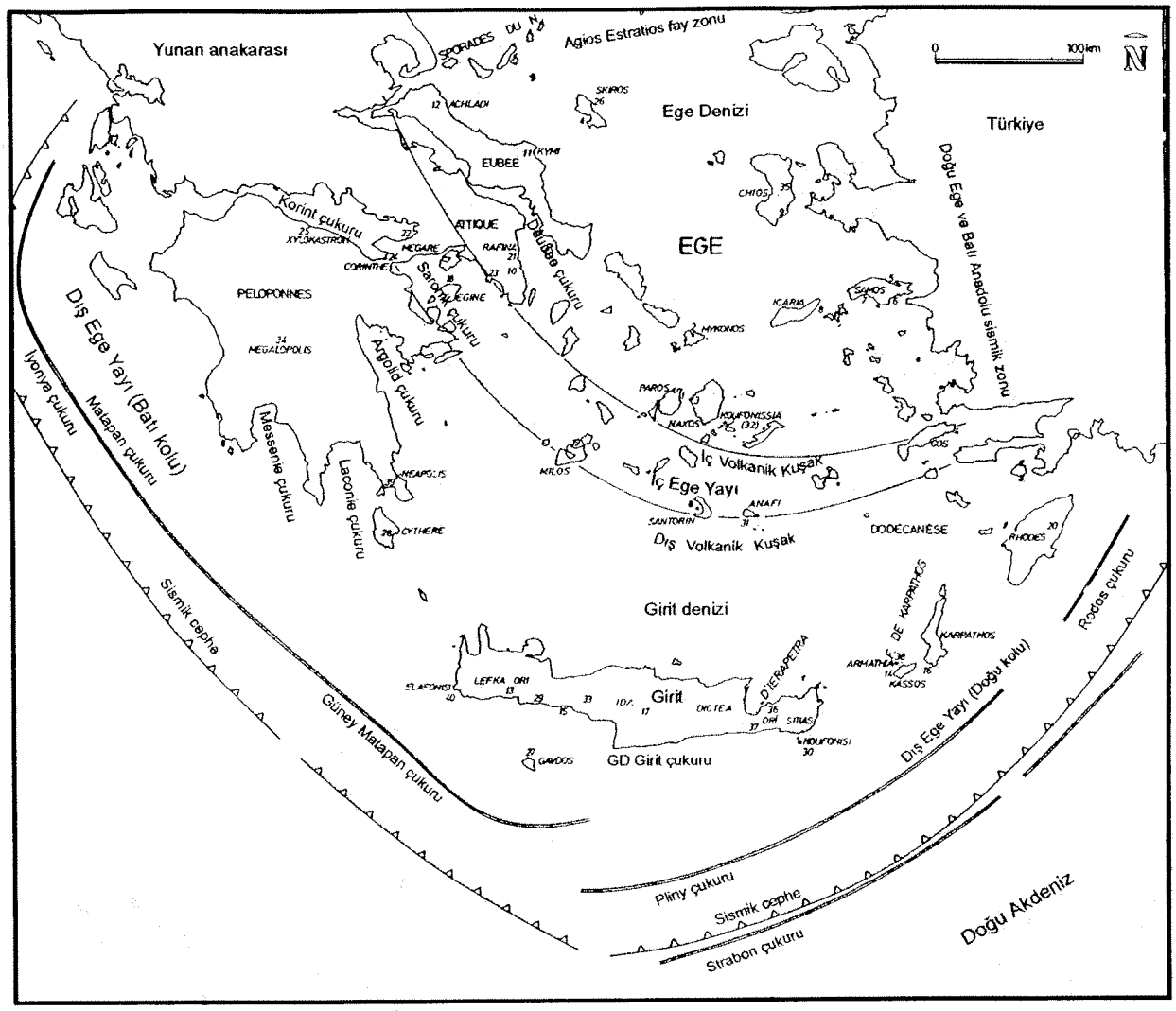


Şekil 2. Ege Denizi'nin batimetri haritası.

deniz tabanını sınırlar. Bu sınırın dikkati çeken özelliği geniş bir "V" biçimli yay yapmasıdır; batı kesim çizgisel gidişlidir ve dalma-batma yönüne tam dik bir konumda uzanmaktadır. Doğu kesim ise dalma-batma yönüne az çok paralel konumdadır (Şekil 2 ve 3).

2.EGE DENİZİ'NİN MORFOLOJİK VE FİZİKSEL ÖZELLİKLERİ

Ege Denizi'nin kapladığı bölge, çoğun 600 m'den daha sığdır (Şekil 2). 600 m'den daha derin kesimler Kuzey Ege'de yeralan Kuzey Ege Çanağı ile güneyde Girit kuzeyindeki, Girit Çanağı olarak bilinen kesimde görülür. Girit'te çok yerel olarak derinlik 3000 m'yi bulmaktadır. Bu çanak

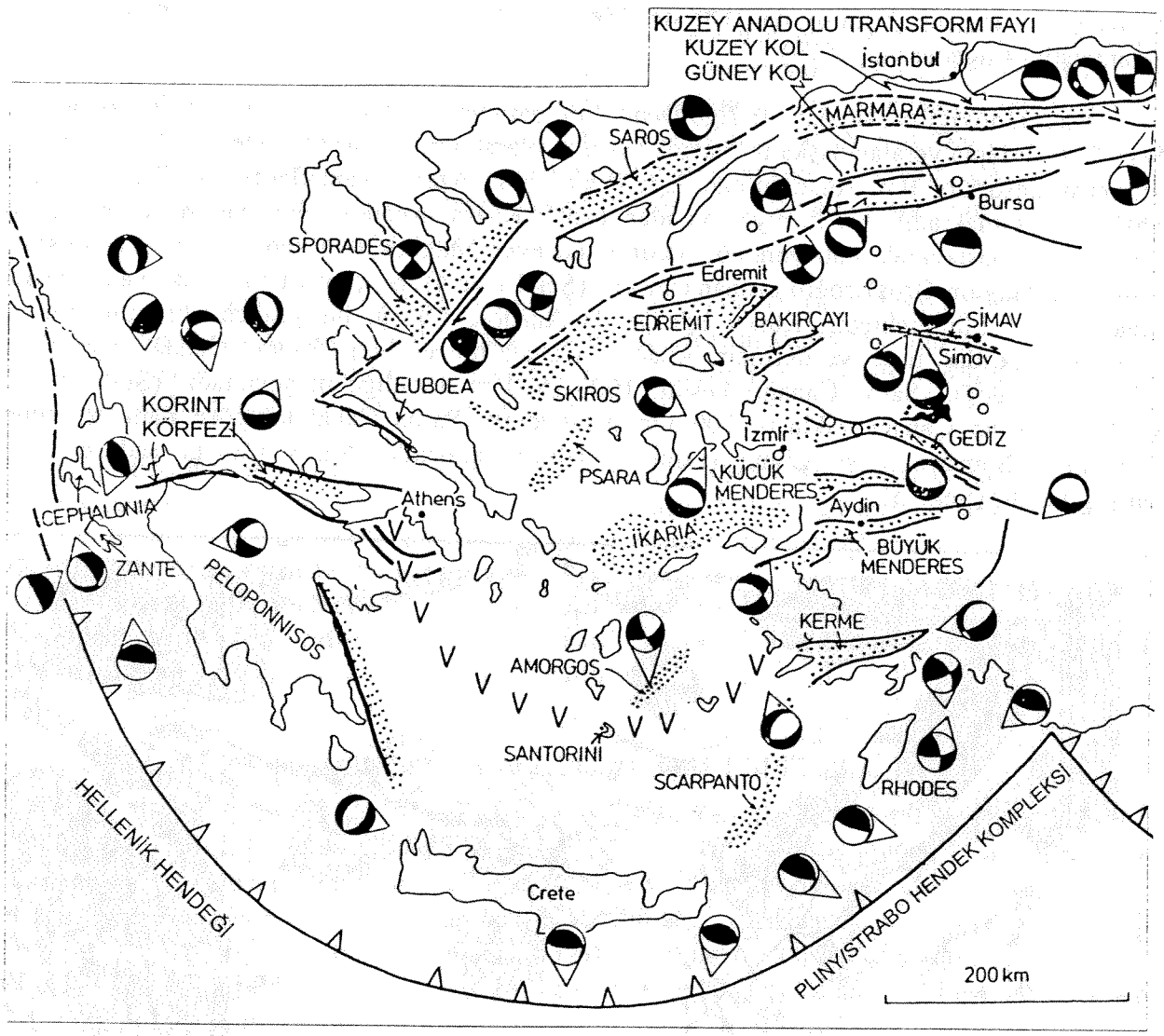


Şekil 3. Ege Denizi'nde iç ve dış volkanik yay kuşaklarını ve bunları geliştiren dalma-batma zonunun kuzeyden güneye göçmesi sırasındaki konumlarını gösteren harita (Angelier, 1977'den).

Girit Adası ile onun kuzeyinde yeralan, yarı çembersel bir geometri sunan ve süreklilik gösteren, volkanizma gelişmemiş dış kuşak arasında yerleşmiş derin bir çanak konumundadır. Girit Denizi, Ege'nin en derin kesimini temsil etmekle birlikte, günümüzdeki aktif kenar denizlerinin aksine, yayın arkasında yeralmaz. Dış yapısal yükselim ile volkanik aktif yay kuşağı arasındadır. Bunun olasılı anlamı şudur; Ege'de gerilme sadece yay ardı alanları değil, tüm Ege'yi etkilemektedir.

Ege Okyanus Hendeği, Kefallina ve Rodos arasında uzanan birçok derin basenden oluşmaktadır (Şekil 4). Batı Pasifik Hendeği ile karşılaştırıldığında onlardan oldukça sığdır. Girit'in batısı ile doğusu arasındaki çanaklar arasında belirgin bir farklılık vardır. Batıdakiler yay boyunca KB'ya uzanır. Doğuda kalan Pliny ve Strabo hendekleri ise dar ve uzun çizgisel hendekler olup, KD'ya uzanmaktadır (Şekil 3).

Ege gerilme rejimi, kuzeyde Arnavutluk, Yugoslavya, Makedonya, Bulgaristan, Kuzey Yunanistan, doğuda Batı Anadolu, batıda Yunanistan ve güneyde, Yunan Dalma-Batma Zonu'na kadar geniş bir alanı etkilemekedir. Bu yöre D-B ve K-G yönünde yaklaşık 800x800 km'lik bir

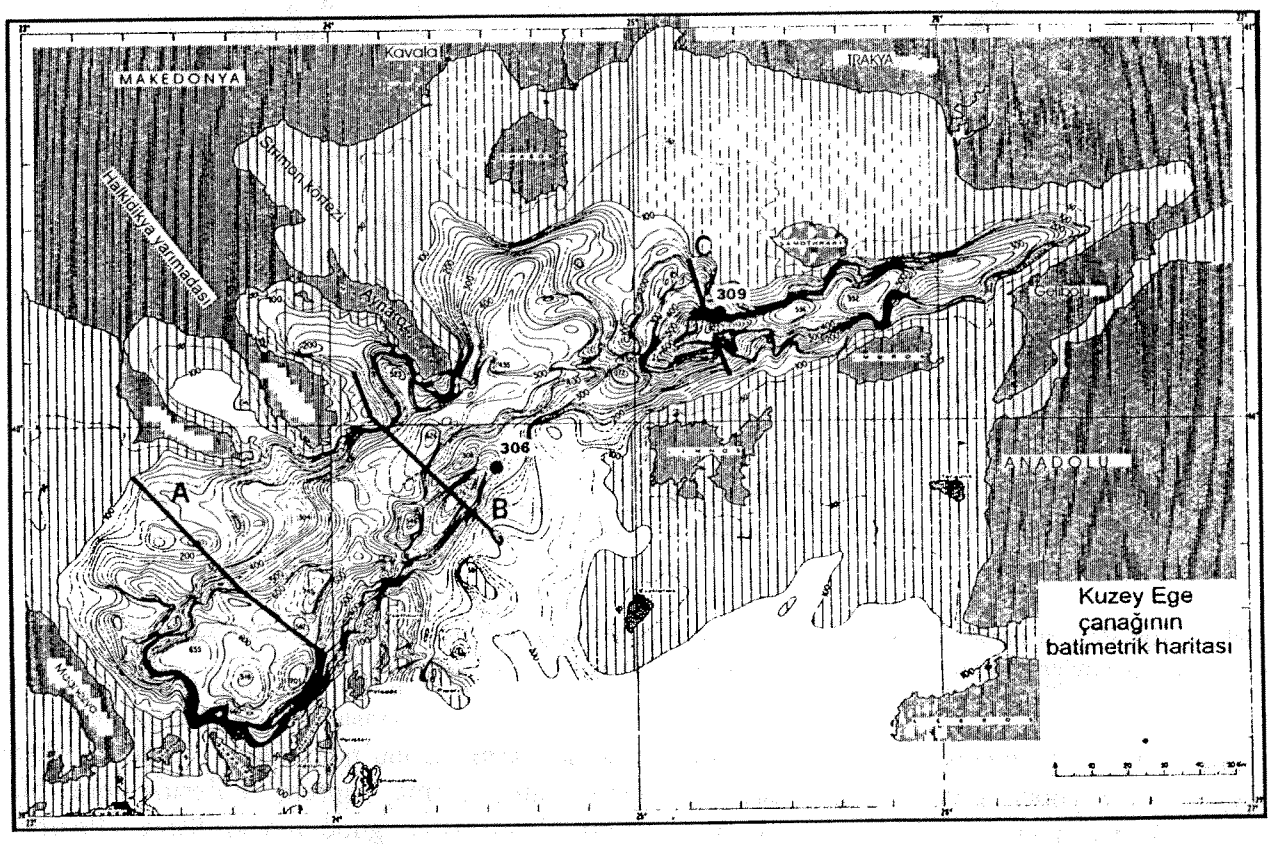


Şekil 4. Ege Bölgesi'nin ana grabenlerini ve ana yapısal unsurlarını gösteren harita. Bölgedeki büyük depremlere bağlı fay çözümleri, faylara bitişik olarak sergilenmektedir (Dewey ve Şengör, 1979'dan).

alana karşılık gelmektedir. Güneyde, Yunan Dalma-Batma Zonu'nda, Doğu Akdeniz okyanus tabanı kuzey yönünde dalıp batarak yok olmaktadır. Dalma-batma, deprem verilerine göre 150 km derine kadar izlenebilmektedir (Papazackos, 1990). Yunanistan güneyindeki Mora (Peloponez) Yarımadası'nda, dalan levha aşağı yukarı 100 km kadar derinde ve yataya yakın bir konumdadır. Dalma-batmaya bağlı volkanizma, Yunan Dalma-Batma Zonu'nda 100 km'ye kadarki kesimde magma geliştirmemekte, yay volkanizması 100 ile 150 km arasındaki derinliğe ulaşan levhada gelişmektedir (McKenzie ve Yılmaz, 1991). Bu dalma-batmanın ürünleri birbirlerine paralel bir çift volkanik yay kuşağıdır (Şekil 3). Bunlardan güneyde yeralanı, aktif volkanizma kuşağını temsil eder. Ege adalarında aktif yay volkanizması kuşağını temsil eden volkanikler batıdan doğuya (Şekil 1, 2 ve 13), Crammionia (2.7my.), Methana (0.32 my.), Poros, Aegina (0.9 my.), Milos (2.5-0.48 my.), Thira (0.018-0.0003 my.), Santorini, Christiana, Anidros, Nysiros (2.5-0.2 my.) ve Yelli'dir. İç ya da kuzey kuşakta yani volkanik etkinliği sönmüş yay kuşağında ise başlıca Porphyron, Thebes, Zileria, Achilleion, Lichades, Ioannis, Antiporos, ve Kos volkanik merkezleri vardır. Bu kuşakta volkanizma yaklaşık 4 my. önce başlamış (Pe Piper vd., 1983) ve 2 my. kadar sürerek daha sonra güney kuşağa göçetmiştir. Güney kuşakta volkanizma aktiftir; örneğin, Santorini, 1950

yılında püskürmüştür. Nysiros da 1888'de, Methana da ise M.Ö. 250 yılında volkanik faaliyet saptanmıştır (Angelier vd., 1979).

Deniz jeofiziği çalışmaları ile Ege Denizi'nin batimetrisi ayrıntılı olarak ortaya konmuş olup (Şekil 2, bu kitapta yeralan başka bir yazıda ayrıntılı olarak tanıtılmaktadır. Deniz tabanının belirgin batimetrik unsurları, Batı Anadolu'dan, Ege Denizi içine uzanan çanaklardır. Şekil 2 ve 4''de bu çanaklar tanınmaktadır. En kuzeyde yeralan çanak Kuzey Anadolu Fayı'nın devamında, Saros Körfezi'nden başlayarak, batı yönünde açılıp genişleyen Magnezia'ya kadar ulaşıp Yunanistan'da Aynaros'a (Hagion-Oros) doğru uzanan çanaktır (Şekil 1 ve 4). Bu çanak Kuzey Ege ya da Anadolu Çanağı olarak bilinmektedir. Kuzey Ege ya da Anadolu Çanağı bir graben görünümünde olup çevresine göre dar, uzun ve derindir. Anadolu Çanağı'nın en batı (Sporad Çanağı; Lyberis vd., 1982) ve en doğu (Saros Çanağı) kesimi 1000-1500 m derinliğe ulaşmaktadır (Şekil 2 ve 5). Batıdaki Sporad Çanağı yaklaşık 100 km geniş olup, Saros Çanağına göre daha gelişmiştir. Semadirek (Somatraki) ve Limni (Limnos) adaları arasında, Saros Çanağı sadece 20 km genişliğindedir (Şekil 5).



Şekil 5. Kuzey Ege (Anadolu) Çanağı'nın batimetrik haritası (Lyberis, 1984'den).

Çanağın Taşoz (Thasos) Adası'nın GBsında yeralan, batı kesimi K45D yönünde, doğu Saros kesimi ise K75D yönünde uzanmaktadır. Kuzey Ege Çanağı Trakya kıta şelfine bir dizi basamak faylarla kavuşmaktadır. Sismik refleksiyon profilleri fay basamaklarında önemli düşey atımlar olduğunu göstermiştir (Lalechos ve Savoyat, 1979; Lyberis, 1984). Çanağın devamı Yunan Anakarası'na doğru geniş bir makaslama zonuna ulaşmaktadır. İyonya Havzası'nın sahiline kadar uzanan bu yanal atımlı fay, bu alanda makaslama zonu tarafından karşılanmaktadır (Şengör, 1979). Bu zona paralel yapılar, hareketin sağ yanal atımlı olduğunu belirtmektedir (Şengör, 1982). Yunan Makaslama Zonu boyunca yapıların çoğunluğu batı, KB doğrultuludur (Şekil 4). Deprem odak mekanizması çözümleri bu yapıların normal faylar olduğunu göstermektedir (Şekil 4). Korent

Körfezi Rifti (1974; Armijo vd., 1996) bu genişlemeli yapıların en önemlisidir. Korent denizel taraçalarının yükseliminde ana yapısal unsur, rifti güneyden sınırlayan Xylokastro Normal Fayı'dır (Şekil 4). Korint istifinde 15 my önce yavaş bir gerilme başlamış, 1my önce ise gerilmede hızlı bir canlanma olmuştur (Armijo vd., 1996). Araştırıcılar, bu gelişimde Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'nın güney ucunun bu bölgeyi etkilemeye başlamasının rolü olduğunu söylemektedir. KAF'ı 5 my önce bölgeyi etkilemeğe başlamış, bu etki giderek Korint Bölgesi'ni de içine almıştır. 5 my önce hızlanan gerilme 1 my önce ise daha da hızlanmıştır.

Güneye doğru ikinci büyük çanak Skiros Çanağı'dır (Şekil 4). Bu, Edremit Körfezi'nin doğal bir devamı gibi görünmektedir. Ancak, çanak Edremit Körfezi'ni kuzeyden sınırlayan fay boyunca az çok D-B gidiş göstermekteyken, Ege Denizi'nin orta kesiminde KD-GB doğrultulu bir konum sergilemektedir. Bu çanak da batı yönünde genişlemektedir.

Ege Denizi'nin orta kesiminde yeralan Psara Çanağı (Şekil 4), Skiros Çanağı'nın KD-GB uzantısına paralel bir konum sergilemekte ve onun yaklaşık 250 km güneyinde yeralmaktadır. Bu çanağın, doğu yönünde Batı Anadolu graben havzalarıyla doğrudan bir bağlantısı yoktur.

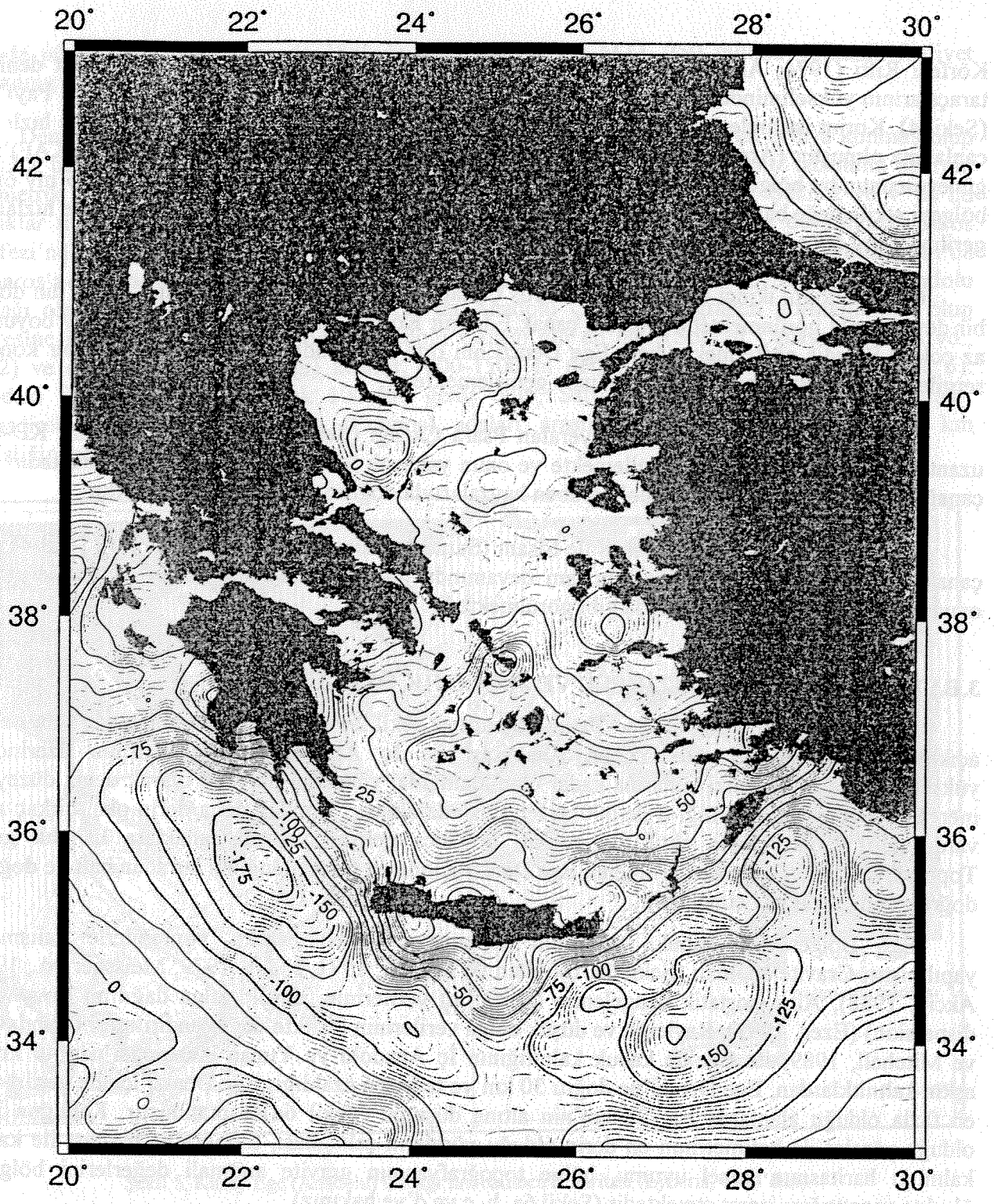
Patmos Çanağı (Ikaria), Patmos ile Sisam (Samos) adalarının kuzeyinde yeralır (Şekil 4). Bu çanak, Büyük Menderes Grabeni'nin tam devamında olmamakla birlikte, uzay görüntülerinden, onun kuzeye atılmış bir uzantısında gibi görülmektedir.

3.BATI ANADOLU'NUN FİZİKSEL VE JEOLOJİK ÖZELLİKLERİ.

Ege Bölgesi'nin topoğrafya ve batimetri haritası şekil 2 ve 6d'de sergilenmektedir. Haritadan açıklıkla görülebileceği gibi Yunan Anakarası ile İç Anadolu'da 1000 m'nin üzerindeki yükseltilerden, Ege Denizi kenarına kadar olan alanlarda, yükselim dereceli olarak deniz düzeyine iner. Ege Denizi'nin derinliği 0 ile 600 m ler arasında değişir. Bundan daha derin olan birkaç alan vardır. Bu alanlar çoğun aktif fay zonları boyunca gelişen yapısal çanaklara karşılık gelir. Topografya verileri, Ege'de gerilmenin Ege Denizi içinde en fazla olduğunu buradan batı ve doğuya doğru azaldığını işaret etmektedir.

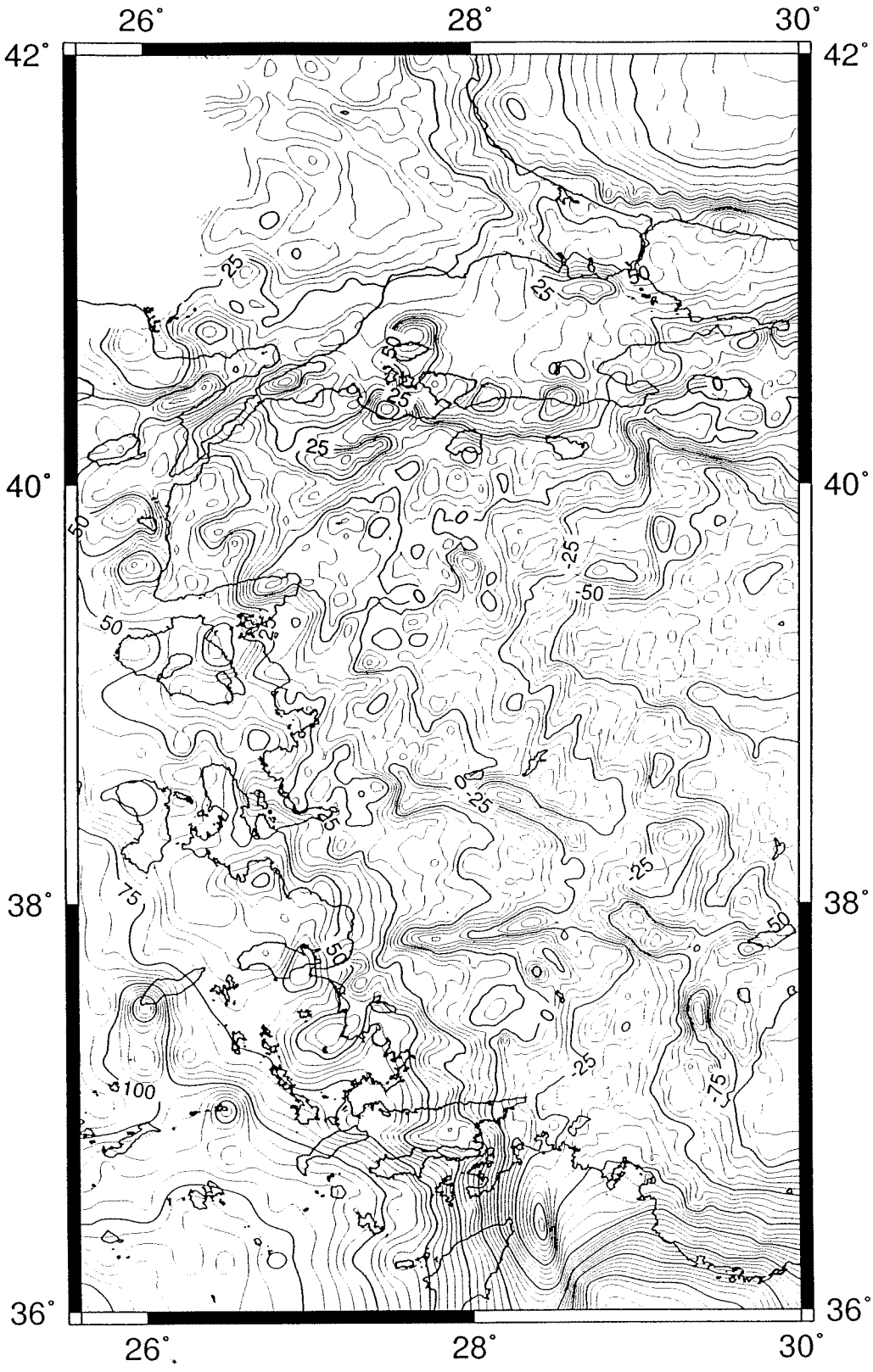
Ege Bölgesi'nde kabuk kalınlığını saptamaya yönelik farklı yöntemlerle çalışmalar yapılmıştır. Gravite anomali (Şekil 6a, b)(Allen ve Morelli, 1971; MTA, 1979; Meissner vd., 1987; Akcig, 1988), Airy isostatik dengelenim (Şekil 6c) verilerinin, düşük dalga dağılımı (low wave dispersion) (Ezen, 1993), Rayleigh ve düşük dalga verilerinin birlikte değerlendirilmesi (Mindavelli ve Mitchell, 1989) ile Ege'de kabuk kalınlığının İç Anadolu ve Yunan Anakarası'nda 40 km'yi aşkın kalınlıklardan, Ege Denizi'ne doğru 30 km'ye tedricen azaldığı, Ege Denizi içinde gerilmenin en fazla olduğu alanlarda ise, 28 km'nin altına düştüğü (Şekil 6d) saptanmıştır. Kabuğun ince olduğu yöreler ile batimetrinin en derin olduğu yörelerin çakışması, topoğrafya haritası ile kabuk kalınlığı haritasının genel uyumu, bölge topoğrafyasının gravite anomali değerlerini bölgesel ölçekte yansıttığını işaret etmektedir (Şekil 6a, b, c ve d'ye bakınız).

Isı akısını saptama çalışmaları (Şekil 7a), genellikle sıcak su ölçümleri ve silika sıcaklığı yöntemlerine dayandırılmıştır. Biga Yarımadası'nda 200'ü aşkın sondaj kuyu verisi ile ısı akısı 100-120 m.wat/m^2 (Tezcan ve Turgay,1991), Batı Anadolu'da ise ortalama 105m watt/m^2 (İlkışık, 1995) olarak saptanmıştır. Ancak bu ortalama değer bazı graben alanlarında, örneğin Denizli Depresyonu ile Büyük Menderes Depresyonu'nun kesiştiği yörelerde 250 m.watt/m^2 gibi çok yüksek değerlere ulaşmaktadır. Bu değerler, Doğu Akdeniz ve Karadeniz'den elde edilen 20-30 m.watt/m^2 değerleri ile karşılaştırıldığında çok yüksektir. Sıcak alanlardan ölçülen He^3/He^4 oranları ve R/Ra oranları sıcak su bileşimine değişik değerlerde, yer yer %50'ye varan manto katkısının olduğunu işaret etmektedir (Pfister vd., 1997).



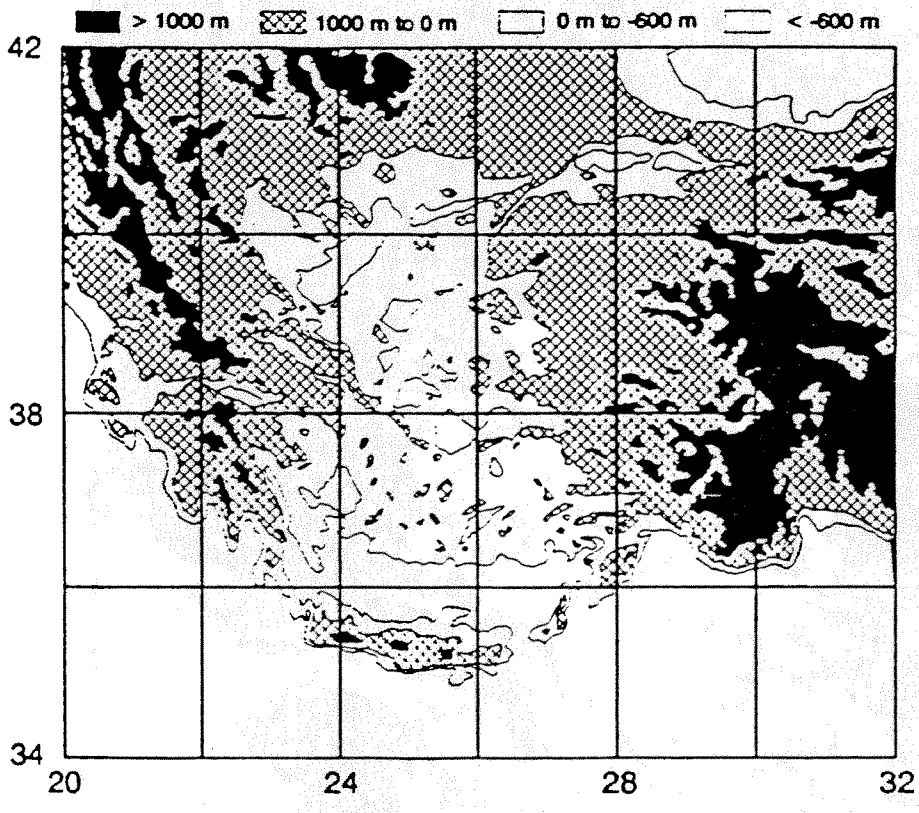
Şekil 6a. Ege Bölgesi'nin serbest hava gravite anomali haritası (Sandwel ve Smith, 1992'den).

Bölgenin magnetik anomali haritaları ile (Şekil 6e) ile yapı (Şekil 4) ve batimetri haritaları (Şekil 2) arasında yakın bir benzerlik vardır. Önemli faylarla kontrol edilen ve gelişen graben alanları, magnetik anomali haritasında, anormali olarak görülmektedir. Bu ilişki bazı gelişmiş graben alanlarında kabuğun inceldiği kesimlerde genç bazik magmanın yükselmesi veya kabuğun altına eklenmesi ile ilgili olabilir.



6b. Batı Anadolu'nun Bouge gravite anomali haritası (Genç vd., 1996'dan).

Ege'de gerilme miktarının saptanmasına yönelik çalışmaların bulguları arasında belirgin farklılıklar göze çarpmaktadır. Son yıllarda elde edilmeye başlanan ayrıntılı sığ ve derin sismik verileri ve gravite verileri yardımıyla bu konuya hassas çözümler getirilebilecektir. Gravite verileri yardımıyla (Şekil 6b) ve Airy isostatic denge hesaplarıyla (Şekil 6d) Orta Anadolu'da 40 km, sahil kesiminde 30-32 km kıta kabuğu kalınlığı verilerine dayanılarak, β faktörü yaklaşık sahil çevresinde



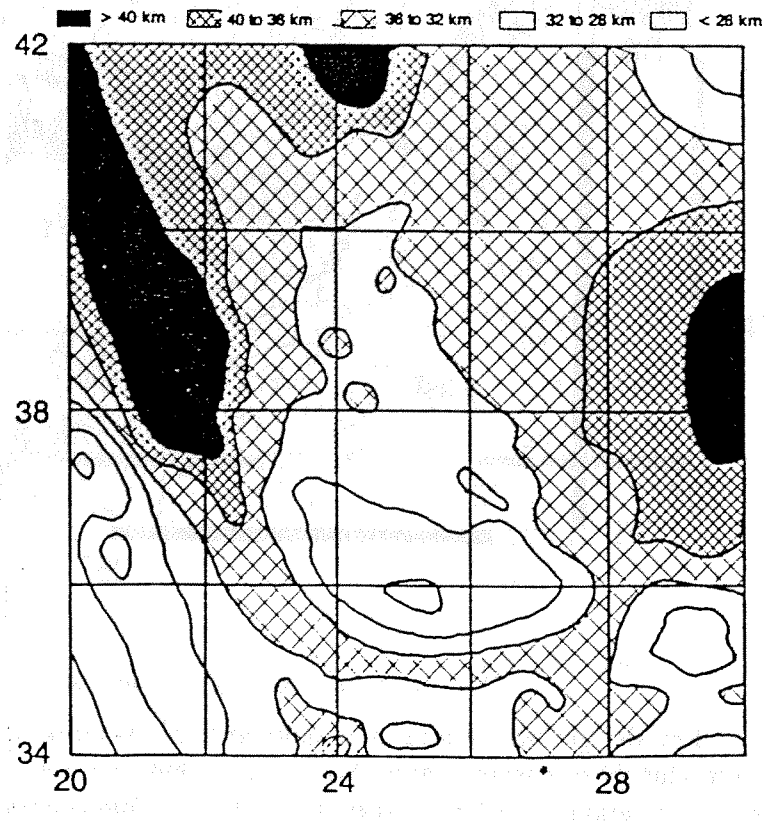
Şekil 6c. Ege Bölgesi'nin topoğrafya haritası (McKenzie ve Yılmaz, 1991'den).

1.2-1.5, Ege Denizi içinde 2 olarak hesaplanmaktadır. Sismojenik fayların sinüs açılarının oranından, basit domino fay modeline dayanılarak yapılan hesaplamada ($\beta^\circ = SinQ_o / SinQ_1$), yüksek açılı (~65°) faylar ile düşük açılı (35°), fayların ilişkilerinden ise β değeri 1.6 olarak hesaplanmaktadır. Bu verilere göre, gerilme Batı Anadolu'nun iç kesimlerinde, sıfırdan başlayarak Batı Anadolu sahil kesiminde 1.6'ya, Ege Denizi içinde ise 2'ye ulaşmaktadır.

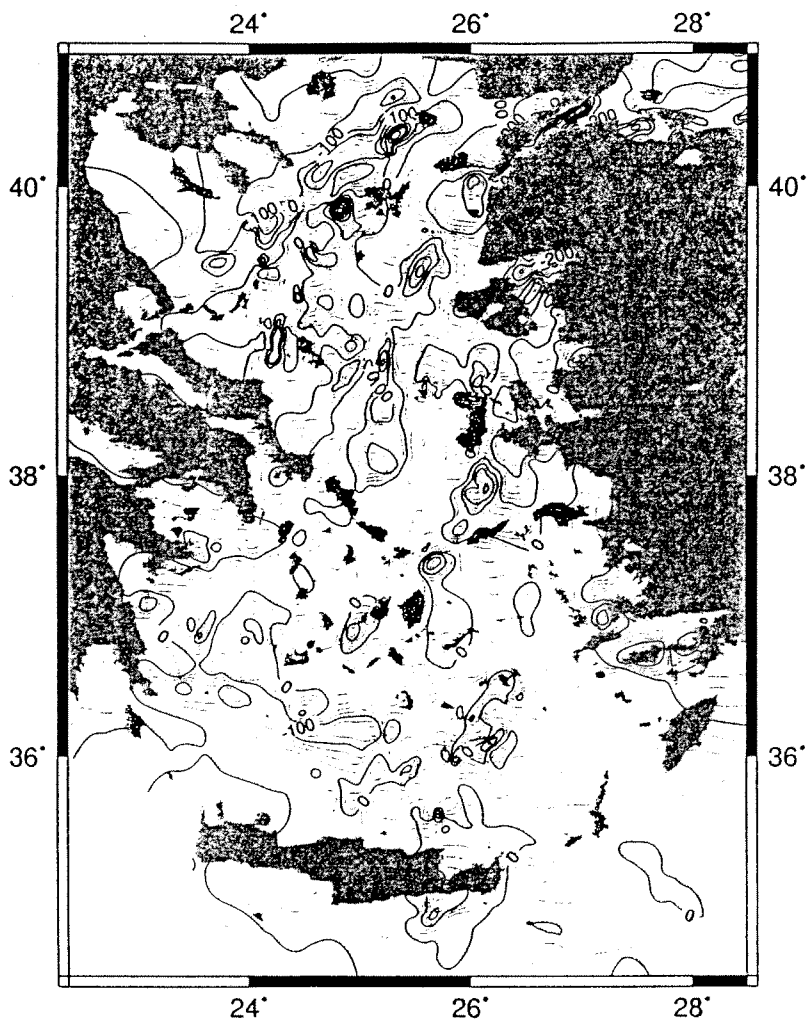
Ege'de K-G gerilen grabenlerde, Bulgaristan'dan Girit Hendeği'ne kadarki kesimde, açılan tüm alanların miktarı yaklaşık 220 km kadardır.

Bu miktar, bölgede yaklaşık %25-30 kadar bir gerilmenin geliştiğini işaret etmektedir. Ancak, metamorfik masiflerde yüzeylenen ileri dereceli metamorfik kayaların üzerlerinden giderilen kaya örtülerinin miktarı (~20 km) dikkate alınınca, bu metamorfik kayaların oluştuğu son 45m.yıldan günümüze kadarki sürede geliştiği anlaşılan, bölgenin gerilme miktarının, bu hesaplamadan daha fazla olması gerektiğini (~%40) düşündürmektedir. Bu hesaplamalar, gerilmenin başlangıcından önce, Ege'de kıta kabuğunun 45 km'den daha kalın olması gerektiğini gösterir.

Ege Bölgesi'nde, kuzeyde Bulgaristan'dan güneyde Girit Adası arasında, gerilme 30-40 mm/a^{-1} (Le Pichon ve Angelier,



Şekil 6d. Ege Bölgesi'nde kabuk kalınlığını gösterir kontur haritası (Mc Kenzie ve Yılmaz, 1991'den).

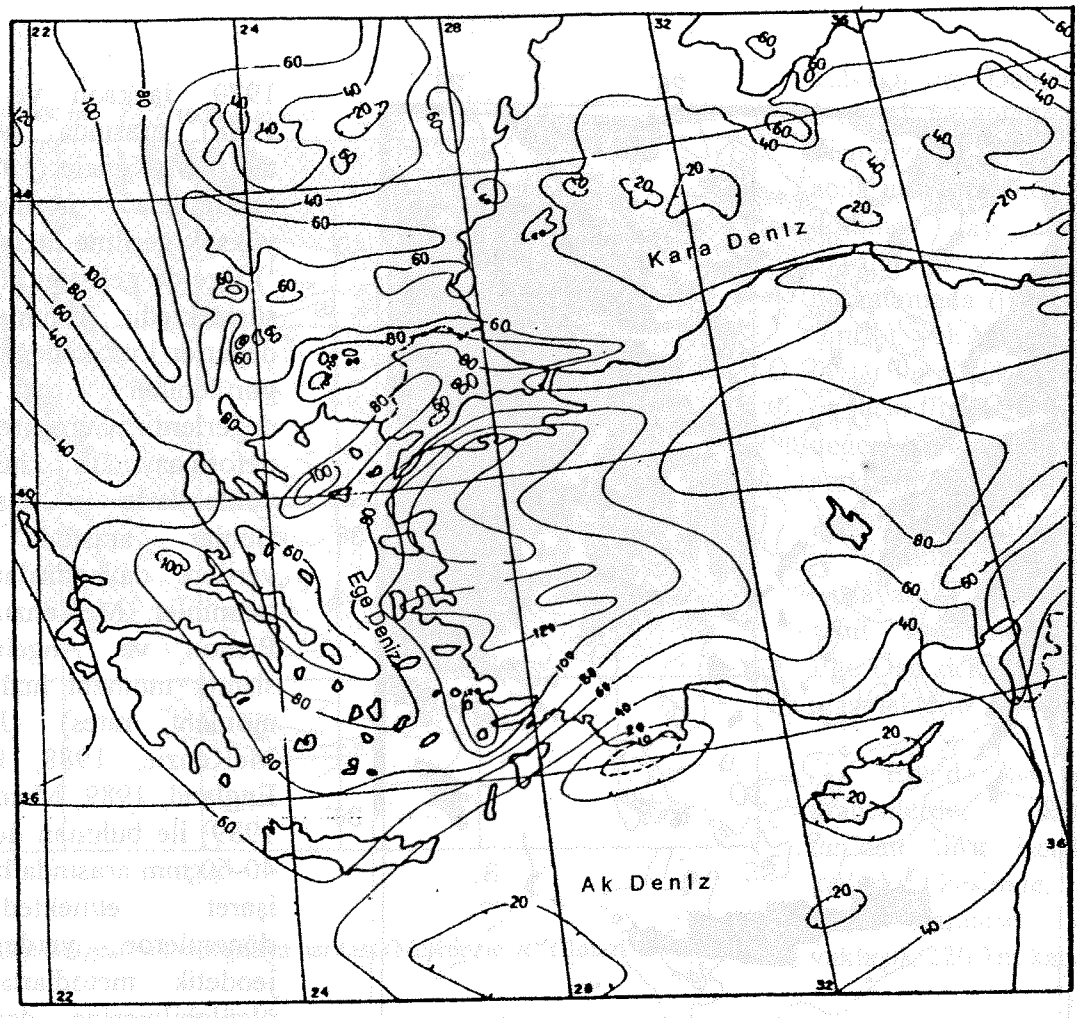


Şekil 6e. Ege Bölgesi'nin magnetik anomali haritası (Finetti ve Moreli, 1973'den değiştirilerek).

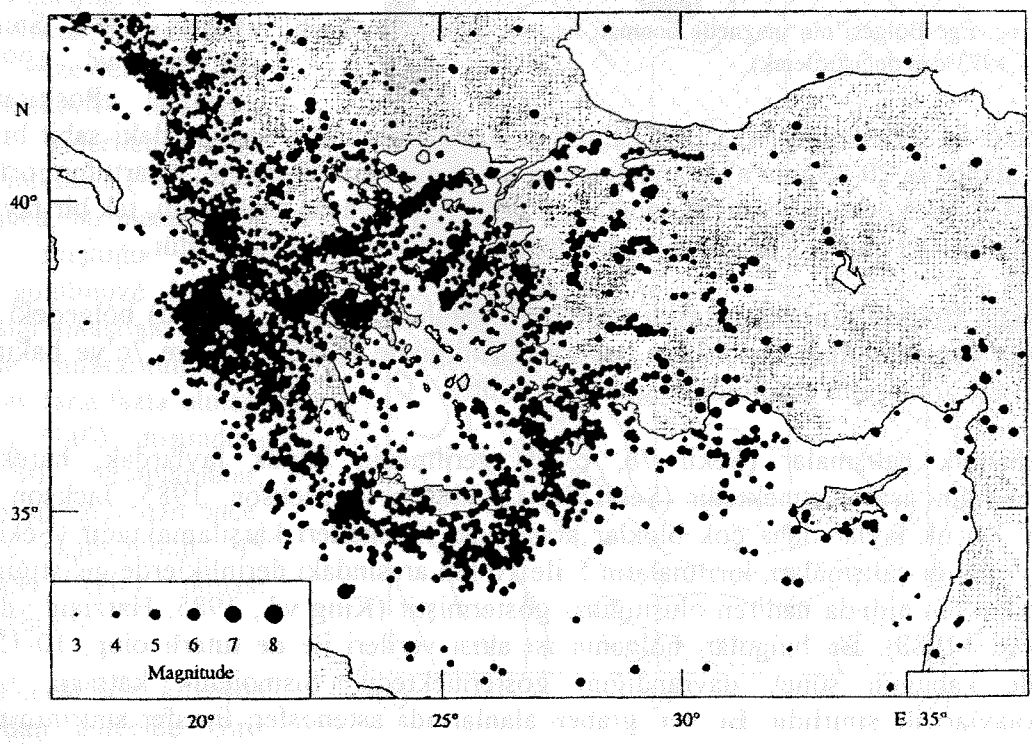
1979; Jackson ve McKenzie, 1988) arasında hesaplanmaktadır. McKenzie (1978) ise, kıta kabuğunda görülebilen en yüksek gerilme hızının (6 mm/a^{-1}) Ege'de geliştiği görüşünü ileri sürmektedir. Tahmin edilen bu değerler kıta kabuğu alanlarında görülebilen çok yüksek değerlerdir. Gerçekten de Ege'de deformasyonun hızı değişik yöntemlerle hesaplanmıştır. Bunlar arasında kinematik verilere dayandırılarak yapılan tahminler (McKenzie, 1978; Le Pichon ve Angelier, 1979), sismik moment hızları (seismic moment rates) (Jackson ve McKenzie, 1988; Ekstrom ve England, 1989; Main ve Burton, 1989) ile bulunan değerler yılda 40-60 mm arasında bir gelişmeyi işaret etmektedir. Son dönemlerde yerdeğiştirmelerin jeodetik metodlarla doğrudan ölçülebilmesine dayandırılarak, örneğin, uydu ölçmeleri ile SLR (satelite laser ranging) (Seller ve Cross, 1989; Smith vd., 1994; Noomen vd., 1993) ya da GPS (Global Positioning System) ölçmeleri ile (Reilenger vd., 1997) Ege'nin kuzey kesiminde Avrupa'daki sabit bir noktaya göre kuzey alanlarda 20-22 mm/a^{-1} olan hareketin, güneye doğru 40 mm/a^{-1} ya arttığını ortaya koymuştur (Şekil 43). Westeway (1994a) ise doğu Ege Bölgesi'nin yavaş gerildiğini, tek bir fay üzerinde, K-G gerilmenin ~0.5 mm yr^{-1} dan daha hızlı olmadığı görüşünü ileri sürmüştür.

Ege Bölgesi'nin sismisitesini gösteren haritalar (Şekil 7b, c ve d) bölgedeki başlıca fayları gösteren yapı haritaları ile birlikte değerlendirildiğinde (Şekil 4, 7a ve 7c'ye bakınız), bölgedeki önemli fay zonlarının aktif olduğu görülmektedir.

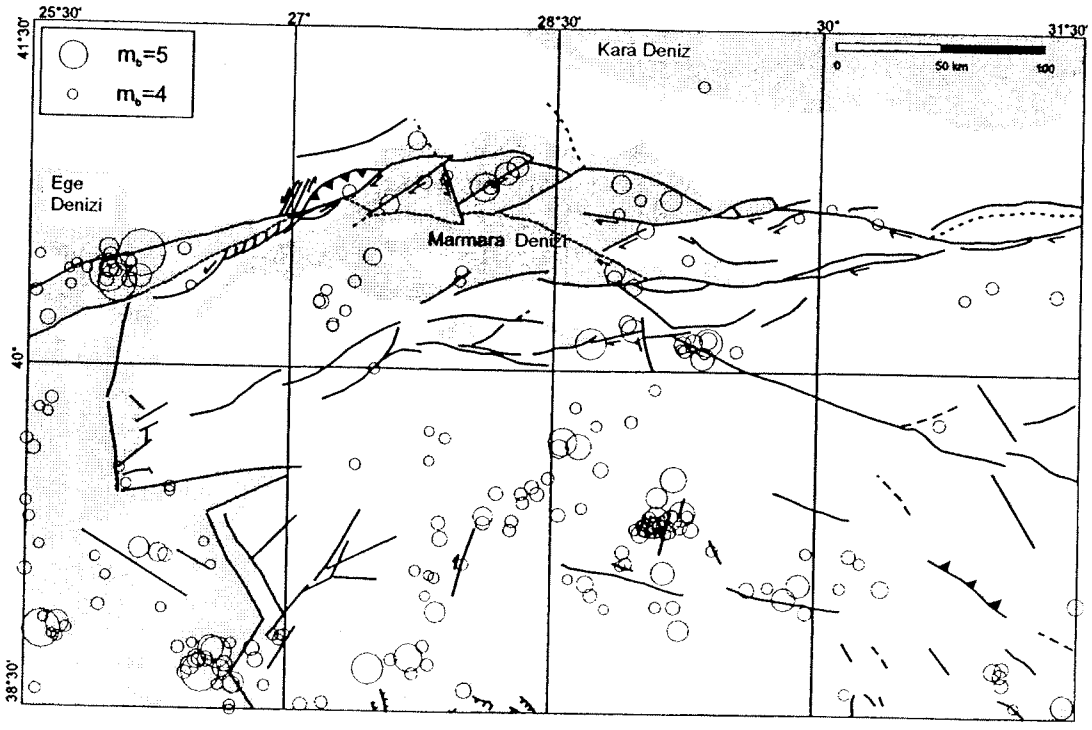
Sismik çalışmalar (Şekil 7b, c, d) gerilmenin büyük faylardaki hareketlerle (M>6) karşılandığını işaret etmektedir (Şekil 7c) (Eyidoğan ve Jackson, 1985; Jackson ve McKenzie, 1988). Küçük faylar daha çok bloklar arasındaki hareketleri karşılamaktadır (Şekil 7d). Deprem odak derinliği çalışmaları, kırılmaların 5 ile 10 km arasındaki derinliklerde geliştiğini, depremlerin 10-12 km'nin altında nadiren oluştuğunu göstermiştir (King vd., 1985; Hatzfeld vd., 1987; Lyon-Caen vd., 1988). Bu bulgular, bölgenin ısı akısı verileri ile de tutarlı olup, 10-12 km'den daha derinde kabuğun sünek davrandığını göstermektedir. Sismojenik katman, üstteki sığ 10 km'dolayları ile sınırlıdır. Bu veri graben alanlarında astenosfer, litosfer sınırının da bağıl olarak daha sığda olduğunun işaretçisidir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz ve Şengör, 1982).



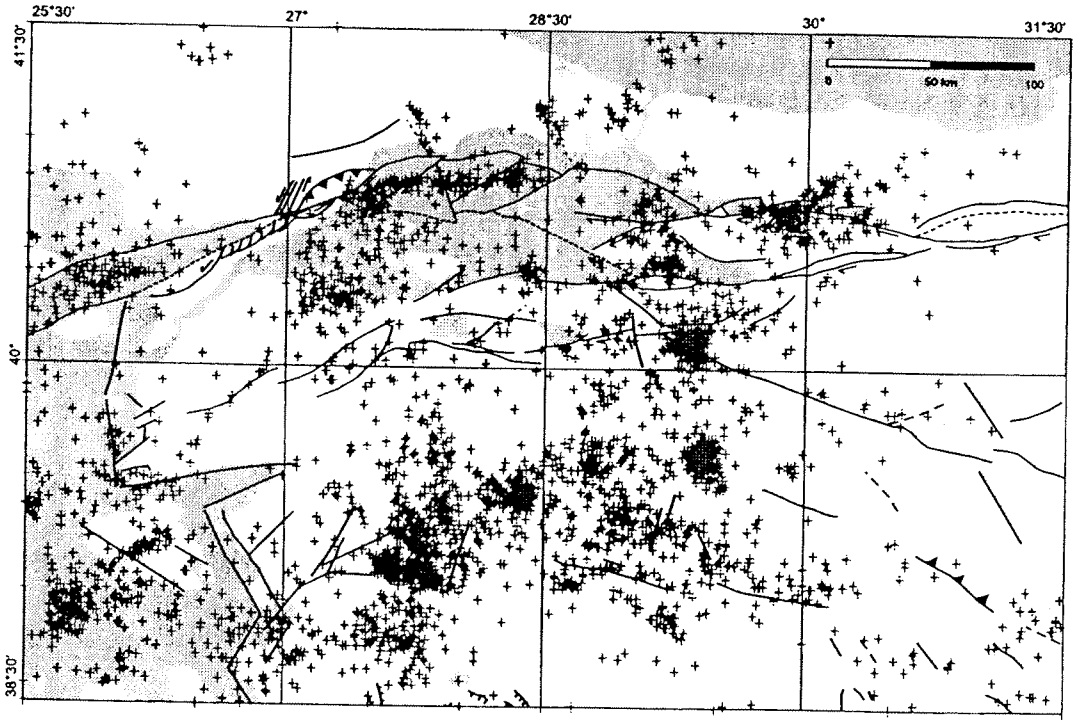
Şekil 7a. Ege Bölgesi'nin ısı akısı haritası (Tezcan ve Turgay, 1991'den).



Şekil 7b. Ege bölgesi ve çevresinde, NEIC katalogundan derlenen verilere göre, 1979-1988 döneminde magnitüdü 3'den büyük deprem odaklarının dağılımını gösterir harita (Straub ve Kahle, 1997'den).



Şekil 7c. KB Anadolu'da, NEIC ve ISC kataloglarından derlenen verilere göre, 1975-1995 döneminde magnitüdü 4 ile 6 arasındaki deprem odaklarını ve bunların faylarla olan ilişkilerini gösterir harita (Pfister vd., 1997'den).



Şekil 7d. KB Anadolu'da NEIC katalogundan derlenen verilere göre 1975-1988 arasında, bölgede gelişen magnitüdü 4'den küçük deprem odaklarının dağılımını ve bunların faylarla olan ilişkisini gösteren harita (Pfister vd., 1997'den).

4. EGE GRABENLERİ.

Ege graben sistemlerinin bir kısmı Batı Anadolu'da, sadece kara alanlarında tanınır, denize doğru devamları izlenemez (Şekil 4). Küçük Menderes Grabeni bu tür grabenlere örnektir. Diğer bazı grabenler Ege Deniz alanı içinde de devamlıdır. Kerme ve Büyük Menderes grabenleri ise bu türe iyi iki örnektir. İçlerinde bazıları ise, örneğin Kuzey Ege Çanağı başlıca deniz içinde gelişmiş bir yapı olup, karaya olan uzantısında, deniz içindeki kadar belirgin bir morfo-tektonik unsur olarak devam etmez. Edremit Grabeni de deniz içindeki kesimi belirgin bir graben örneğidir (Şekil 4). Bu bölümde Ege grabenlerinin önemlileri kuzeyden başlayarak güneye doğru tanıtılacaktır.

4.1. Kuzey Ege Bölgesi ve Kuzey Ege Çanağı.

Bu çanak KKB-GGD doğrultusunda uzanır (Şekil 4 ve 5). Çanak, 1000-1500 m derindir. Hendeğin biri doğu biri batıda, orta kısmına göre daha derin ve daha belirgin 2 kesimi vardır. Batı kesimi Taşoz Adası'nın GB'sında yer alır (Sporad Çanağı) ve K45D doğrultusunda uzanır. Doğu kısmı ise (Saros Çanağı) Halkidikya (Chalkidiki) Yarımadası'nın en kuzey ucundaki Aynaroz (Hagion Oros) un doğusundan Saroz'a K75D yönünde uzanır.

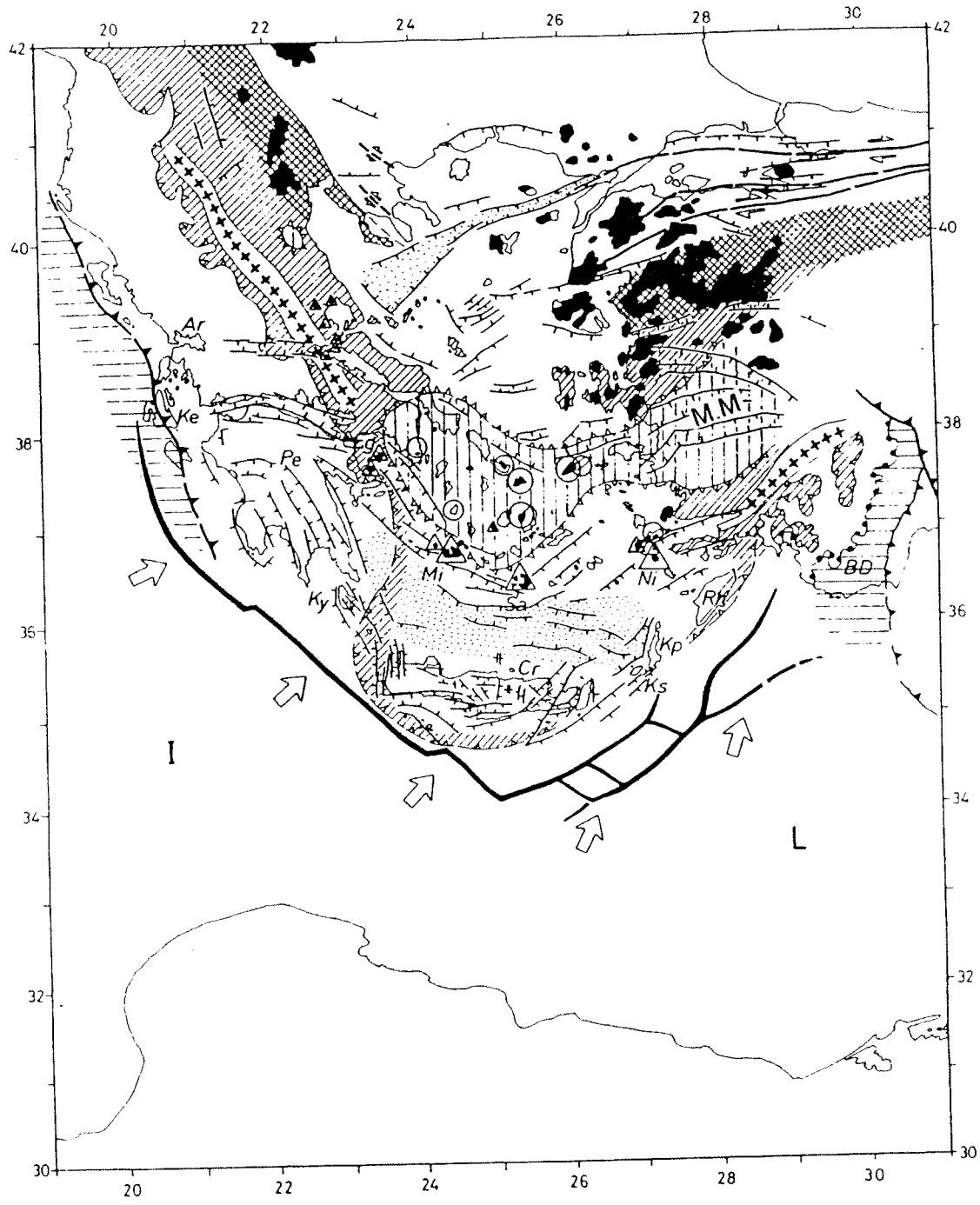
Trakya'dan bu hendeğe basamak fayları ile ulaşılmaktadır. Faylar üzerindeki düşey atım 10-100 metreler düzeyindedir (Lyberis, 1984). Sporad Çanağı asimetriktir. KB'ya doğru daha düşük açılı ve geniştir. Doğu kesimi ise dik bir şevle sınırlıdır. Magnezia'ya bakan güney sınırında yüksek bir şevle sınırlanır.

Kuzey Ege Çanağı'nın kuzeyinde Paleojen yaşlı 2 molas Çanağı vardır. Bunlar KB gidişli olup, Kuzey Ege Çanağı'na dik konumlu olanı batıda Strimon, doğuda Kavala Körfezi çanaklarıdır. Bunların yanısıra sismik veriler Saroz Çanağı'nın kuzeyinde içi tümüyle çökellerle doldurulmuş bir grabenin de varlığını göstermektedir (Biju-Duval vd., 1972). Bu çanak ana kara ile Semadirek arasında yeralmaktadır. Havza, Pliyosen-Pleyistosen'de dolmuştur. Havzayı KD-GB fay sistemleri sınırlamaktadır. Havzanın uzanımı, Sporad Havzası'nın uzanımına uygundur. Sporad Baseni'nin doğuya devamı gibi bir konum sergilemektedir. Bu havza olasılıkla Sporad basenini Trakya Havzası'yla ilişkilendirmekteydi. Trakya Havzası da, günümüzde yaklaşık 3-4 km çökelle dolu olan bir Neojen havzasıdır. Trakya Havzası kuzeyde, Istranca Fayı (Maritsa Fayı) ile Istranca Masifi önünde sonlanmaktadır (Yılmaz ve Polat, baskıda). Bu verilerin ışığında Kuzey Ege Çanağı çevresindeki ilişkili yapılar Yunan Anakarası'ndan Istrancaya kadar geniş bir alanı etkilemiş bir büyük transtansiyonel sistemin önemli komponentlerini oluşturmaktadır.

Kuzey Ege Çanağı'nda tanınan faylar 2 doğrultuda yoğunlaşırlar. Bunlar K65D ve K55B doğrultularıdır. K65D doğrultusu, çanağı sınırlayan şevlerin ortalama doğrultusudur. Diğer doğrultu ise Vardar ve Strimon havzalarının doğrultularına paraleldir.

Kuzey Ege'de, yüzeyde görülen en büyük faylardan birisi Kavala-Yenice (Xanthi) Fayıdır (Şekil 8). Bu fay üzerinde düşey atımın 7 km kadar olduğu belirtilmektedir (Lyberis, 1984). Fay üzerindeki gerilme tektoniğine bağlı hareket geç Miyosen'de gelişmiş olup, Üst Miyosen çökellerinin gelişimini denetlemiştir (Lyberis, 1984). Bu yörede geç Miyosen'de gelişen, KB-GD gerilme tektoniğinin neden olduğu fay sistemi dışında, üzerlerinde sağ yönlü yanal atım bileşeni olan, K-G gerilme sistemi içinde gelişmiş Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı faylar da tanınmıştır.

Kuzey Ege Çanağı'nda da KB-GD gerilmeye bağlı çökel depolanması yaklaşık geç Miyosen'de, 10 my önce başlamış ve sabit bir çökme hızıyla sürmüştür. β faktörünün havzada 3.5'a kadar ulaştığı belirtilmektedir. Bunun, daha önceki bir K-G sıkışma sistemini izlediği bilinmektedir (Le Pichon vd., 1984). Havzada Neojen çökellerinin kalınlığı yaklaşık 3500 m olup, bunun 2500 m lik bir kısmı Pliyo-Kuvaternerde çökelmiştir.



Şekil 8. Ege Bölgesi'nin ana tektonik birliklerini ve bunların Batı Anadolu'dan Yunanistana uzanımlarını gösteren jeoloji haritası. İyonya (I) ve Levantin (L) havzaları arasındaki kalın siyah çizgiler: Hellenik hendekleridir. Ana Ege havzaları; noktalı paternler: Girit Denizi, Arta Körfezi (Ar) ve Beydağları (BD) arasında dış Hellenik yayı: Kefallinia (Ke), Peloponez (Pe), Kythira (Ky), Girit (Cr), Kassos (Ks), Karpatos (Kp), Rodos (Rh). İç volkanik Hellenik yayı: Aegina (Eg), Milos (Mi), Thira veya Santorini (Sa), Nisiros (Ni). Alpin kuşağının (Dinarid-Hellenid-Toridler) ana birimleri; eniçteki ofiyolitik zonlar: çapraz taramalar, en iç kuşağın dış zonları: oblik taramalar, dış zonlar: beyaz (en doğu kesimler, yatay tarama, hariç), Ege tektonik penceresi: dikey tarama. Ana Neojen ve Kuvaterner yapıları; (x) işaretinin oluşturduğu çizgi: Mezo-Hellenik ve Tavas molas havzaları (Oligosen, erken Miyosen), siyah alanlar: KB Anadolu ve Yunanistan'ın kuzeyindeki Oligo-Miyosen plütonizma ve volkanizması, daireler: Orta Ege Bölgesi'ndeki Miyosen yaşlı granodiyoritik sokulumlar, Üçgenler: iç Hellenik yayındakli Pliyo-Kuvaterner volkanları. Geç Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner gerilmeli grabenlerinin ana normal fayları ince, dişli çizgilerle gösterilmiştir. Kuzey Ege Bölgesi'nde görülen iki ok, yanal atım yönlerini gösterir. Hellenik Hendeğindeki büyük oklar Afrika-Hellenik yayının, deprem odak çözümlerine dayalı bağıl hareketini temsil etmektedir. M.M: Menderes Masifi. (Le Pichon ve Angelier, 1981'den).

Limni Adası'nda, Oligosen ve Alt Miyosen yaşlı çökel ve volkanik kayalar KB-GD yönlü bir kompressif deformasyon geçirerek kıvrılmış ve yanal atımlı faylarla faylanmıştır. Bu deformasyonun olasılı yaşının Orta Miyosen olduğu belirtilmektedir (Lyberis, 1984). Çünkü daha genç birimlerde bu etki tanınmamaktadır. Daha sonra, adayı bir uçtan diğer uca biçen, KB-GD ve KKD-GGB gidişli normal faylar gelişmiştir. Taşoz'daki Pliyo-Kuvaterner kırmızı konglomeraları da benzeri bir gerilmeli deformasyondan etkilenmiştir (Lyberis ve Sauvage, 1983).

Yukarıdaki kısa tanıtımdan da anlaşılacağı gibi Kuzey Ege, gerilme tektonizmasından şiddetle etkilenmiştir. Bu gerilme yapılarında yanal atım bileşenleri de önemlidir. Bu alanlarda K-G gerilme, Alt-Orta Miyosen kompressif deformasyonundan sonra başlamıştır. Bu kompressif deformasyonun etkileri adalarda, Vardar Çanağı istifinde ve Doğu Trakya istifinde tanınmaktadır (Lyberis, 1984). Önemli ilk gerilme, bölgeyi Erken Pliyosen'de etkilemiştir. Bunu Pleyistosen'de, ortalama doğrultusu K50D olan bir grup gerilmeli yapının gelişmesi izlemiştir. Bu dönemdeki hareketler KAF'ının sağ yanal atımlı hareketi ile uyumludur. Bölge bunu izleyen, yaygın bir K-G gerilme sistemine geçmiştir. Bu dönemin etkileri, doğu Trakya'da (Mercier, 1981), Magnesia Yarımadası'nda (Brooks ve Williams, 1982) ve hemen tüm Kuzey Ege'de (Mercier vd., 1979) tanınmaktadır. Bu sistem hala aktif olarak bölgeyi etkilemeyi sürdürmektedir.

Marmara Denizi'nin batı ucunda, Gaziköy'den, Ege'de Saroz Körfezi'ne uzanan Ganos Fayı, Kuzey Ege Çanağı'nı Marmara Denizi'ne ve dolayısıyla KAF zonuna ulaştırmaktadır (Şekil 4). Marmara Denizi de Kuzey Ege Çanağı benzeri genç ve aktif bir yapısal öge olarak gelişim göstermektedir (Barka ve Kadinsky-Cade,1988).

4.2. Batı Anadolu Grabenleri

Batı Anadolu'da az çok D-B gidişli 10 kadar graben vardır (Şekil 4). Bunların büyükleri, kuzeyden güneye doğru Edremit, Bakırçay (Bergama), Gediz, Büyük Menderes ve Kerme grabenleridir. Grabenlerin içlerinde Batı Anadolu'nun büyük akarsuları akmaktadır. Bu akarsular Batı Anadolu'nun iç kesimlerine kadar uzanan geniş bir alanı Ege Denizi'ne drene etmektedir. Akarsuların Ege Denizi'ne taşıdığı çökel gerecin miktarının ~ $4x10^6$ m^3 yr^{-1} olduğu, bu değerin yaklaşık 0.1 mm / yr^{-1} çökel kalınlığına karşılık geldiği ve bu çökelmeyi karşılamak için rejyonal erozyonun aynı oranda olduğu tahmin edilmektedir (Westeway, 1994a). Bölgede yer yer yükselimin 800 m'nin üzerine çıktığı bilinmektedir. Bu miktar, östatik (eustatic) deniz düzeyi değişimlerinin (~100 m) çok üzerindedir. Bu miktardaki erozyon, bölgenin düşey yükseliminde isostatik dengelenimi etlileyerek rol oynamaktadır. Kırılgan üst kabuk, bu miktardaki erozyonu, yükselerek karşılamaktadır. Taşınan gerecin biriktiği sahil kesimi ise isostatik olarak çökmektedir. Westeway'e (1994a) göre batıya doğru yüzeyden taşınan gerecin neden olduğu yük, alt kabukta doğuya doğru kütle akmasıyla karşılanmaktadır.

4.2.1 .Edremit Grabeni.

Edremit Grabeni, Edremit-Havran doğusundan başlayarak batı yönünde genişleyen ve önemli kesimi Ege Denizi içinde yeralan D-B gidişli bir grabendir (Şekil 4). Ayvalık ile Küçükkuyu-Behram arasında grabenin eni 30 km kadardır. Havran doğusundan Baba Burnu batısına kadar uzunluğu 100 km'den fazladır (Şekil 4 ve 16). Grabenin kuzey kenarı Ege Denizi'nin önünde ani yükselen bir diklik oluşturur. Bu nedenle sahil düz ve çizgisel gidişlidir. Bu ani yükseklik bir fay şevine karşılıktır. Yüksek açılı bu fay boyunca, kuzey blok deniz düzeyinden, 1000 m'yi aşan yüksekliklere ulaşmaktadır. Fay düzlemi, Behramkale ile Küçükkuyu arasındaki dik şevde açıklıkla görülmektedir. Behram'dan daha batıya doğru, topografya ve şevin sarplığı dereceli olarak azalırsa da fay zonunun fayları belirgin niteliklerini korur.

Grabenin kuzey kenarında basamak faylar tanınmaktadır (Şekil 16). Bu paralel fay takımları, sahil çizgisi ile dar açı yaparlar. Fayların üzerinde, önemli miktarda normal atım ve gerilmeye bağlı blok rotasyonu ile dağın içine doğru tiltleşme (back-tilting), topografya da açıklıkla tanınmaktadır. Bu tiltleşmiş yükselen bloklar üzerinde, güncel plaj kumları, deniz düzeyinden 100 m kadar yüksekte durmaktadır. Örneğin Behram'ın yaklaşık 1.8 km batısında 10 m yükseklikte bulunan plaj düzeyi, doğuda 100 m'ye ulaşır. Bu gözlem, grabenin kuzey kenarının günümüzde yükselmeğe devam etmekte olduğunu işaret eder.

Grabeni kuzeyden sınırlayan fay sisteminde, basamak fayların uzunlukları 3 ile 15 km arasında değişmektedir. Faylarda yanal atım bileşenlerinin varlığını işaret eden fay düzlemi ve morfoloji verileri olmakla birlikte, K-G gerilmeye bağlı düşey atımın daha önemli olduğu açıktır. Bu fay zonunun KAF sistemi etkisi altında geliştiği görüşü genelde benimsenmektedir (Şekil 4) (McKenzie, 1978; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Genç, basımda). Yanal atımın verileri, körfez içinde açılmış petrol sondaj loglarının incelenmesiyle açıkça görülmektedir. Örneğin Küçükkuyu sahilinde yaygınca mostra veren Alt Miyosen şeyllerine, bu sahilin hemen açığında, fayın güneyinde, deniz içinde açılan kuyuda rastlanmamıştır (TPAO Arşivi) (Şekil 16). Bu veri, fayın önemli bir sağ yanal atım bileşeni olduğuna işaret etmektedir. Kuyuda, temel birimleri üzerinde graben dolgusu olarak, kalın (>400 m) Pliyo-Kuvaterner yaşlı kırıntılı istif yer almaktadır. Bu veri ve graben omuzlarındaki saha verileri Edremit Grabeni'nin geç Miyosen'den sonra açıldığını göstermektedir (Yılmaz, 1997; Genç, basımda; Karacık ve Yılmaz, basımda).

K-G gerilmeye bağlı eğim atımlı faylarla hızla yükselen grabenin kuzey kenar fayları, bu yükselen blokları, geriye tilt edip kuzey yönünde eğimlendirerek, morfolojiyi denetlemiştir. Buna bağlı olarak drenaj, çoğun Kuzeyden Güneye olmak yerine, Doğudan Batıya doğrudur. Denize çok yakın alanlarda bile akarsular, kısa yoldan K-G akarak denize ulaşmak yerine, B yönünde akan Tuzla Çayı ya da Menderes Çayı'na kavuşup çok uzun bir yol izlemektedir.

Edremit Körfezi, graben çukuru içinde yeralmaktadır. Körfezin güneyinde, kuzeye göre daha tatlı bir topoğrafya egemendir. Burhaniye-Havran arasında deniz düzlüğünden Kozak Dağı'na, geniş aralı fay basamakları ile tırmanılır. Sahile yakın tatlı topografya nedeniyle birçok burun ve koy gelişmiştir. Bunlar çoğulukla fay kontrollu bir topografyanın ürünüdür. Grabenin güney kenar fayları, asıl aktif olan kuzey kenar fay zonuna göre antitetiktir. Bir diğer deyişle Kozak Dağı'nı, Edremit çöküntüsüne göre yükselten Kuzeye eğimli normal faylar, derinde, grabeni Kuzeyden sınırlayan ana faya kavuşmaktadır.

4.2.2. Bakırçay (Bergama) Grabeni.

Bakırçay Grabeni yaklaşık 60 km uzun, 5 km geniştir. Grabenin vadi tabanında, Soma'dan batı yönünde Bakırçay nehri akmaktadır (Şekil 4). Graben yaklaşık D-B doğrultusunda uzanırsa da aslında, "V" şekillidir. Bergama ile Göçbeyli arasında KD-GB doğrultuludur. Göçbeyli ile Soma arasında ise KKB-GGD doğrultuludur (Şekil 21). Graben, Bergama'dan doğu ve batıya doğru genişler. Doğuda Soma Grabeni ile batıda ise Çandarlı Çöküntüsü ile birleşir (Şekil 21).

Bakırçay Grabeni'nin topografyası asimetriktir. Kuzey kenarda fay sistemi yüksek açılı olup, dik bir şev oluşturur. Bu kenarda Kozak Dağı hızla, yaklaşık 50 m yükseltideki vadi tabanından, 1000 m yükseltilere ulaşır. Güney yamaç tatlı eğimlidir. Bu kenarda Yuntdağa doğru olan yükselti geniş aralı, basamak faylarla gerçekleşir.

Grabenin her iki kenarı da fay kontrolludur. Birçok kesimde, genç yamaç moloz örtüsü altında gizlenmesine rağmen, fay düzlemleri mostrada tanınmaktadır. Faylar, hava fotografları ve satelit görüntülerinde de açıklıkla izlenmektedir. Bergama'nın yaklaşık 1 km güneyinde, vadi tabanında, grabeni güneyden sınırlayan eğim atımlı bir fayın 80° eğimli fay düzlemi mostra vermektedir.

Grabenin her iki kenarındaki faylarda eğim atım egemendir. Ancak yerel olarak yanal atım bileşenleri de tanınmaktadır. Örneğin bu faylardan Bergama'nın batısındakilerde sinistral, doğusundakilerde dextral atımlar vardır. Bu faylanma örneği K-G bir gerilme sistemi içinde gelişmesi beklenen bir örneğe uygundur.

Grabenin kuzey kenarındaki ana faylar 70° veya daha yüksek açıyla güneye eğimlidir. Grabenin güney kenarındaki basamak faylar kuzeydeki ana faylara göre antitetik olup, topografya da ani basamaklar oluşturmaktadır. Yükselen blokların üzerlerinde topografya profili ve üzerlerinde biriken çökel dolgu Güneye, dağa doğru tilt olmuştur.

Ana aktif fay boyunca, kuzey kenarda Alt-Orta Miyosen yaşlı istif ya da onun altında yeralan metamorfik temel kayaları güncel alüvyon ile karşı karşıya getirilmiştir. Bu stratigrafik ilişki değerlendirildiğinde, fayın düşey atımının Alt-Orta Miyosen istiflerinin toplam kalınlığı olan 500 m den daha fazla olduğu anlaşılmaktadır.

Bakırçay Grabeni'nin geç Miyosen'den daha genç olduğunu gösteren açık morfolojik ve jeolojik veriler vardır; Grabeni sınırlayan faylar Üst Miyosen istifini ve bunların gelişimini denetleyen KD-GB gidişli fayları kesip sınırlamakta ve bunların Bakırçay Grabeni'nin kuzeyinden güneyine sürekliliğini kesintiye uğratmaktadır (Şekil 21 ve 22B). Topografya da ise, geç Miyosen birimlerini aşındırmış olan ve bölgede az çok yataya yakın bir aşındırma düzlemi yaratan bir rejyonal peneplen, Bakırçay Grabeni tarafından yüksek açılı faylarla biçilmektedir. Bunun sonucunda peneplen düzeyi bu günkü graben tabanına göre 2 yanda yeralan horstların üzerlerinde askıda kalmıştır. Grabeni sınırlayan vadiden, onu çevreleyen K ve Güneydeki horstlardaki platoda tanınan bu aşınım düzeyi arasında, olgun bir drenaj ağı henüz oluşamamıştır; henüz ana vadiden yüksek açılı yamaçlar boyunca başyukarı aşındırma ile platolara ulaşabilmiş bir drenaj sistemi yoktur. Bu nedenle plato ile vadi tabanı arasındaki yamaçlarda belirgin bir morfolojik diskordans vardır (Şekil 26C). Bu veriler, horst ve graben morfolojisinin çok genç olduğunu işaret etmektedir. Tüm bu verilere göre Bakırçay Grabeni'nin geç Miyosen'den sonra, olasılıkla Pleyistosen'de geliştiği söylenebilir. Graben dolgusunun kalınlığı konusunda kesin bir veri yoktur. Ancak yükselimlerden taşınan malzemenin miktarı ve gerilme hızı arasındaki ilişkiye dayandırılarak dolgunun yer yer 1000 m'yi bulduğu tahmin edilebilir.

4.2.3. Gediz Grabeni.

Batı Anadolu'nun en büyük grabenlerinden birisidir (Şekil 4 ve 27). Graben az çok D-B doğrultulu olup boyu yaklaşık 140 km, eni ise 10-15 km'dir. Ancak bu graben de, Bakırçay Grabeni gibi "V" şekillidir. Ahmetli'den batıya doğru DKD-BGB yönünde uzanır. Buradan doğuya doğru ise BKB-DGD doğrultuludur. Batıda, Turgutlu yakınında graben 2 kola ayrılır. Kuzey kol Manisa-Menemen çizgisi boyunca dar bir fay zonu halinde uzanır. Güney kol ise Mustafa Kemal Paşaya kadar süreklidir. Bu 2 kolun arasında, İzmir ile Manisa arasında yeralan Sipil Dağı yükselir.

Salihliden doğuya, graben Sarıgöle kadar süreklidir. Buradan daha doğuya devam etmez. Vadi bu alanda hızla yükselen dağlık bir topografya ile sınırlanır. Bu alanda, Uşaktan KKD-GGB doğrultusunda uzanan, Uşak-Ulubey-Güney Grabeni Gediz Grabeni'ne birleşmez (Şekil 13 ve 31). Bu Miyosen yapısı, kendisinden daha genç olan Gediz Grabeni'ne göre günümüzde yapısal bir yükselim alanı üzerinde yer almaktadır. Büyük Menderes Grabeni ve Gediz Grabeni bu yükselimi aşıp birbirlerine kavuşabilmiş değildir (Şekil 4 ve 13).

Gediz Grabeni de diğer grabenler gibi asimetriktir. Grabenin morfolojide sarp ve daha aktif olan kenarı güney kenarıdır. Grabenin kuzey kenarı tatlı eğimli yamaçlar halindedir. Ancak her iki kenar da fay kontrollü gelişmiş olup, bu faylar ve faylanmaya bağlı jeolojik veriler açıklıkta tanınmaktadır. Ancak kuzey kenarı sınırlayan faylar, son dönemlerde aktif olmadıkları için, fayların

sınırladığı yükselimler, dikliklerini aşınma sonucu kaybetmişlerdir. Bu kenarda vadi yamaçlarından baş yukarı aşındırma daha etkin olarak gelişmiştir. Buna karşılık hızla yükselen güney kenarda, baş yukarı aşındırma henüz platoya yeterince ulaşabilmiş değildir.

Gediz nehri Gediz Grabeni tabanında batı yönünde akmaktadır. Nehir vadisi, grabeni Güneyden sınırlayan Bozdağ horstunun halen yükselmeğe devam etmesi sonucu vadi tabanında kuzeye doğru ötelenmiştir. Bu nedenle akarsu, vadinin kuzey kenarında yerleşmiştir. Vadinin güney kenarı ise Bozdağ'dan sel vadileri ile taşınan kalın alüvyon yelpazeleriyle dolmaktadır. Bunlar, vadi kenarı boyunca bir dizi lateral akarsu yelpazeleri oluşturmuştur.

Grabeni sınırlayan her iki horstun üzerinde de plato düzlükleri yeralırlar. Bunlar, Üst Miyosen çökellerini, yataya yakın aşındırarak bir peneplen oluşturmuş olan rejyonal ölçekli bir aşınım düzeyini temsil eder. Graben, bu penepleni parçalayarak açılmıştır. Bu topografik veri, jeolojik gözlemleri de destekleyen ve bugünkü graben çöküntüsünün geç Miyosen'den sonra oluşmaya başladığını belgeleyen önemli bir ipucudur.

Grabenin güney kenar faylarının halen aktif olduğunun önemli bir diğer verisi, bu kenarın sismikçe de aktif olmasıdır. Bu kenarı sınırlayan faylardan birisi Alaşehir depremini (M:6.5) oluşturarak (Eyidoğan ve Jackson, 1985), 1969'da hareket etmiştir (Şekil 4). Fay çözümlemeleri, fayın kuzeye 35° eğimli, normal bir fay olduğunu göstermiştir. Bu kenarda yamaç şev açısı 60° dolaylarındadır. Bu nedenle, vadi tabanını oluşturan 80-100 m yükseklikten, Bozdağ üzerinde yeralan 1000 m'yi aşkın plato düzlüğüne, 1 km gibi kısa bir yatay mesafede ulaşılmaktadır. Bu kenarı sınırlayan fay zonu, 8-10 km uzunluktaki birçok fayla bölümlenmiştir. Bu faylar, birbirlerinden birkaç yüz metre aralarla, az çok paralel düzlemler halinde, topografyayı grabene doğru alçaltır.

Düşen fay blokları, düşey eksen etrafında rotasyonel hareketle, geriye tilt olmuştur. Tilt olmuş bu bloklar üzerinde, birimler dağa doğru 10-15° eğimler kazanmıştır. Dağa doğru bu ters eğimler boyunca, yamaçlarda ana vadiye paralel birçok çizgisel vadi gelişmiştir. Grabenin güney kenarında, ana vadiyi sınırlayan ve ona paralel uzanan bir çok dar ve uzun sırt gelişmiştir. Bunlar grabeni bir duvar gibi sınırlamaktadır. Faylarla sınırlı ve yükseltilmiş bu graben omuzlarında graben dolgusu olan akarsu çakıl ve kum istifleri yeralırlar. Bu dolgulardan elde edilen fosil toplulukları graben dolgusunun yaşının Pleyistosen olduğunu göstermiştir (Ünay vd., 1995). Bu veri, jeolojik ve morfolojik verilerle de uyumludur. Çünkü, geç Miyosen birimlerini aşındıran rejyonal peneplen düzeyinin üzerine çıkabilmiş tek yapısal unsur bu ince uzun fay bloklarıdır.

Bozdağı, günümüzdeki yükseltisine ulaştıran aktif fay sisteminden hemen önce, grabeni kuzeyden sınırlayan fay sisteminin de hareketli olduğu anlaşılmaktadır. Çünkü, bu kenarda faylanma, fay göğüslükleri ve travertenler geliştirip kuzeye doğru düzenli biçimde göçetmiştir. Aslında, bu tür fayların zaman içinde tavan blokunda göç ettikleri bilinen bir gelişmedir (McClay ve Ellis, 1989). Kuzey kenar fayları, güney kenardaki ana faylara göre antitetik konumludur. Bu fayların gelişme döneminde, Bozdağ, henüz bugünkü yükseltisine ulaşmış değildi. Bunun tersine, o dönemde grabenin kuzey kenarının sarp ve dik şevler oluşturduğu, geniş fay göğüslüklerinin varlığından anlaşılmaktadır. Bu faylar, metamorfik temeli Pliyo-Kuvaterner çökelleriyle karşıkarşıya getirmiştir.

Grabenin her iki kenarını da sınırlayan faylar normal faylardır. Bu fay zonlarını oluşturan fayların boyları birkaç km'yi, derinlikleri ise sismik verilere göre 10 km'yi geçmez (Eyidoğan ve Jackson, 1985). Fayların birinden diğerine geçiş, fay düzlemlerinin doğrultusundaki küçük bazı sapmalarla gerçekleşmektedir. Bu fayları birbirlerine birleştiren transfer faylarına rastlanmamıştır. Sismik veriler, yüksek açılı (>50°) bu fayların derine doğru, yatay bir konuma ulaşmalarının

mümkün olmadığını göstermektedir (Braunmiller, 1991). Bu gözlem, yüksek açılı graben faylarının, geç Miyosen yaşlı, ana sıyrılma fayını kestiğini gösteren, saha gözlemleri ile de uyumludur.

Gediz Grabeni içindeki çökel dolgusu, grabenin uzunluğu boyunca bazı bariz değişiklikler göstermektedir. Grabende yeralan çökellerin kalınlığı 1 km ile 2.5 km arasında değişir. Çökellerin kalın olduğu kesimler KD-GB doğrultulu grabenler ile Gediz Grabeni'nin birbirleri ile üstelendiği yerlerdir. Salihli kuzeyi ile Alaşehir kuzeyi bu yörelerdendir. Bunların dışındaki kesimlerde graben içinde metamorfik temeli örten Üst Miyosen-Pliyosen çökel istifi ile zayıf tutturulmuş bir graben dolgusu tanınmaktadır. Bu alanlarda Alt-Orta Miyosen istifine rastlanmaz. Günümüz D-B grabenlerinin, Pliyo-Kuvaterner yaşlı dolgusunun kalınlığı, fayla yükselmiş graben omuzlarında, 100-250 m kadar ölçülmüştür. Sismik verilere göre bu dolgu graben içinde biraz daha kalın olabilmektedir. Üst Miyosen-Pliyosen çökelleri ise, bugünkü D-B gidişli grabenin gelişiminden önce çökelmiş bir istif olup, bu grabene özgü değildir. Çünkü onlar grabenin sınırlarından çok uzaklara da devam etmektedir.

Zayıf tutturulmuş graben çökel dolgusu, lateral ve aksiyal akarsu çökelleridir. Bunlar özellikle Bozdağ horstunun aşınmasıyla ve onu drene eden akarsularla grabene taşınmaktadır.

Gravite ve sismik verilere göre (TPAO Arşivi, 1996), grabeni K-G yönde kesen faylar ve bu fayların yükselttiği K-G gidişli bloklar, graben içindeki çökel istifin yanal yönde ani değişiklik göstermesine neden olmaktadır. Temel topografya da fay kontrollü bu tür hızlı değişimler Ege adalarında da vardır (Roberts ve Jackson, 1991).

4.2.4. Büyük Menderes Grabeni.

Batı Anadolu'nun kara içindeki en büyük D-B doğrultulu grabenlerinden birisidir (Şekil 4). Büyük Menderes nehri graben içinde batı yönünde akmaktadır. Bu graben de, Gediz ve Bakırçay grabenlerinde olduğu gibi, batıda 2 kola ayrılır. Güney kol genişleyerek GB doğrultusunda uzanır (Şekil 34, 37). Büyük Menderes nehri bu kolda, tıpkı Bakırçay da olduğu gibi GB'ya doğru akarak Ege Denizi'ne ulaşır. Grabenin diğer kolu, GB'ya uzanan kol gibi geniş değildir. Germencik'ten dar bir fay zonu halinde batı yönünde Kuşadası'na doğru uzanır. İki kol arasında Dilek Yarımadası yeralır. Bu yarımadanın deniz içine doğru uzanması, genç D-B faylarla sınırlı olmasındandır. Faylar arasında Dilek Yarımadası bir horst halinde yükselmiştir. Bu D-B yapılar, kendilerinden önce bölgede egemen olmuş olan, az çok K-G gidişli yapıları kesmiştir. Bu nedenle Kuşadası'ndan Didim'e doğru uzanan geç Miyosen yaşlı, K-G gidişli havza, D-B gidişli Dilek Yarımadası horstuna çakılarak kesilir (Şekil 34).

Büyük Menderes Grabeni yaklaşık 150 km uzunluğunda, 10-20 km enindedir. Graben, Bozdağ horstuna göre, Gediz Grabeni'nin simetriği gibi düşünülebilir. Bu graben de kendi içinde asimetriktir. Bu grabende de aktif kenar Bozdağ horstuna bitişik olan kenardır. Güney kenar daha tatlı eğimli yamaçlarla temsil edilir.

Gediz Grabeni'nin tersine Büyük Menderes Grabeni'nde K-G gidişli, yaşlı graben vadileri daha çok, Büyük Menderes Grabeni'nin güney horstu üzerinde yeralmaktadır. Bu graben vadileri boyunca Büyük Menderes Nehri'ne, Bozdoğan kazası tarafından Akçay, Karacasu tarafından Karacasu Çayı gibi yan kollar kavuşur. Bu ana grabene aykırı konumdaki graben vadilerinin, Büyük Mendres Grabeni açılmadan önce, K-G yönünde devamlı olduğunun jeolojik verileri vardır.

Büyük Menderes Grabeni her iki kenarından faylarla sınırlıdır. Kuzeyde, Bozdağ horstu graben tabanındaki yaklaşık 100 m kadar yükseltilerden çok kısa bir mesafede 1000 m den daha yüksek kotlara ulaşır. Güney kenarda daha tatlı bir morfoloji vardır.

Grabeni sınırlayan faylar 1 ile 5 km uzunluğundadır. 5 km'den daha sürekli faylar azdır. Grabenin kuzey kenarında, tıpkı Gediz Grabeni'nin güney kenarında olduğu gibi, grabeni sınırlayan dar ve uzun sırtlar gelişmiştir. Fay sınırlı bu yapısal yükseltiler faylarla yükseltilmiş graben omuzları olup, içlerinde grabene özgü dolgular yeralır. Akarsu ürünü bu birimler topografik, litolojik, ortam ve yaş ilişkileri bakımından Gediz Grabenin kuzey kenarında tanıtılan ince uzun sırtlarla aynı özellikleri sergiler. Bu grabende de Üst Miyosen birimlerini aşındıran ve grabeni sınırlayan K-G horst blokları üzerinde gelişmiş rejyonal bir peneplen düzlemi vardır. Bu peneplen Büyük Menderes Grabeni tarafından parçalanmıştır.

Grabenin güneyinde yeralan ve günümüzde morfolojik özellikleri ile çok aktif olmadıkları anlaşılan faylar, Kuzeydeki aktif fay sistemlerine göre antitetik konumludur.

Büyük Menderes Grabeni'ne güneyden kavuşan K-G gidişli yaşlı grabenler, yaklaşık 8-10 km genişlikte ve 30 km kadar uzunlukta olan Çine, Bozdoğan ve Karacasu grabenleridir. Bu grabenler her iki tarafından normal faylarla sınırlı olup, içleri ortak bir çökel istif olan Üst Miyosen birimleri ile dolguludur.

Büyük Menderes Grabeni morfoloji ve drenaj örneği bakımından Gediz Grabeni'ne benzer özellikler sergiler. Bu grabende de Bozdağ horstunun hızlı yükselişi, Büyük Menderes nehrini, grabenin güney kenarına ötelemiştir.

Büyük Menderes Grabeni'nde, kayıtsal verilerin alınmaya başladığı son 40 yıl içinde, grabenin batı kesimindeki Söke depremi (1955, M: 6.8) dışında büyük bir deprem kaydedilmemiştir. Bu depremin odağının 10 km'derinlikte olduğu belirtilmiştir (Eyidoğan ve Jackson, 1985).

Büyük Menderes Grabeni de genç bir grabendir. Jeoloji bölümünde ayrıntısı verildiği gibi, D-B gidişli bu graben Üst Miyosen'den sonra gelişmiştir. Çünkü graben fayları Üst Miyosen-Pliyosen çökellerini kesmiş, bunları aşındıran peneplen düzlemini de parçalayarak açılmıştır. Bu verilere göre graben Pliyosen de veya daha sonra açılmaya başlamıştır. Grabene özgü çökel dolgularının yaşı Pleyistosen olarak saptanmıştır (Ünay vd., 1995). Bunlar zayıf tutturulmuş akarsu çökelleridir.

Büyük Menderes Grabeni'nin parçaladığı Üst Miyosen-Pliyosen (?) çökelleri grabenin K'indeki graben omuzlarında yaygınca mostra verirler. Bu çökeller, grabenin güneyinde yeralan K-G gidişli graben dolguları ile yaşıt ve geçişlidir. Bu grabenler, geç Miyosen'de D-B gidişli Bozdağ horstunun yükselimi sırasında gelişmiş, onunla yaşıt kros graben tabiatındadır. Ancak, günümüzdeki D-B gidişli graben, bu sistemi parçalayarak daha geç bir evrede açılmıştır. Bu jeolojik gelişimin kronolojisini gösteren açık morfolojik ve yapısal veriler vardır.

Grabenin kuzey kenarında yer alan Neojen çökel istifi, listrik normal faylarla dağa doğru tilt olmuştur. Bu eğilme 5-20° arasında değişmektedir. Çine, Bozdoğan ve Karacasu grabenlerinde ise Neojen çökelleri 10-25 W, SE eğimler sergiler. Bu eğimler de, K-G gidişli listrik normal faylanmaya bağlı tavan blokunun fay düzlemi üzerindeki rotasyonu sonucudur.

Büyük Menderes Grabeni içinde jeotermal enerji araştırmaları ile ilgili sondajlar (MTA, 1979; Şimşek, 1997) ve değişik amaçlı jeofizik araştırmaları (Bouger gravite, manyetotellürik, sismik) (MTA, 1979; TPAO arşivi) yapılmıştır. Bu araştırmalar, grabenin çok büyük bir kesimini kapsamaktadır. Sismik ve gravite verileri birlikte, graben içinde yeralan çökel istifinin kalınlığının 1-2 km arasında değiştiğini göstermektedir. Çökel istifte, bu grabene özgü çökellerin kalınlığı ise 300-500 m civarında değişmektedir. Bu grabende de yaşlı ve K-G doğrultulu grabenlerle, D-B grabenlerin üstelendiği yerlerde çökel istif aşırı kalındır. Gravite hesaplamalarından metamorfik

temel (2.8 Mg m^{-3}) ile örtü (2.15 Mg m^{-3}) arasındaki yoğunluk farkı 0.65 Mg m^{-3} olarak alınmıştır. Bu değerlendirmelerin ışığında graben içinde metamorfik temelin tavanı 300 m ile 2500 metreler arasında yeralmaktadır.

4.2.5. Gökova (Kerme) Grabeni.

Gökova Grabeni Batı Anadolu'nun en güney grabenidir (Şekil 4 ve 39). Grabenin küçük bir kısmı karadadır. Çok büyük bir kesimi ise deniz içindedir. Grabenin boyu yaklaşık 150 km, eni ise 10-40 km arasında değişir. Körfezin kenarları yüksek şevlerle, kuzey omuzda 1000 m'nin, güney kenarda da 300 m'nin üzerine çıkar. Faylar, kuzey kenarda daha fazla ve daha belirgindir. Güney omuzda ise kuzeye eğimli sadece birkaç fay düzlemi tanınmaktadır. Kuzey omuzdaki fayların harita örnekleri çoğunlukla güneye doğru yayvanca içbükey olup bu örnek, eğim atımlı (normal) faylardan umulan bir örnektir (Şekil 39) ve fayların derine doğru açılarının azaldığını, yani listrik tabiatlarını belli eder. Fay düzlemleri Ören-Gökova arasında açıklıkla görülür. Bodrum dolayında topografya daha az sarptır. Fay düzlemleri nadiren görülür. Fay zonunun devamının İstanköy Adası'nın açığında, batimetride de görüldüğü belrtilmektedir (Westeway, 1994b). Bu yüksek açılı yamaçlar ve şevlerin işaret ettiği gibi, grabenin hala yükselmekte olan kenarı kuzey horstudur. Bu faylar boyunca gerçekleştirilen hendek çalışmaları (trench studies) (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988), fay zonunun tarihsel dönemlerdeki hareketlerini belgelemiştir. Faylarda C^{14} yöntemi ile 10, 14 ve 670 yıl hareket yaşları saptanmıştır (A. Barka ve S. Akyüz ile sözlü görüşme). Nitekim deprem kayıtları da fayın 1933 (Ambraseys, 1988), 1959, 1968 (McKenzie, 1978) de hareket ettiğini göstermektedir. Topografya özellikleri ve fay düzlemi incelemeleri, fayın eğim atımlı olduğunu göstermektedir. Bu gözlemler ile fay çözüm çalışmalarının ortaya koyduğu bulgular (McKenzie, 1978) birbirleriyle uyumludur. 1968 depremi üzerindeki incelemeler fay düzleminin derinde, güneye 46° eğimli olduğunu göstermiştir. Yüzeyde görülen fay düzlemleri, bu ölçüye göre daha yüksek açılı olup, 55-75° arasında değişmektedir.

Kerme Grabenini kuzeyden sınırlayan fay, geniş (1-3km) bir kataklastik zon geliştirmiş, fay breşleri oluşturmuştur. Özellikle kireçtaşlarını biçtiği kesimlerde bu zon ve fay önü moloz göğüslükleri yer yer oldukça kalındır. Fay düzlemi önünde gelişen geniş lateral yelpaze konilerine iyi bir örnek, Ören'de, körfezin içine doğru sokulan yelpazedir. Grabenin ani ve hızlı yükselen K kenarı bu bölgede drenajı denetlemiştir. Akarsular platoda, grabene çok yakın alanlar haricinde, uzun bir yol ile batı yönünde, denize ulaşan bir rota çizmektedirler. Bu, yükselen blokun listrik normal faylarla güneye tilt olmasının doğal bir sonucudur. Buna bağlı olarak akarsular, denize doğru akmak yerine, önlerinde yükselen doğal bir engel nedeniyle batıya yönelmişlerdir. Platoda geriye eğim (back tilting) 10° dolayındadır. Graben boyunca derin bir vadide akan Kocaçay, fay kontrollü bir vadi içinden, ana fay zonunun yaklaşık 15 km kuzeyinden başlayarak ona paralel akar ve Ören'de denize ulaşır. Denize ulaştığı yerde geniş bir alüvyon yelpazesinin gelişmiş olması, akarsuyun taşıdığı çökel miktarının büyük olduğunu belli etmektedir.

Gökova Körfezi'nde ayrıntılı batimetrik ve sismik araştırmalar yapılmıştır (Kurt vd., 1998). Bu çalışmalar, körfez içinde, 2 belirli fay takımının varlığını kanıtlamıştır. Buna göre genç ve D-B gidişli egemen fay takımı, KB-GD gidişli yaşlı bir fay takımını kesmektedir. Bunun sonucunda rift tabanı verev olarak parçalara bölünmüştür.

5. JEOLOJİ.

5.1. Ege Adaları'nın Jeolojisi

Ege Adaları'nın jeolojisi, Batı Anadolu ile önemli ölçüde benzerlikler sunar (Şekil 8). Adaların bazılarında metamorfik kayalar bazılarında ise volkanik ve/veya Neojen yaşlı çökel

kayalar yaygınca mostra vermektedir. Neojen volkanik kayaları daha çok Batı Anadolu'ya yakın konumdaki KD Ege adalarında görülürler. Neojen çökelleri ise hemen tüm adalarda değişik oranlarda vardır.

5.1.1. Metamorfik Kayalar.

Metamorfik kayalar Orta Ege Kristalen Kuşağı olarak tanıtılan (Durr vd., 1978) Menderes-Attik-Kiklat (Cyclades) kuşağı içinde yaygındır. Buna, Orta Ege Kristalen Kuşağı adının verilmesinin nedeni, kuzeyde yeralan Rodop, Serbo-Makedonya kuşağı ile, güneyde yeralan Pelopenez Yarımadası ve Girit Adası boyunca uzanan metamorfik kuşaklara göre ortada yeralmasıdır (Papanikolaou, 1984) (Şekil 8). Bu kuşağın petro-tektonik bileşenleri ile bunların oluşum zamanları ve oluşum mekanizmaları konusunda yaygın bir tartışma süregelmektedir. Menderes masifi ve onun batı uzantısı olduğu belirtilen Attik-Kiklat takım adalarında (Durr vd., 1978; Papanikolaou, 1984; Dora vd., 1990), ileri derece metamorfik migmatit, gnays ve değişik şistler ve fillatlar yüzeylenmektedir. Fillatlar çoğun mermer ve rekristalize kireçtaşları ile ardalıdır. Kiklatlarda da Menderes Masifi'ndeki gibi HP metamorfizmasına uğramış kayalar saptanmıştır (Seidel ve Okrush, 1978).

Kiklat takımadalarındaki metamorfik masiflerde, Permiyen'den Eosen'e kadarki dönemi içeren kaya topluluklarının varlığı tanıtılmıştır. Bunların üzerinde ise metamorfik olmıyan Kiklat naplarını temsil eden, Permiyen'den Kretase'ye kadar sürekli bir çökel istif yeralır. Bunların üzerinde ise Burdigaliyen çökellerinin diskordan durduğu, Yunanistan Anakarası'ndaki Sub Pelagoniyen tektonik zonunun eşdeğeri olarak yorumlanan bir topluluk vardır (Şekil 8) (Papanikolaou, 1984).

Yüksek basınç metamorfizmasına uğramış kayalar, Eğriboz (Euboea) güneyinde, Andros, Tinos, Syra (Syros), Siphonos ve Milos'ta tanıtılmıştır (Durr vd.,1978). Ayrıca Sisam (Samos), Nikaria (Ikaria), adalarında distenli, glokofanlı HP metamorfik kayalarının varlığı saptanmıştır (Schneider, 1914; Durr vd., 1978).

Kiklat Adalarında yeralan metamorfik kayalar, Attiklerdeki metamorfik toplulukları Menderes metamorfik masifine bağlıyan bir jeolojik konum sergiler. Tümünde ortak, boksitli ve korundlu Mesozoyik mermer düzeylerinin varlığı, kökenlerinin de ortak olduğuna iyi bir veridir. Örneğin, Naksos, Paros, İos ve Skinos da bu stratigrafik düzeyler yaygındır.

Oniki adalarda (Dodecanese) da Metamorfik kayalar mostra vermektedir. Bunlardan Istanköy (Kos), Kalimnos ve, Leros'ta, mikaşist ve mermerler vardır. Dış metamorfik kuşağı (Mora-Girit) oluşturan, metamorfik kayalar ile Kiklat ve Menderes metamorfik kayalarında tanınan istiflerden, Üst Kretase'ye kadar düzenli bir Mesozyik istifi ile Alt Tersiyer'i de içeren fosil yaşları elde edilmiştir (Durr, 1975; Papanikolaou, 1979). Saha çalışmaları, bunlarda tektonik pencerelerin de varlığını belgelemiştir.

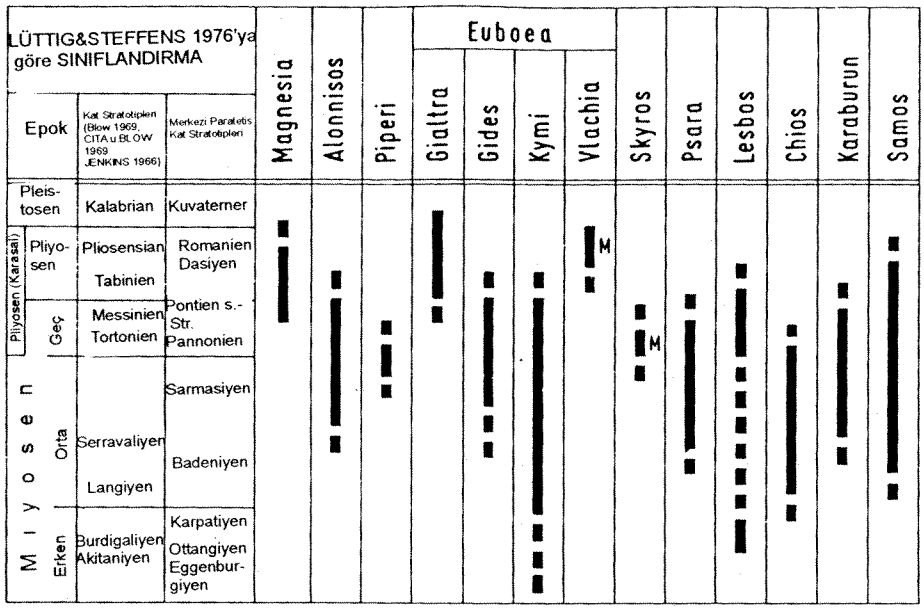
Alpin tip bu nap alanlarında önce HP/LT metamorfizması gelişmiş, bunu HT/LP metamorfizması izlemiştir (Durr vd., 1978). Dış metamorfik kuşakta HP/LT metamorfizmasının 20-25 m. yıl önce geliştiği saptanmıştır (Alther vd., 1982; Andriensen vd., 1979). Kiklatlarda ise ana metamorfizma Geç Eosen'de gelişmiş, bunu Oligosen'de granit sokulumları izlemiştir (Alther vd., 1988). Bu granitler Erken Miyosen'de süregelen deformasyonlar sırasında şiddetle deforme olarak gnaysik yapı kazanmıştır (Papanikolaou, 1981). Naksosta glokofanşist fasiyesindeki metamorfizma 40-50 M. y. süresinde gelişmiş bunun zirveye ulaşması 25 my. bulmuştur (Andriessen vd., 1979). Ios'da metamorfizmanın sadece yeşilşist fasiyesine ulaştığı, bunun Naksos'ta Amfibolit fasiyesine eriştiği (700 °C, 5-7 kb) saptanmıştır. Kiklat metamorfitleri bir nap

halinde (Kiklat napı) örtüsüyle birlikte Langiyen-Tortoniyen'de güneye itilerek Alt Miyosen istifi üzerine yerleştiği belirtilmektedir (Papanikolaou, 1980, Durr vd., 1978; Roesler, 1978). Bu napın verileri Paros, Naksos, Dhonoussa, Kouphonisa, Mykanos, Thymaena ve Sisam adalarında tanınmaktadır (Papanikolaou, 1980). Sisam Adası'nda da nap hareketi ile yaşıt, Geç Miyosen çökelleri ile örtülen, önemli bir açısal diskordans vardır. Bu diskordansın altında Geç Miyosen öncesi yaşta ve Alt-Orta Miyosen istifini deforme etmiş bir tektonizma evresi tanıtılmıştır (Papanikolaou, 1981). Ancak Kiklatlar'da sıkışmalı bir deformasyonun ürünü olarak tanıtılan bu yapıların, gerilme ile geliştiğine dair görüşler de vardır. Bu nedenle Ege adalarındaki metamorfizmanın gelişimi konusunda 2 farklı görüş ileri sürülmektedir. Bir grup araştırıcıya göre HP metamorfizmasına uğramış birimlerde gelişmiş olan sünek deformasyon yapıları, Hellenik orojenine bağlı şaryajlanma sırasında gelişmiştir (Blake vd., 1981; Ridley, 1982; Maluski vd., 1987, Avigad ve Garfunkel, 1989;Okruch ve Brücker, 1990; Papanikolaou, 1984). Diğer bir grup araştırıcı ise, Basin ve Range Bölgesi metamorfik kayaları ve onların gelişimiyle ilgili önerilen modelleri (Davis, 1980, 1983; Wernicke, 1981) benimseyerek, Kiklat takımadalarındaki metamorfik toplulukları da bu mekanizma ile açıklamıştır (Lister vd., 1984). Bu görüşe göre, bu metamorfik topluluklar "core complex" leri temsil etmektedir ve masiflerde tanınan sünek deformasyon yapıları, gerilme tektonizmasının ürünü olarak gelişmiştir. Bu çalışmalarda, gerilmeye bağlı gelişen yapıların, tavan blokunun kuzeye hareket ettiği (top to the north) bir makaslama stresi içinde geliştiği görüşü çoğunlukla benimsenmiştir. Bu yoruma göre, gerilmenin, derine inen sıyrılma fayı ile karşılanması sırasında, masifler, bir kor kompleks (Core complex) halinde gelişmiş ve yükselmiştir. HT/LP metamorfizmasının gerilme sistemi içinde oluştuğu görüşünü destekleyen bu araştırıcılar, Menderes Masifi ile Eğriboz ve Kiklat adalarındaki metamorfik masifleri, Batı Amerika Kordiyeri'ndeki kor kompleksler gibi değerlendirmektedir. Özellikle Ege adalarında, örneğin Eğriboz, Naksos, Paros vd. deki gibi küçük metamorfik domların, Ios ve Skirostaki gibi çok küçük olanlar da dahil, herbirini ayrı bir kor kompleks olarak yorumlamaktadırlar (Lister vd., 1984; Gautier ve Brun, 1994). Bu gelişimin yaşı ise Kiklat'larda, Lister vd. (1984)' ne göre 25 m.y., Gautier ve Brun (1994)'a göre 19-21 m.yıldan daha yaşlı değildir. Hetzel vd. (1995) ne göre ise Menderes Masifi'ninde bu yaş 19.5 M. yıldır. Bu görüşlere göre Ege adalarındaki her bir metamorfik dom, bağımsız bir makaslama zonu ve sıyrılma fayı üzerinde geliştiğinden bölgede bir çok sıyrılma fayları oluşmuştur (Lister vd., 1984). Menderes Masifi'nin de bir kor kompleks olduğu görüşünü benimseyenler ise, genellikle adaların tümünün toplamından daha büyük olan Menderes Masifi'ni, kuzeye (Hetzel vd., 1995) ya da güneye (Bozkurt ve Park, 1994) doğru sıyrılan tek bir sıyrılma fayı ile açıklamaktadırlar. Bazı alanlarda ise bu kuzeye veya güneye doğru olan sıyrılma, aynı bölgenin, aynı metamorfizmasını açıklamak amacıyla öne sürülmüştür (Bozkurt ve Park, 1994; Özkaya, 1995).

Metamorfizmanın en uca ulaştığı basınç koşulları, Kiklatlarda 12-20 kbar olarak tahmin edilmiş (Schiestedt vd., 1987; Okrusch ve Brucker, 1990) ve bu metamorfizmanın yaşının, Ar^{40}/Ar^{39} radyometrik yaş tayini yöntemi ile 61-36 my. arasında olduğu, 53-40 M.yıllar arasında plato yaşının kümelendiği (Maluski vd., 1987; Wijbrans vd., 1990; Brucker vd., 1993) belirtmiştir. Kiklatlarda HP/LT metamorfizmasını, yaygın bir HT/LP metamorfizması izliyerek amfibolitten, yeşilşist fasiyesine kadar değişen koşullarda bir gelişim göstermiştir (Schiestedt vd., 1987). Bu metamorfizma sırasında migmatitleşmeye ulaşan yüksek dereceli metamorfik kayalar Naksos ve Paros adalarında gözlenmiştir (Gautier vd., 1993)

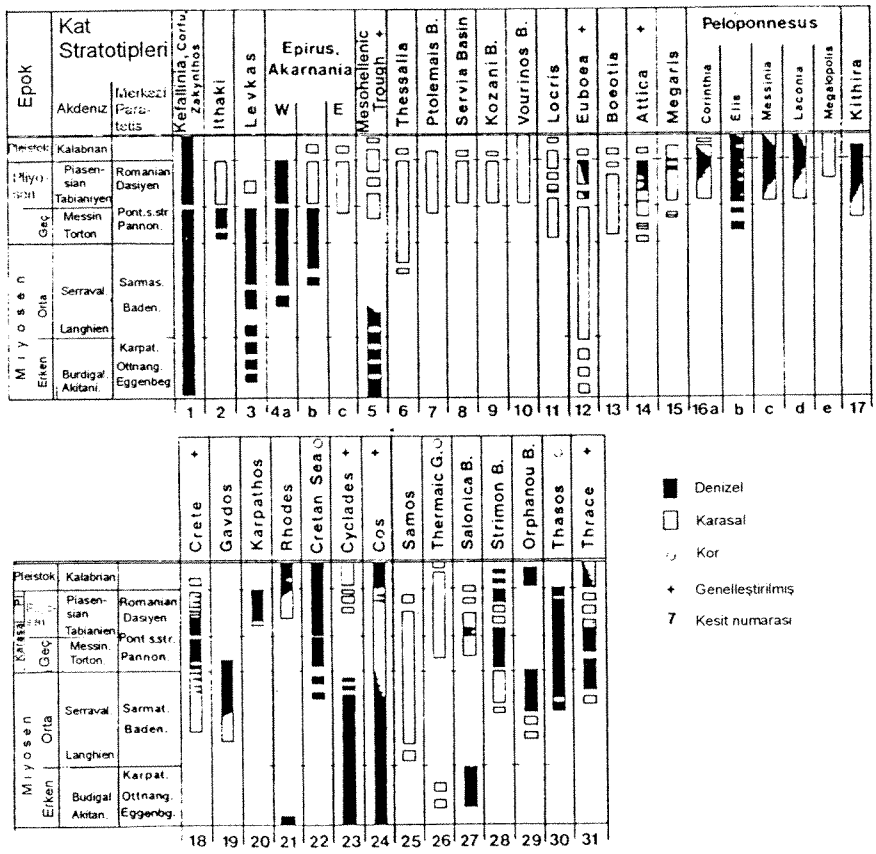
5.1.2. Çökel Kayalar.

Neojen çökel kayaları Ege adalarının çoğunda vardır (Şekil 9). Ege Bölgesi'nin denizel bir ortam haline gelmesi açısından Neojen çökel kayalarınn nitelikleri gözden geçirildiğinde, jeolojik gelişim durumu aşağıdaki gibi özetlenebilir: Ege Denizi'nin kuzeyinde Semadirek'de (Somathraki)



Şekil 9a. Anadolu ve Eğriboz (Euboea) Adası arasında, Ege adalarında yeralan Neojen çökellerinin korelasyonu. M: Denizel çökeller (Butner ve Kowalcsk, 1978'den). B. Yunanistan'da ve Ege adalarında yeralan Neojen istiflerinin korelasyonu (Buttner ve Kowalcsk, 1978'den).

denizel çökelme Erken Miyosen'de başlamıştır (Besenecker ve Otte, 1978). Geç Miyosen'de Karasal çökeller gelişmiş olup, bunlar yaklaşık 10 m. yıl yaş veren piroklastik kayalarla ardalanmaktadır (Alther vd., 1976). Karasal çökelme Geç Miyosen-Pliyosen de sürmüştür. Pliyosen-Alt Pleyistosen de polence zengin kömür düzeyleri içeren gölsel çökeller (Akça topluluğu) gelişmiştir. Bu karasal çökellerden elde edilen omurgalılar Villafranjiyen yaşı vermektedir (Butner ve Kawalczyk, 1978). Erken Pleyistosen'de ada tümüyle denizel çökellerle kaplanmıştır. Sisam Adası, karşısındaki Söke-Kuşadası Neojen İstifiyle ortak bir Neojen evrimi sergiler. Sarmasiyen'den-Pleyistosen'e uzanan dönemde bölge karasal çökel alanı halindedir. İstif, akarsu klastikleriyle başlayıp, üstte kalın gölsel çökellere geçmektedir.



Şekil 9b. Yunanistan'da ve Ege adalarında yeralan Neojen istiflerinin korelasyonu (Buttner ve Kowalcsk, 1978'den).

Midilli (Lesbos), Sakız (Khios), Sisam ve İstanköy Neojen istifleriyle hemen bitişiklerindeki Batı Anadolu Neojen istiflerinin benzerlikleri ve ortaklıkları belirtilmiş ve korelasyonları yapılmıştır (Meissner, 1976). Buna göre bu adalar, Miyosen'de Anadolu Karası'nın bir uzantısı konumundadır (Besenecker ve Butner, 1978). Ege Denizi'nin orta kesiminde yeralan adalardaki Neojen çökelleri ise Anadolu'ya yakın olanlardan farklı özellikler sunmaktadır. Örneğin kuzeyde Strimon (Selanik doğusunda) Baseni'nden başlıyarak güneye doğru Skyros Adası'ndan Girit'e kadar uzanan azçok K-G bir kuşakta yeralan

adalarda Geç Miyosen'de denizel çökeller gelişmiştir. Bu çökeller sığ denizel-acısu ortamı geçişleri sergilemektedir. Kiklat adalarından Paros ve Naksos'ta denizel Üst Miyosen çökelleri yeralmaktadır (Şekil, 9a,b) (Roessler, 1978).

Ege Adaları'nın Yunanistan Anakarası ile Batı Anadolu arasında, Neojen'deki ortamsal durumları batıdan doğuya doğru aşağıdaki gibi özetlenebilir (Şekil 9a,b). Yunan Anakarası'nın doğusundan Ege Denizi'ne uzanan batı Ege Bölgesi'ne ait Magnezya Yarımadası ile bunun yakınındaki Sporad takımadalarından Piperi, Eğriboz (Euboea) Adası'nın bir kesimi ve Alonnisos Adası'nda Neojen, hemen tümüyle karasal çökellerle temsil edilir (Şekil 9A). Eğriboz'un Kimi Havzası'nda, gölsel marn egemen, kömürlü ve fosilce zengin Alt Miyosen istifi yeralmaktadır (Melentis, 1966). Bunların üzerinde yeralan akarsu konglomera ve kumtaşları olasılıkla Üst Miyosen (Panoniyen) yaşındadır. Gides Havzası'nda, gölsel çökelleri, kaba kırıntılılar izler. Bunlarda Pikermiyen faunanın varlığı saptanmıştır. (Mitzopoulos, 1947). Gides'tekine benzer fasiyes ve yaşta kayalara Eğriboz kuzeyinde ve Kuzey Ege'de Limni'de de rastlanır. Eğriboz'un KBsında Gialtra Yarımadası'nda görülen ve kalın linyit düzeyleri içeren gölsel marn istifinin yaşı Üst Miyosen (Benda, 1971) ya da Pleyistosen (Psarianos ve Thenius., 1953) dir. Benda (1971) bu istifte Akça topluluğunun varlığını göstermiştir.

Orta Eğriboz'un doğu kıyısında Molluskça zengin sahil fasiyesinde çökelmiş, denizel Pliyosen (Astian) istifi vardır (Besenecker ve Butner, 1978). Sporat takımadalarındaki Alonnisos'ta ayırtedilen Neojen istifi, gölsel Üst Miyosen yaşlı marnlarıyla başlar. Bunları, traverten ve kırmızı akarsu konglomeraları izlemektedir. Bu kırmızı birimlerde bulunan Hiparion dişleri ile birime Panoniyen yaşı verilmiştir. Marnlarla geçişli travertenler Alonnisosun yakın KDsundaki Piperi Adası güneyinde de mostra vermektedir.

Eğriboz'dan daha doğuda, Skyros Adası'nda, adanın KD sahilinde Üst Miyosen yaşlı sığ denizel çökeller saptanmıştır (Besenecker ve Buttner, 1978). Sakız'da, Benda'nın (1971) yeni Eskihisar polen topluluğunu içeren gölsel ve akarsu çökel istifler saptanmıştır. Bunlar Karaburun Neojen istifiyle korele edilebilen bir istiftir.

Sisam Adası'nın Karlıova Havzası'nda yeralan Neojen istifi de Pikermian faunası içermektedir. Becker-Platen'ın (1970) Yatağan üyesi, Samostaki Hipparion'lu katmanlarla korele edilebilir (Besenecker ve Buttner, 1978).

Yukarıda sözü edilen adalardaki Geç Miyosen çökelme ortamı, varlığını Erken Pliyosen'de de sürdürmüştür. Aynı dönemde Yunan Anakarası'nda ise karasal ve gölsel çökelme ortamları yeralmaktaydı (Şekil 9b). Bu karasal ve yerel havzalar, örneğin, Servia, Kozani, Teselya, Boetiya ve Attika, yapısal yükselimlerle sınırlı, dağarası havzalar konumundadır. Mora (Peloponez) Yarımadası sahil kesimleri, erken Pliyosen'de denizel ortam halini almıştır. Denizin Kuzey Pelopones, Korent ve doğuda Lakonia'ya, ulaşması Geç Pliyoseni bulmuştur. Denizel çökeller, karasal Neojen çökellerinin üzerinde uyumsuzlukla oturmaktadır. Denizel çökelme, Kuzey Pelopones ve Argulia Yarımadası'nda yerini geç Pliyosen'de karasal çökellere bırakmıştır (Buttner ve Kowalczyk, 1978).

Girit'de erken Pliyosen denizel çökellerle temsil edilir (Şekil 9b). Üzerlerinde Üst Pliyosen yaşlı gölsel ve akarsu çökelleri yerel olarak gelişmiştir. Bunlar, yanal yönde denizel çökellerle geçişlidir. Bu veriye göre adanın bazı kesimleri su üstüne yükselmiştir. Karpatos Adası'nda ise denizel ortam varlığını tüm Pliyosen boyunca sürdürmüştür (Şekil 9b).

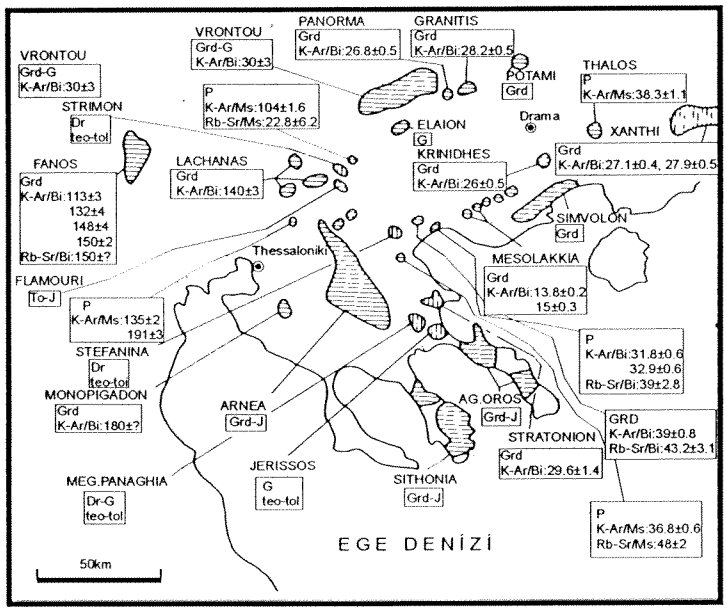
Rodos Adasında gölsel, kırıntılı, kalın Neojen istif, Geç Pliyosen'de yerini denizel çökellere bırakmıştır (Şekil 9b). İstanköy (Kos) de Pliyosen sonuna doğru karasal ortam içine kısa bir dönem, deniz sokulmuştur. Alt Pleyistosen (Kalabriyen) de ada tümüyle denizle örtülmüştür.

Batı Anadolu'ya yakın Ege adalarının çoğunda, Pliyosen'de, tıpkı Anadolu'da egemen olan karasal çökelme ortamlarındakine benzeyen çökeller vardır (Şekil 9a,b). Bunlar Yatağan ve Milet birimleri olarak tanıtılan birimlerin istifsel ve paleontolojik eşdeğerleridir. Bu toplulukların ayrıntılı tanıtımı Batı Anadolu'da yazılacağı için, burada tekrarlanmayacaktır.

Taşoz (Thasos) ve Semadirek (Samothraki) adaları arasında yeralan graben ile Orfani (Orphanou) Körfezi'nde, Pliyosen döneminde, denizel çökeller gelişmiştir. Semadirek Adası da Pliyosen'de denizel çökellerin çökelme ortamı konumundadır (Davis, 1983).

5.1.3. Magmatik Kayalar.

Yunan Anakarası'nda magmatik aktivite Tersiyer'de başlayıp, Kuvaterner'e kadar aralıklarla sürmüştür. Bu süreç içinde hem plütonik, hemde volkanik topluluklar gelişmiştir. Plütonik topluluklar kuzey ve güneyde ayrı 2 bölgede yoğunlaşmıştır. Kuzey bölgeler Rodop, Makedonya, Serbo-Makedonya Masifi, Rodop Kuşağı çevresi ve Sub Pelagoniyen kuşaklarıdır (Şekil 10). Bu yörelerden özellikle Halkidikya (Chalkidiki) ve Strimon Yarımadası'nda yoğunlaşırlar. Bu granitoid kuşağı Kuzey Ege adaları ile Batı Anadolu'da da devamlıdır. Güney bölge plütonları ise çoğunlukla Kiklat sistemine ait Ege adalarında görülür. Bunların seyrek bir kaç benzerlerine Bodrum Yarımadası'nda rastlanır.



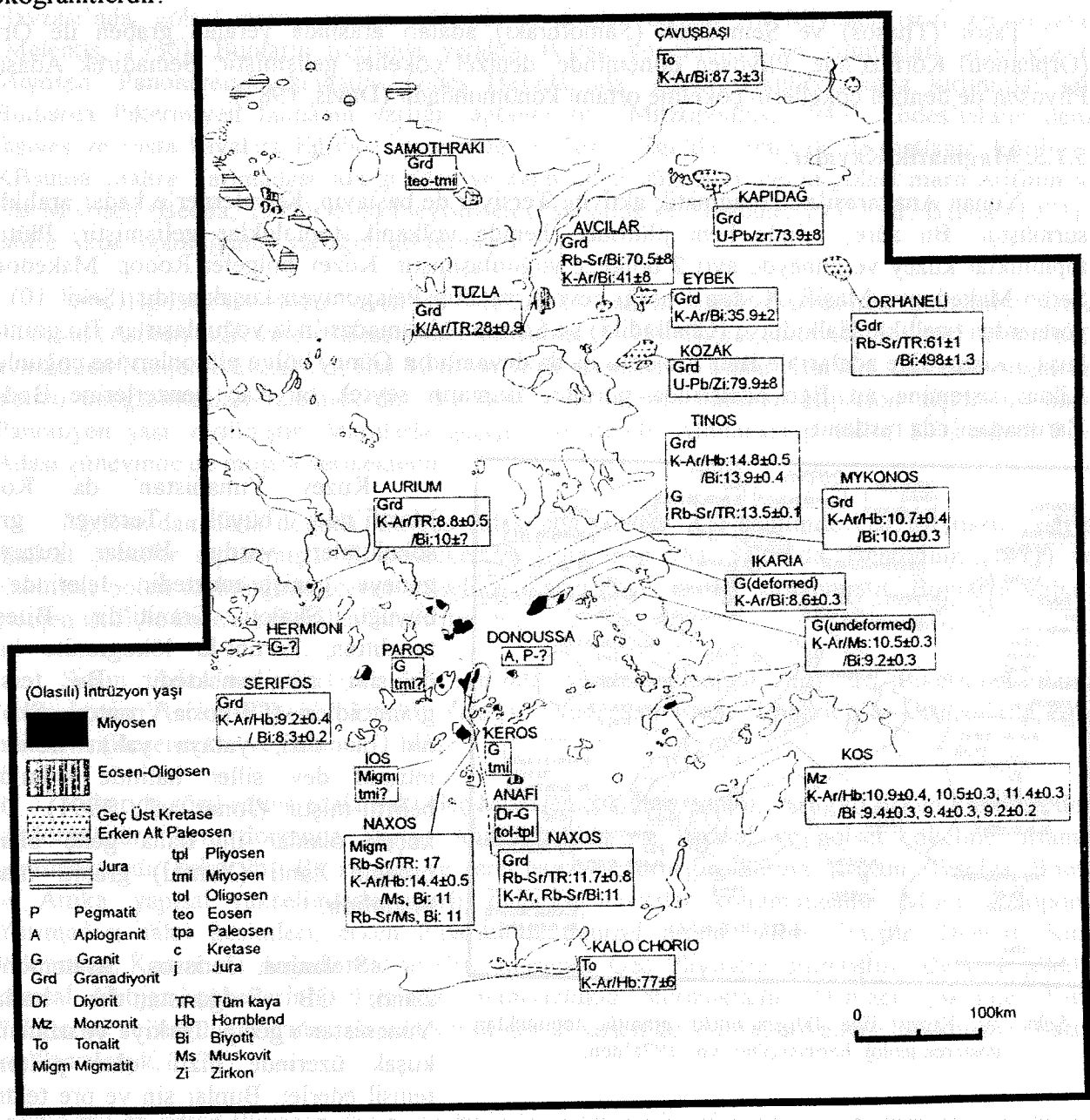
Şekil 10. Kuzey Ege Bölgesi'ndeki granitik toplulukları gösteren jeoloji haritası (Dürr vd., 1978'den).

Kuzey Yunanistan' da, Rodop Masifi'nde büyük Tersiyer granit sokulumları vardır. Bunlar kuzeyden güneye genişle-mektedir. İçlerinde en büyüğü Skaloti Graniti'dir. Bileşimi tonalitten, korunt-lu lökogranite kadar değişim sergilemektedir. Bu tersiyer granitoidleri (Lefkosia,Vrontou, Skolati) nin bir dizi, yataya yakın konumlu, intruzif dev siller halinde sokulduğu belirtil-miştir (Jones vd., 1991). Diğer küçük olanlar ile daha genç olanlar, örneğin Zanti (Xanthi) graniti mantar biçimlidir.

Stefanina, Jerissos, Stratonion ve Zanti, GB Bulgaristan'dan başlayıp Yunanistan'ı geçip, Türkiye'ye uzanan bir kuşak üzerinde dizili olan plütonları temsil ederler. Bunlar sin ve pre tektonik özellikler sergilemektedir. Yerleşim yaşları, pretektonik olanlarda 50-36 my., sintektonik olanlarda ise 33-23 my arasında değişmektedir.

Orta Ege Miyosen plütonizma bölgesi (Şekil 11), diyoritten granite geniş bir bileşim sergiler. Birbiriyle ve komşu kayalarla farklı intrüzif ilişkiler gösterirler. Çok evreli bir sokulum tarihçesi sergilerler. K/Ar yaşları 10 my. çevresinde yoğunlaşır. Zenginleşmiş bir manto kaynağından türemişlerdir. İstanköy ve Bodrum'daki Monzonit kompleksleri ile benzer özellikler sergilerler ve genelde I tipi plütonlara benzemektedirler (Rober ve Cantegrel, 1977).

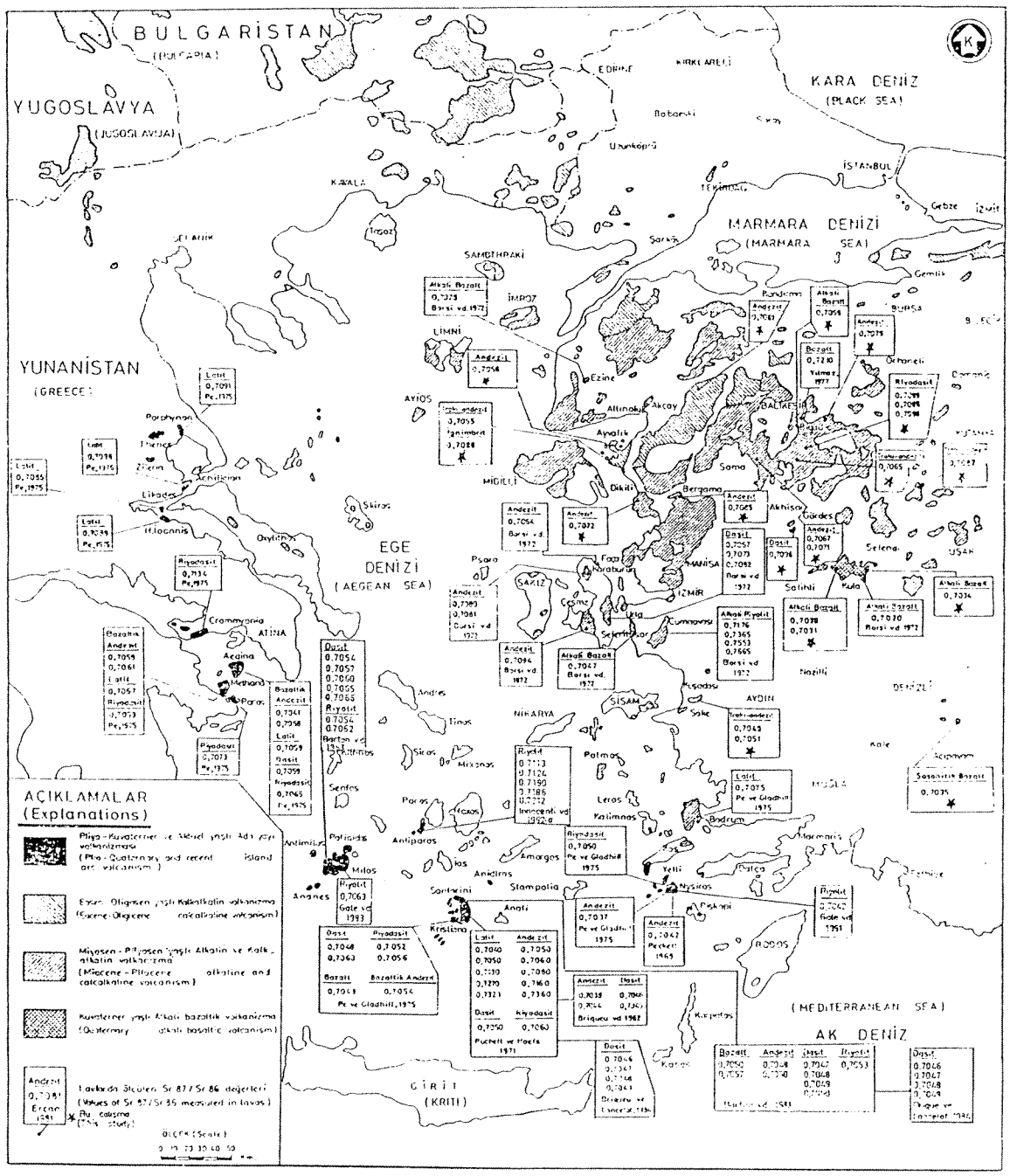
Serifos, Ikarya, Samos ve İstanköy (Kos) plütonlarının (Şekil 11) izotop bileşimleri farklıdır (Alther vd., 1988). Attik-Siklat takım adalarındaki granitoidler, Laurium, Serifos, Tinos, Paros, Naksos, Mikanos, Ikarya ve Kerosta yüzeylerler (Şekil 11). Bunlar ileri derece metamorfik Attik-Siklat kristalen kayaları içine yerleşmiştir. Bunlardan daha sığ düzeylere ulaşan granitik topluluklara ise Hermian, Anaphi ve İstanköy'de rastlanır (Alther vd., 1976). Seripos, Tinos, Mykonos, Ikarya ve Istanköydekilerden Miyosen yaşları elde edilmiştir. Bu yaşlar Barroviyen metamorfizmasının yaşları ile uyumludur. Orta Ege'de, I-Tipi plütonların yanısıra Miyosen yaşlı S-Tipi granitler de örneğin Naksos ve Parosta vardır. Bunlar yüksek Sr oranlarına sahip lökogranitlerdir.



Şekil 11. Güney Ege Bölgesi'ndeki granitik toplulukları gösteren jeoloji haritası (Dürr vd., 1978'den).

Tersiyer ve Kuvaternerde Ege adalarında ve çevresinde yaygın bir volkanizma da gelişmiştir. Başlıca iki volkanizma dönemi ayırdedilmektedir. İlk dönem Geç Oligosen-Erken Miyosen dönemidir. Bu döneme ait volkanik kayalardan 33 ile 23 m. yıllar arasında değişen yaşlar elde

edilmektedir (Fytikas vd., 1984) (Şekil 12). Bu volkanik evrenin orta Miyosen'e ulaştığı düşünülmektedir. Ancak Orta Miyosen sonu volkanizmada bir suskunluk dönemidir.



Şekil 12. Ege Bölgesi'ndeki volkanik toplulukların yerlerini ve 87Sr/86Sr oranlarını gösterir harita (Ercan vd., 1985'den).

İkinci volkanizma dönemi Erken Pliyosen'de başlamıştır. Bu dönem Pliyosen boyunca devam etmiş, kısmen Kuvaternerde de sürmüştür. Kuzey Ege'nin volkanik etkinliği başlıca 2 bölgede yoğun geçmiştir. Bunlardan birisi Trakya-Makedonya yöresini kapsayan KD bölgedir. Diğeri ise Ege sahil şeridinde Stratonian'dan kuzeye doğru KB-GD uzanımlı bir zon boyunca dizilen, daha

güneydeki kuşaktır. Bu kuşakta bazalt lavları egemen olup Pliyosen çökellerini kestiklerine göre Pliyosen ya da daha gençtir.

Ege'de Oligo-Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner volkanizmalarının gelişimi bölgenin tektonik rejimine uygun olarak farklı bileşim ve özellikler sergiler. İlk dönem çoğunlukla çarpışma rejimine göre Sin veya Geç (late) tektoniktir. İkinci dönem ise Ege gerilme sistemiyle ilgilidir.

İlk grup CA ve Şoşonitik bileşim sergilemektedir. Bu grupta nötr bileşimde volkanik ve piroklastik kayalar yaygınca gelişmiştir. İkinci grupta alkali bileşimde bazaltlar egemendir.

Orta Makedonya da volkanizma yaygınca Voras Dağı'nda görülür. Voras volkanik topluluğu çoğunlukla nötr bileşimli kayalardan oluşur. Bunlar yüksek K'lu, CA ve şoşonit bileşimlidir. K/Ar yaşları 5 ile 1.8 arasında değişmektedir. Zenginleşmiş bir manto kaynağından türemişlerdir (Kolios vd., 1980).

Ege dalma sistemine bağlı olarak gelişmiş olan Ege volkanik yayı 2 paralel kuşak halinde uzanır (Şekil 3 ve 12). Bunlar dış ve iç yaylardır. Güney, ya da iç yay da Crammionia, Aegina, Methana, Paros, Milos, Santorini, Christiana, Ahidros, Nysiros ve Yelli adalarındaki volkanik çıkış merkezleri yeralır. Kuzey ya da iç yayda ise Porphyrion, Thebas, Tiberia, Archillerion, İvannis, Antiporos ve Kos (İstanköy) volkanik merkezleri sıralanır. Dalma batma, ilk volkanik ürünlerini yaklaşık 4.4 Aegina'da ve 3 M.y. önce Milos'ta vermiş (Pe Piper vd., 1983) ve bu aktivite günümüze kadar sürmüştür. Volkanizma Santorini'de aktif olup, 1950 de püskürmüştür. Methana'da M.Ö. 250'de Norsyros, 1422, Nysiros'ta ise 1888'de volkanik aktivite geliştiği saptanmıştır.

Her 2 yay kuşağındaki volkanlar, çoğunlukla andezit-dasit bileşimli volkanik kayaları türetmiştir. K_2O bileşimleri ve Sr izotop oranları dıştan iç kuşağa doğru artış sergiler (Pe ve Gladhill, 1975).

5.1.4. Ege Denizi ve Çevresinde Jeolojik Ortam .

Miyosen başında bütün Ege Bölgesi kuzeyde Trakya Havzası ile onun hemen güneyinde yeralan denizel ortam bir yana bırakılırsa, Batı Anadolu'dan, Yunan Anakarası'na kadar sürekli bir karasal alan halindedir (Şekil 44A). Karasal bu ortam, omurgalı stratigrafisinden derlenen verilere göre Panoniyen'e kadar sürmüştür (Besenecker ve Buttner, 1978). Erken ve Orta Miyosen; Karpatiyen, Badeniyen ve Erken Sarmasiyen de bu kara alanında fluviyal ve gölsel çökeller gelişmiştir. Geç Miyosen'de de (Sarmasiyen ve Erken Panoniyen) gölsel kireçtaşı ve marnlar yaygınca gelişmiştir. Bunlar Kymi ve Sakızda, Nenita üyesi, Sisamda Hora üyesi, Batı Anadolu'da ise Sekköy üyesi olarak adlanmıştır. Bu dönemde bugünkü Yunan Anakarası'nda, Ege Denizi alanında ve Batı Türkiye'de denizel herhangi bir çökel yoktur ya da denizel bir çökelme ortamının varlığını gösteren veri yoktur.

Bölgenin kuzeyinde varlığından söz edilen denizel ortam, Para-Tetis'e ait bir sistemin güney parçasını temsil etmektedir (Steininger ve Rögl 1984) (Şekil 44A). Bu kara ortamını, güney Ege'de Papanikolaou (1984) nun molas çanağı olarak tanımladığı bir çökel çanağı kuşatmaktadır. Bu çökel çanağı, Yunan Anakarası'nda, Pindus ile Pelagonidler'in arasında; Orta Hellenid kesiminde yeralmaktadır (Şekil 8). Havza, buradan güneye, Teselya-Pire çizgisinden, Kiklat takımadalarına doğru uzanır. Kiklat adalarından doğuya doğru da devamlı olan bu çanak, Anadolu'da, Kale-Tavas Havzası'na kavuşmaktadır. Bu molas çanağı, günümüzde, içbükey konumlu olan bu çanağa az çok paralel uzanan bir yükselimle sınırlıdır. Bu yükselim, Yunanistan'da Pindus'tan başlıyarak, Mora Yarımadası'nın orta kesiminden, güneye Girite doğru uzanmaktadır. Daha doğudaki uzantısı Kasos-Karpatos-Rodos sistemi üzerinde olup, buradan Toroslara kavuşmaktadır. Bu yükselime Pindik

Kordiyeri adı verilmiştir (Aubouin, 1959). Buna karşılık, Molas çanağının kuzeyinde yeralan karasal yükselim ise Pelagoniyen Kordiyeri olarak tanımlanmaktadır. Molas çanağının kuzeyinde yeralan yükselim başlıca metamorfik kayalarla temsil edilmektedir. Bunlar Yunanistan'da Pelagoniyen Zonu'ndaki metamorfik topluluk olup, Makedonya'dan doğu Teselyaya uzanır, buradan Attik ve Kiklat takımadalarına devam edip, Batı Anadolu'da Menderes Masifi'ne kavuşur. Bu çanağın, Metamorfik masifleri içeren rejyonal bir yükselimi, güneyden saran bir molas çanağı tabiatında olduğu anlaşılmaktadır. Çanağın çökeliminin Geç Oligosen'den itibaren başladığı düşünülmektedir. Bu dönemde, Orta Ege ve Batı Anadolu'nun rejyonal bir yükselimi temsil ettiği açıktır. Çünkü bu bölgede denizel çökelme yoktur. Kıta kabuğunun bu süre içinde kalın ve yükselmiş olduğu, yaygınca görülen granitik plütonlar ile hibrit volkanik kayaların varlığından anlaşılmaktadır. Çanağı oluşturan denizel ortam, Meso Hellenik Çanağı, Kiklatlar, Rodos ve İstanköy'ü kapsamakta Kale-Tavas Havzası boyunca Denizli yönünde uzanmaktadır.

Burdigaliyen-Langiyen döneminde bu molas çanağı dolmağa devam etmiştir. Havza çökelleri 500 m'den kalındır. Pindik Kordiyeri'nin bu dönemde hızla yükselmeye başladığı belirtilmektedir. Bunun verisi bu yükselimden aşındırılan kırıntılı gerecin, bu dönemde, kuzeye doğru taşınarak depolanmasıdır. Papanikolau'ya (1981) göre sıkışıp yükselen Pindik Kordiyeri nedeniyle, bunun üzerinde yükseltilen Molas istifi, tabanından sıyrılıp kuzeye gravite ile kayarak, Kiklat metamorfikleri üzerine yerleşmiştir. Ege Bölgesi'nin hemen her kesiminde Alt-Orta Miyosen çökelleri sıkışma tektoniği etkisinde deforme olmuştur (Jacobshagen vd., 1978; Durr vd., 1978; Papanikoloau, 1981; Bonneau, 1984).

Orta Miyosen'de denizel ortam Yunan Anakarası'ndaki Meso Hellenik çanaktan tümüyle çekilmiş ve denizel çökelme bitmiştir. Molas havzasının dolmasının arkasından sıkışıp yükselen bu havza çökelleri nedeniyle, denizel ortam Molas havzasından da çekildiği için, Yunan Anakarası ile Batı Anadolu Karası, topluca yükselmiş olan aynı bölgenin içinde yeralmaktadır. Bu bölgede çökelme, sadece yerel karasal havzalarda sürmüştür.

Trakya'nın güney kesiminden Taşoz'a ve buradan Orphanou Körfezi'ne uzanan yörede (Şekil 1) Erken Miyosen'de gelişen denizel ortam, varlığını bu dönemde de sürdürmektedir.

Batı Anadolu ve yakınındaki Ege adalarında, volkanizma bu süreçte etkinliğini sürdürmektedir. Blake vd. (1981), bu volkanizmayı bir levha çarpışmasının son ürünleri olarak değerlendirmektedir.

Geç Tortoniyen'de Ege Bölgesi'ne, bugünkü Ege Denizi'nin az çok ortasına yakın bir K-G kuşak boyunca deniz sokulmuştur (Şekil 44B). Bu denizel sokulum, Kuzey Ege'de geniş bir alanı kaplamıştır. Aynı dönemde Batı Anadolu ve Yunan Anakarası'nda karasal ortamlar varlıkları korumaktadır. Ancak denizel ortam, Batı Anadolu ile Yunan Anakarası arasında kara bağlantısını kesmiştir (Şekil 9a, b). Attika-Kiklat sisteminden Eğriboz'a kadar ki adalar sistemi, bu dönemde Yunan Anakarası'nın bir parçasıdır. Benzeri şekilde Batı Anadolu kıyıları yakınındaki adalar ise Anadolu Karasına dahildir (Şekil 9a, b ve 44b).

Ege'ye geç Miyosen dönemindeki bu deniz sokulumu, bölgenin, az çok K-G uzanımlı yapılarla parçalanmasının ve çökmesinin bir ürünüdür (Steinenger ve Rogl, 1984). Bu deniz, kuzey yönünde Çanakkale dolayından Ponsiyen havzasına ya da öksınık Paratetis'e bazı yerel bağlantılar yapabilmiştir (Şekil 44b).

Bu dönemde Girit Çanağı da çökmüştür. Girit Çanağı ile Ege denizel ortamının bağlantılı ve ilişkili olduğu anlaşılmaktadır. Bu bağlantı Tortoniyen'in bütün süresi boyunca ve Mesiniyen'de sürmüştür. Mesiniyen döneminde tüm Akdeniz'de tanınan deniz kuruması (Mesinian salinity

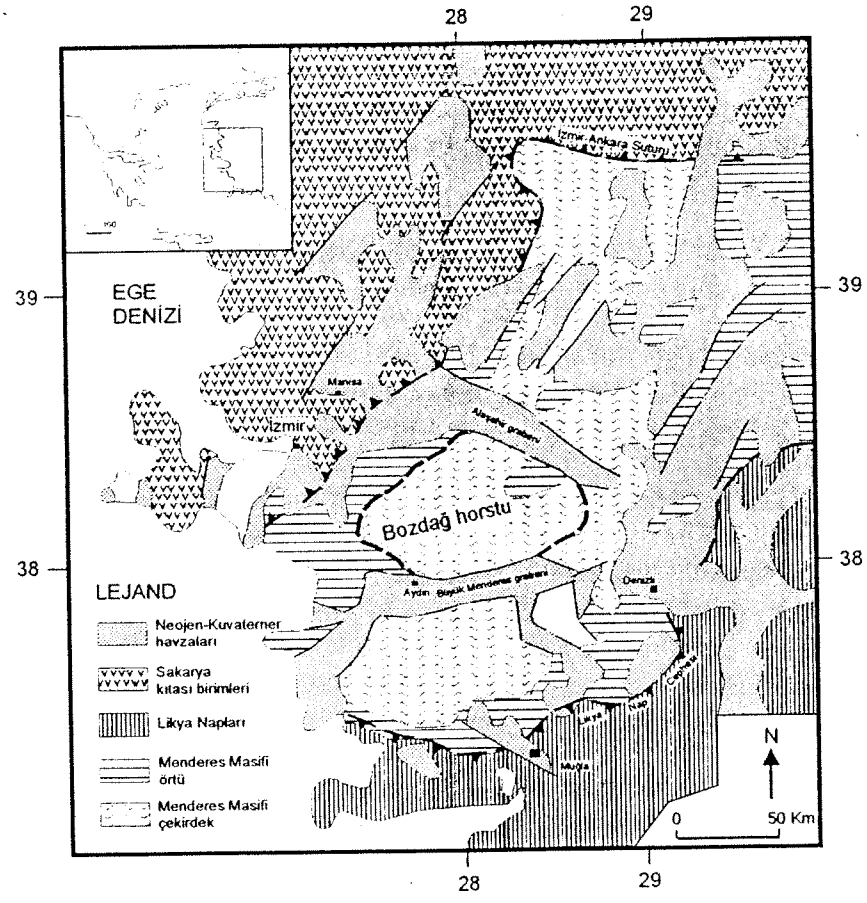
crisis), Ege'de de tanınmaktadır. Bu veri Akdeniz, Ege deniz bağlantısının açık bir kanıtıdır. Bunun hemen ardından deniz, erken Pliyosen'de bölgeyi yeniden kaplamıştır.

Pliyosen'de Ege denizel ortamı giderek genişlemiştir. Deniz, batı yönünde D-B eksenler boyunca Batı Anadolu graben alanlarının içine doğru sokulmağa başlamıştır. Deniz kolu ilerlemesi, Marmaris Körfezi, Gökova Körfezi ve Kuşadası Körfezi yönlerinde olmuştur. Bu deniz ilerlemeleri, henüz bugünkü sahil çizgilerine ulaşabilmiş değildi. Ancak denizel ortam, o dönemde, kuzeyde Gökçeada, Semadirek ve Limni adalarının bulunduğu alanı tümden kaplamıştır. Ege Dalma Batma Zonu'nda, Doğu Akdeniz okyanus kabuğunun kuzey yönünde dalıp batmasına bağlı olarak Girit kuzeyinde volkanik adayayı zincirinin gelişmeye başlaması da ilk kez bu döneme rastlar. Bu yay, günümüzde sönmüş volkanların görüldüğü kuzeydeki dış volkanik yaydır (Şekil 3 ve 12).

Pliyosen dönemi Korint Körfezi'nin, normal faylarla açılmaya başladığı dönemdir (Şekil 4). Bu açılmaya bağlı olarak Mora Yarımadası Yunan Anakarası'ndan ayrılmaya başlamıştır.

5.2. Batı Anadolu'nun jeolojisi.

Batı Anadolu'nun başlıca jeolojik ögeleri, Metamorfik topluluklar, volkanik ve plütonik topluluklar, Neojen çökel kayaları ve genç graben sistemleridir. D-B gidişli genç graben sistemleri önceki bölümlerde tanıtılmıştır. Bu bölümde ise önce bölgenin metamorfik topluluklarını büyük ölçüde içinde barındıran Menderes masifi tanıtılacaktır. Daha sonra bölgenin jeolojisi kuzeyden güneyedoğru sırayla tanıtılacaktır.



Şekil 13. Menderes masifi ve çevresindeki ana tektonik birlikleri ve yapısal unsurları gösteren harita (Bozkurt ve Park, 1997; Şengör vd., 1985 ve Seyitoğlu ve Scott, 1994'ten değiştirilerek). Bozdağ horstunu çevreleyen kesikli kalın çizgi, ana sıyrılma fayını temsil etmektedir.

5.2.1.Menderes Masifi.

Menderes Masifi, uzun ekseni KD doğrultusunda yaklaşık 300 km uzanan elips biçimli bir metamorfik topluluktur (Şekil 13). Varlığı, çok önceleri farkedilmiş olup bu metamorfik topluluğa Philipson (1910 - 1915), "Lydisch Karische masse" adını vermiş, bu ad daha sonra Menderes Masifi'ne dönüşmüştür (Parejas, 1940).

Masifi, kuzeyden İzmir - Ankara Ofiyolitik Sütur Zonu kuşatır. Güneyde ise Kale-Tavas Molas Havzası çökelleri, Menderes Masifi ile Toros Birliği'nin ilişkisini örter. Batıda Ege Denizi'nin suları ile örtülen masifin, Ege adalarında, örneğin Kiklat takımadalarında yeralan orta Ege Kristalen

Kuşağı "Median Aegean Crystalline Belt" ile kökende ortak olduğu belirtilmektedir (Dürr, 1975; Dürr vd., 1978) (Şekil 8).

Menderes Masifi'nde 2 stratigrafik düzey ayırtedilmektedir. Bunlar; ileri derecede metamorfik, gözlü gnays, migmatit, amfibolit ve çeşitli şistler ile kökeni eklojit olan kayalardan (Oberhanslı vd., 1997) oluşan bir çekirdek ve bu çekirdeği örten kuvarsit, mikaşist, fillat, mermer ve rekristalize kireçtaşlarından oluşan bir örtüdür (Şekil 13). Çekirdeğin Pan Afrikan temeline ait yaşlı bir kristalen kütle olduğu (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör vd., 1984; Satır ve Friedrichsen, 1986; Reischmann vd., 1991; Loos ve Reischmann, 1995; Yılmaz, 1997) ve yaşının 0.8-2 Milyar yıl arasında değiştiği belirtilmektedir (Kroner ve Şengör. 1990). Örtü kayalarının yaşları üzerinde ise, örtü birimlerinin tanım ve ayırdından kaynaklanan farklılıklar vardır. Bazı araştırıcılara göre (Önay, 1949; Brinkman, 1966; Dürr, 1975; Dora vd, 1992) örtü birimleri Kambriyen-Ordovisiyen'den Eosen'e kadar ki bir istifi içermektedir. Diğer bazı çalışmacılara göre örtü Üst Karbonifer'den, Üst Kretase'ye (Erdoğan ve Güngör, 1992) ve Eosene (Konak vd., 1987; Boray vd., 1973) kadarki istifi kapsamaktadır. Bazı çalışmacılar ise Menderes Masifi'nde çekirdek ve örtü birimleri gibi bir stratigrafik ayırdın bulunmadığını söylemektedir (Ashwort ve Evirgen, 1984; Bozkurt ve Park, 1994).

Masifin tümünü etkileyen ana metamorfizmanın (Main Menderes Metamorphism; MMM; Şengör vd., 1984), 45-35 M.y. arasında geçtiği radyometrik yaş tayinleri ile saptanmıştır (Şengör vd., 1984; Satır ve Friedrichsen, 1986). Masifin metamorfik kayaları içinde Alt Eosen'e kadarki birimlerin yeralması, masifin en son metamorfizmasının Erken Eosen'den sonra geliştiğini göstermektedir. Masifi, Alt Miyosen yaşlı çökel kayaları ve onlarla ardalanan volkanik kayalar pek çok yerde, örneğin Gediz Grabeni kuzeyinde (Şekil 31), Gördes dolayında, Kula dolayında, Demirköprü Barajı dolayında, Gediz Grabeni güneyinde, Alaşehir çevresinde, Büyük Menderes Grabeni'nin güney ve kuzeyinde (Şekil 34) örtmektedir. Kale-Tavas Molas Havzası çökellerinde Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı birimlerin bulunduğu bilinmektedir. Bu çökeller yükselerek aşındırılan Menderes Masifi'nden malzeme almıştır. Bu veriler, Erken Miyosen'den önce, olasılıkla Oligosen de, masifin bugünkü mostra boyutları ile yani kuzeyde İzmir-Ankara Süturu'ndan, güneyde Kale Tavas Molas Havzası arasındaki alanda gelişmiş olduğunu göstermektedir. Bu stratigrafik veriler, masifin ana metamorfizmasından elde edilen radyometrik yaşlarla uyumludur. Bu yaş aralığı, Kiklatların HT/LP ana metamorfizmasının 25 my. (Lister vd., 1984) veya 21 my.dan daha yaşlı olamıyacağı (Gautier ve Brun, 1994) görüşleri ile uyumsuzdur. Çünkü Alt Miyosen'de Menderes Masifi'nin HT/LP metamorfizmasına uğrayan kayaları metamorfizma sonrasında, yükselip aşındırılmış ve çökellerle de örtülmüştür. Menderes Masifi'nin gelişmesi için, stratigrafik verilerin kısıtladığı zaman aralığı, Geç Eosen-Oligosen dönemidir. Bu dönemde Batı Anadolu'da ve Anadolu'nun hemen her kesiminde sıkışma tektoniğinin açık verileri vardır; doğudan batıya transpresyonal bir rejim hüküm sürmektedir. Denizel çökeller regresif olarak sığlaşmakta ve yerini karasal çökellere bırakmaktadır (Yılmaz, 1997; Yılmaz vd., 1997b). Batı Anadolu Bölgesi de bu dönemde tümüyle su üstü olmuştur (Şekil 44A). Bu veriler, kabuğun kısalıp kalınlaştığı dönem ile Menderes Masifi'nin ana metamorfizma döneminin üstelendiğini işaret etmektedir.

Bozkurt ve Park (1994, 1997a, b) ile Verge (1993) Menderes Masifi'nin metamorfik "core complex" olduğunu belirtmektedir. Bozkurt ve Park'a göre (1997a, b) Masifin, çekirdek ve örtü olarak ayırtedilen farklı 2 yaşta ve 2 dönemde metamorfizmaya uğramış kesimi yoktur. Masiften 2-0.8 B.a. (Kröner ve Şengör, 1990), 255-7000 my., 546±12 (Hetzel ve Reischmann, 1996) zirkon yaşları elde edilmiştir. Bozkurt ve Park, bu yaşların zirkonların İlk oluştuğu dönemi temsil eden kalık yaşlar olduğu görüşünü tahmin ederken, kayaların, ana metamorfizma döneminde, yeniden mobilize olduklarını belirtmektedir. Ancak, masifte kaya/stratigrafi haritası üreten araştırıcılar, çekirdek ve örtü olarak 2 kesim ayırt etmekte ve örtünün, metamorfik çakıllar içeren taban konglomeraları ile çekirdek üzerinde yeraldığını ve bu örtünün Paleozoyik'ten başlayıp kesikliklerle

Üst Kretase'ye kadarki bir diziyi temsil ettiğini belgelemiştir (Erdoğan ve Güngör,1992; Konak, 1985; Güngör, 1998). Hetzel ve Reischmann (1996)a göre, Bozkurt ve Park'ın kalık oldukları görüşünü ileri sürdüğü zirkonlar, Pan Afrikan döneminde sokulmuş granitlere ait birincil minerallerdir. Bu görüş Özkaya (1995) nın zirkon tipolojisi üzerindeki ayrıntılı verileri ile de uyumludur. Nitekim, Hetzel ve Reischmann (1996) · gerilmeli tektonizma ile gelişen metamorfizmanın yaşının, Bozkurt ve Parkın (1997) görüşünün tersine, geç Oligosen olamıyacağını belirtmiştir. Çünkü onların muskovitlerden elde ettikleri yaşlara göre Pan Afrikan granitler, gözlü gnays haline, 43-37 m.y. arasındaki (Lütesyen-Priyaboniyen) (Orta-Üst Eosen) bir gerilmeli deformasyon sırasında dönüşmüştür. Bu dönem, Anadolu'da ve özellikle Batı Anadolu'da, Orta Eosen havza gelişim dönemi ile kısmen üstlenen bir zaman aralığıdır. Bu yaş aralığı, masifin ana metamorfizma yaşı olarak Satır ve Friedrichsen'in (1986) verdiği 45-35 m.y. dönemi ile de az çok uyumludur.

Menderes Masifi'nin ana metamorfizması (Şengör et al., 1984), yüksek, orta basınç Barroviyen tipi bir metamorfizmadır. Bu metamorfizma, kuzey alanlarda amfibolit fasiyesinin üstüne ulaşmıştır (Akkök, 1983; Evirgen ve Ashworth, 1984; Kun vd., 1988). Almandin-Amfibolit fasiyesi metamorfizması; yerel olarak anatektik granitlerin de oluşmasına neden olmuştur (Erdoğan ve Güngör, 1992). Masifin zarfında bu metamorfizma yeşilşist fasiyesinde kalmıştır (Çağlayan vd., 1980; Ashworth ve Evirgen, 1984) (Güngör, 1998).

Masifin ana metamorfizmaya uğradığı radyometrik verilerin belirlediği dönem, stratigrafik verilerin sınırladığı yaş aralığı ile uyumludur. Çünkü masifin güneyindeki metamorfik birimlerinin içinde, zayıf dereceli metamorfik Alt Eosen yaşlı, bloklu bir birim yeralmaktadır. Bu birim, metamorfik ve ofiyolit çakıl ve blokları içermektedir (Çağlayan vd., 1980; Boray vd.,1973). Bu veriye göre Alt Eosen öncesi, masifin en azından güney kesimi, metamorfizmaya uğramış ve yükselmiştir. Bu yüksek kesimden, onun daha güneyinde ve öneyinde yeralan bir periferal havzaya masif ve onun ofiyolit örtüsünden aşındırılan gereçler depolanmıştır (Şekil 13) (Boray vd., 1973). Çökelmeyi izleyen evrede, masif, güney yönünde ilerliyerek bu bloklu, çakıltaşlı gerecin üzerinden geçmiştir. Masifte saptanan bu jeolojik gelişim, Toros Platformunun, batı, orta ve kesimlerinde görülen istiflerle ortaklık sergiler. Bu veriler, Menderes Masifi'nin, Toroslarla Geç Kretase'ye kadarki evrimindeki benzerliğe dikkat çekmektedir. Toros platformuna Geç Kretasede, tıpkı Menderes Masifi'nde olduğu gibi ofiyolit napları, kuzeyden itilerek yerleşmiştir. Menderes Masifi'nde bu yerleşmenin verisi, Üst Kretase'ye kadarki bir Mesozoyik platform karbonat istifinin ve bunun üzerinde yeralan, ofiyolitlerin varlığıdır (Erdoğan ve Güngör, 1992). Bu dönemde Toros platformunun, ofiyolit naplarının yükü altında gömülen bütün kuzey kesimini de; doğuda Bitlis Masifi'nden, ortada Kırşehir Masifi'ne kadarki her alan rejyonal metamorfizmaya uğramıştır. Bu nedenle Menderes Masifi'nin de Geç Kretase'de metamorfizmaya uğramış olduğu söylenebilir. Masifin güneyindeki Alt Eosen yaşlı kırıntılı birimde masiften derlenmiş metamorfik çakılların varlığı da bunu kanıtlamaktadır.

Akkök (1981, 1983) Menderes Masifi'ndeki ileri derecede metamorfik mineral topluluğunun 5-6 kb basınç koşulları altında geliştiğini ve bunun 17-20 km gömülmeye karşılık geldiğini belirtmiştir. Ancak, masifin özellikle kuzey kesiminin Geç Eosen sonu ile Oligosen döneminde sıkışmaya devam ettiği anlaşılmaktadır; Çünkü masif ve çevresi bu süreler boyunca yüksek alan konumunda olduğundan çökellerle örtülü değildir. Masifin ana metamorfizma evresi (MMM) Geç Eosen-Erken Oligosen'den önceye rastladığına göre, ana metamorfizma, bölgenin aktif sıkışmaya devam ettiği dönemden öncedir. Orta-Üst Eosen KB Anadolu'nun ve Anadolu'nun genelde büyük bir kesiminin deniz düzeyi altında olduğu, Geç Eosen-Erken Oligosen ise yükseldiği dönemdir. Şengör vd. (1985)'e göre bu süre içinde Ege Bölgesi deniz düzeyinden yaklaşık 2 km yüksek bir alan konumundadır; regresif denizel istiflerin geliştiği ve bunların, dereceli olarak karasal istiflere yerini bıraktığı bir dönemdir (Yılmaz vd., 1997b; Yılmaz, 1993; Yılmaz vd., 1995). Bu nedenle

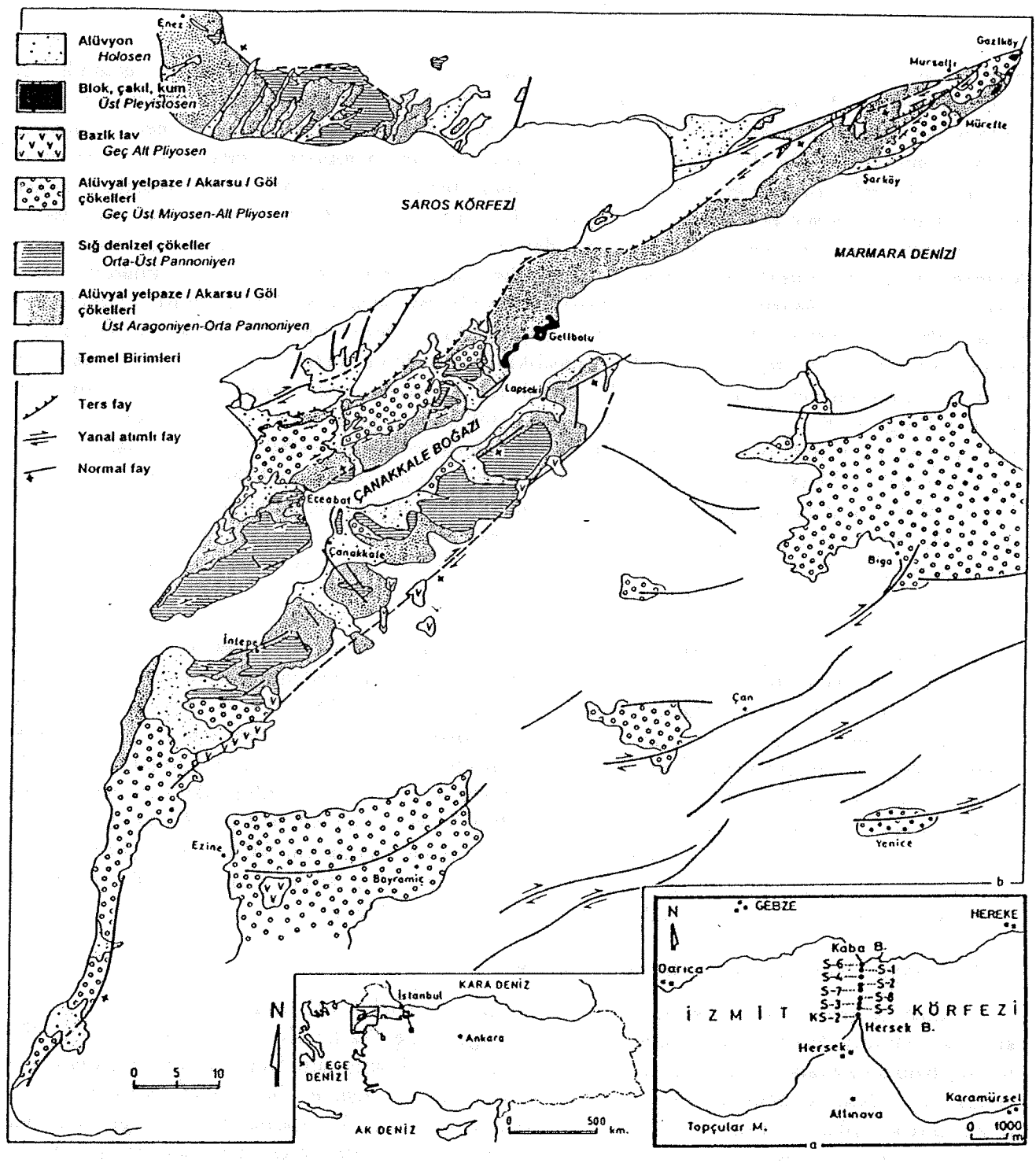
masifin ana metamorfizmasının 45-35 m. yıllar arasında geçtiği yaş verileri ışığında, bu metamorfizmanın bir gerilme tektoniğine bağlanarak açıklanması mümkündür. Bu olay rejyonal jeolojik verilerle de uyumlu olup, Oligosen-Alt Miyosen öncesi döneme aittir. Bu nedenle masifin ana metamorfizması ile daha sonraki bir gerilmenin neden olduğu geç metamorfizmalar farklı olaylardır. Masifin örtüsünün, gerilme rejimi altında, tektonik olarak sıyrılması, olasılıkla büyük ölçüde Geç Oligosen'de geçmiştir. Masifin kor kompleks halinde yükselmesi ise bunun öncesindedir. Masifin bugün yüzeyde görülen en ileri dereceli metamorfik kayaları, Erken Miyosen'de yüzeylenmiştir ve üzerlerine diskordan olarak oturan Alt Miyosen çökellerine, çakıl vermiştir. Menderes Masifi'nin Geç Oligosen'deki gerilmesi, olasılıkla sıkışan, kısalıp kalınlaşan ve metamorfizmaya uğrayıp termal olarak, yükselip domlaşan, Menderes Masifi'nin termal çökmesi (termal collapse) ile ilişkili olmalıdır. Olasılıkla bu nedenle gerilme lineasyonları (streching lineation), ileri sürülen görüşlerden farklı olarak tek bir yönde değil, farklı yönlerde gelişmiştir; örneğin Verge (1993), Bozkurt ve Park (1994; 1997a, b)'a göre masif, kuzey kesimde kuzeye yönelik, güney kesimde ise güneye yönelik gerilme lineasyonlarının geliştiği sade bir yapısal örnek sergilemektedir. Ancak bu araştırmaların incelediği alanlar dışında, Masifte tanınan gerilme lineasyonları çok daha karmaşık bir örnek sunmaktadır. Örneğin, gerilme lineasyonları Bozdağı'n kuzeyinde kuzey yönünde güney yamaçlarında güney yönünde batı yamaçlarında ise GB yönünde olup (Güngör, 1998), bu veri dağın, yakın bir dönemde (19 my'dandaha sonra) çevresine göre yerel bir dom gibi yükseldiğini işaret etmektedir.

Masifin değişik metamorfizma dönemlerinde, farklı neden ve kökende gelişen granitik intrüzyonlar, metamorfik kayaların içine sokulum yapmıştır. Bu nedenle bu sokulumların yaşları çok geniş (45-13 m.y.) bir zaman aralığı sergiler (Yılmaz, 1989, 1997). Egemen foliasyon düzlemlerinin gelişimine neden olan tektonizmayla ilişkileri açısından pre, sin ve post tektonik nitelikte olan plütonların varlığı tanınmaktadır. Örneğin Salihli yakınında D-B gidişli yapılara dik konumlu ve K-G doğrultulu pretektonik granitik sokulumlar, K-G gerilme ile yaşıt sintektonik sokulum olarak değerlendirilmiştir (Hetzel vd., 1995). Masifi kesen ve D-B gidişli yapılara uyumlu olup, sünek deformasyon yapıları boyunca uzamış ve onlarla ortak yapısal evrim geçirmiş gerçek sintektonik, lökogranit-pegmatitik sokulumlar da vardır. Bunlardan bazıları Kula dolayında tanınmaktadır. Bunların 15 my.dan daha geç oldukları sanılmaktadır.

5.2.2. Trakya-Çanakkale Dolaylarının Jeolojisi.

Kuzey Ege'de, Trakya ve Çanakkale dolaylarında (Şekil 14) bölgenin görülür temelinde, kuzeyde Istranca Masifi'nin metamorfik kayaları, güneyde, Saroz Körfezi çevresinde ofiyolitik melanj benzeri kayalar yüzeylenir. Saroz çevresinde Intra Pontid süturunun devamı düşünülen bu zonda, Üst Kretase'den-Paleosen'e kadar sürekli, derin denizel bir çökel istifinin varlığı bilinmektedir (Okay ve Tansel, 1992). Farklı özellikteki bu temel kayalarının üzerinde gelişmiş olan ilk ortak örtü, Orta Eosen diskordansının taban birimleridir. Bu transgresif istif çok geniş alanlarda mostra verir ve çoğunlukla resifal ya da neritik kireçtaşları ile bunlarla geçişli sığ denizel kırıntılı kayalarla temsil edilir (Yılmaz vd., 1997b; Yılmaz ve Polat, baskıda). Geç Eosen'de karbonat istifi yerini fliş benzeri türbiditik bir kırıntılı istife bırakmıştır. Orta-Üst Eosen çökelleri nötr bir volkanizmanın piroklastik kayaları ile yer yer ardalıdır (Yılmaz ve Polat, baskıda). Üst Eosen istifi regresif bir diziye geçer, türbiditik kumtaşları deltayik kırıntılı çökellere yerini bırakır. Oligosen çökelleri sığ denizelden-karasala geçen çökellerle temsil edilir (Yılmaz vd., 1997b).

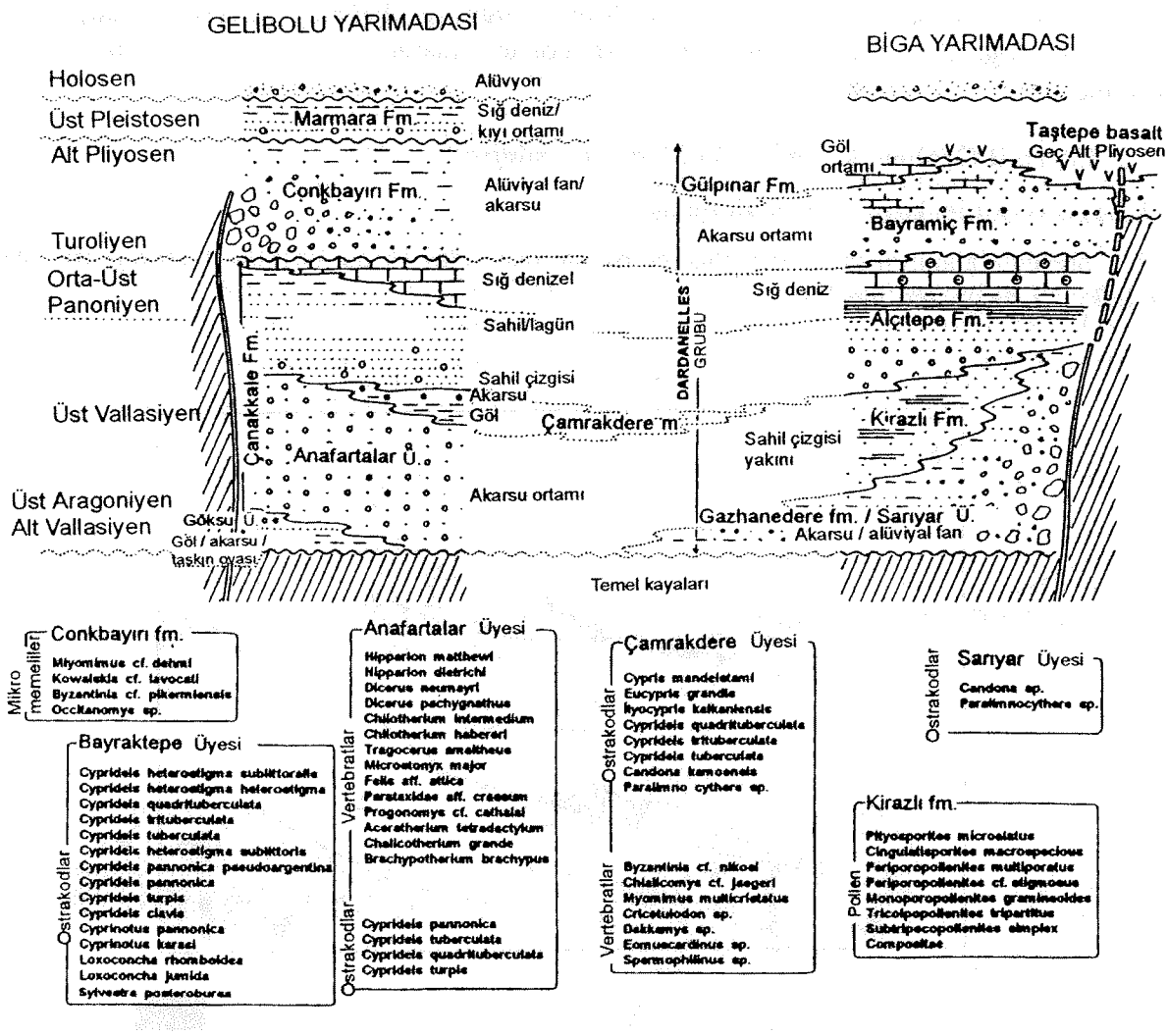
Gelibolu Yarımadası ve Gökçeada'da, Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı delta üstü (delta top) çökelleri ve bunlarla ardalı, linyit ara katkılı, şeylce zengin, bir kalın istif yüzeylenir (Şekil 15). Bu birim, Para Tetis'te, Hazar Denizi'ne kadar çökelimi izlenebilen (Şekil 44A) Maykop formasyonu eşdeğeri bir fasiyesi temsil etmektedir.



Şekil 14. KB Anadolu'da, Çanakkale-Gelibolu ve Saros Körfezi dolayının jeoloji haritası (Elmas ve Meriç, 1988'den).

Trakya ve Kuzey Ege adalarında Orta Miyosen'e kadarki istif kompresif bir rejim altında kıvrılmış ve faylanmıştır. Geç Miyosen'de Mesiniyen tuz krizi döneminde yerel bazı evaporitler çökelmiştir.

Trakya ve Kuzey Ege adalarında K-G gerilme rejiminin denetlediği havza gelişimi ve çökelme Pliyo-Kuvaterner'de belirgindir. Bu dönemde transtansiyonel havzalar gelişmiştir. Bu havzalarda örneğin Kavala Havzası'nda fay denetiminde lateral fluviyal yelpaze çökeli olarak kaba-ince kırıntılılar, havza ortasına doğru ise kireçtaşları çökelmiştir. Fay zonlarından bazalt lavları çıkmıştır. Bu lavlardan 7-4 m.y. aralığında yaşlar elde edilmektedir. Batı Trakya'da denizel nitelikteki Pliyo-Kuvaterner, yerini Doğu Trakya Havzası'nda fluviyal gölsel çökellere bırakır.



Şekil 15. Gelibolu ve Biga yarımadalarında yeralan Neojen istiflerinin korelasyonu (Elmas ve Meriç, 1998'den).

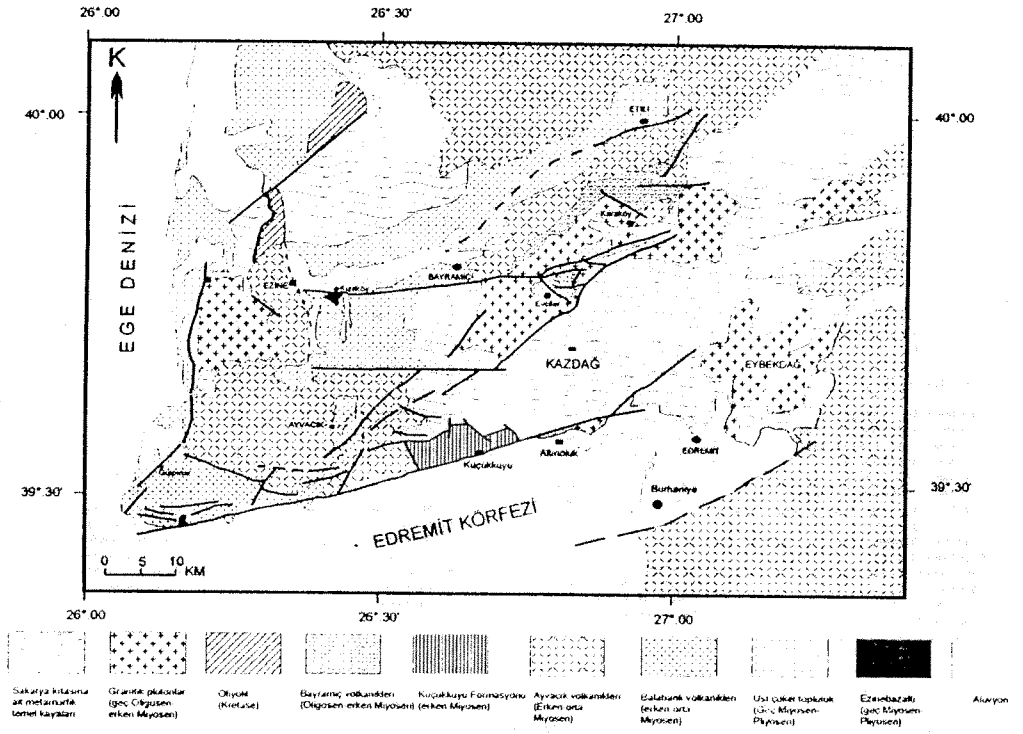
Gelibolu Yarımadası'nda, Üst Kretase'den Oligosen'e farklı yaştaki kaya grupları üzerinde, diskordan olarak oturan bir Neojen istifi vardır. Bu istif Gelibolu Yarımadası'nın batı kesiminde gölsel kiltaşı, marn, kireçtaşı ve kumtaşından oluşan bir dizi ile başlar (Şekil 15). Birimin yaşı Orta Miyosen'dir (Önem, 1974). Doğuya doğru bu birimin üzerinde, fluviyal kaba-ince kırıntılılar yeralırlar. Daha üstte bu akarsu çökelleri, yerini gölsel ortamda çökelmiş kireçtaşı, kiltaşı ve kumtaşı istifine bırakır. Omurgalı fosilleri içeren bu birimler Üst Miyosen (Vallasiyen-Panoniyen) yaşındadır (Şentürk ve Karaköse, 1987). Bu istifi, tane boyu dereceli olarak incelen ve kireçtaşlarına ulaşan, geçişli bir dizi izler. Bu birimden de Panoniyen yaşları derlenmiştir. Birimin sığ denizel-lagüner bir ortamda çökeldiği, denizel, acısu ve tatlısu fauna topluluklarına dayanılarak belirtilmektedir. Bu geçişli birimin de Üst Miyosen yaşlı olduğu belirtilmektedir (Elmas ve Meriç, 1998). İstifin tavanında yeralan kireçtaşlarından, sığ denizel fosiller elde edilmiştir. Bu birimin üzerinde, açısal diskordans ile yeni bir istif oturur. Tabanda, kaba klastiklerle başlayıp yanal ve düşey yönde ince kırıntılılara geçen bu birimin, karasal-fluviyal bir ortamı temsil ettiği belirtilmektedir (Kellog, 1973; Sümengen vd., 1987). Bu birime Pliyosen-Alt Pleyistosen yaş verilmiştir (Yaltırak, 1995; Sakınç ve Yaltırak, 1995). İstif, alüviyal yelpaze çökellerini temsil eder (Saner, 1985). Bu birimlerin üzerinde açısal diskordansla transgresif bir denizel istif oturmaktadır. Çakıl ve kum egemen bu sahil fasiyesi çökelleri bol Ostrea içermektedir (Sakınç ve Yaltırak, 1995). İstif üstte regresif niteliktedir (Bargu, 1989). İstifteki fosil topluluklarına dayanılarak, Gelibolu dolayına ulaşan denizel ortamın, Akdeniz ile denizel bağlantısının Geç Miyosen'den önce

gerçekleşmediği anlaşılmaktadır (Elmas ve Meriç, 1998). Bu bağlantı daha sonra Geç Pliyosen'de, Çanakkale Boğazı'nın fay kontrollü bir yapısal çöküntü olarak açılması sırasında, bu yolla yeniden kurulmuştur.

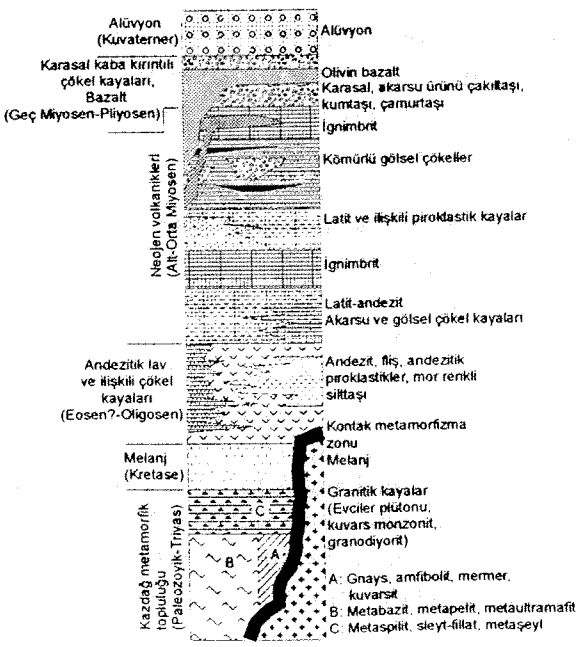
5.2.3. Edremit Grabeni kuzeyindeki bölgenin jeolojisi

5.2.3.1. Bayramiç–Ezine–Ayvacık dolayı.

İnceleme alanının sadeleştirilmiş jeoloji haritası Şekil 16'da, birimlerin stratigrafik dizilimleri ise Şekil 17'de gösterilmektedir.



Şekil 16. Edremit Körfezi kuzeyinin jeoloji haritası.

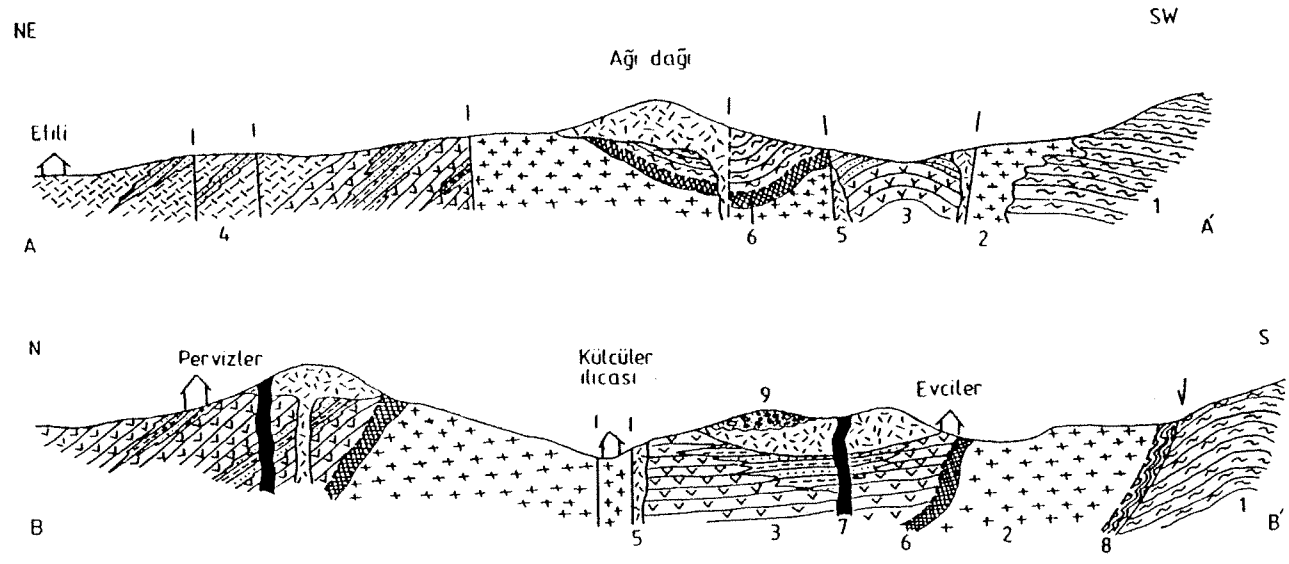


Bölgenin temelini Kazdağı'nın metamorfik kayaları oluşturmaktadır. Bu metamorfik temelin içine granitik plütonlar sokulmuş ve etraflarında geniş bir kontak metamorfik zon geliştirmiştir. (Şekil 16). Granit, andezitik volkanikler ve ilişkili çökel kayaları içine de sokulmuş, onları da kontak metamorfizmaya uğratmıştır (Şekil 16). Granit ile kesilen bu volkanik topluluğun üzerinde, andezit-latit andezit ve latitik türden yeni bir volkanik-çökel birim gelişmiştir (Şekil 17). Riyolitik ve bazaltik bir volkanizmanın ürünleri tüm bu toplulukları kesmektedir (Şekil 17). Üst Miyosen (?)-Pliyosen yaşlı karasal çökeller ile alüvyonlar bölgenin en genç oluşuklarını temsil etmektedirler.

Şekil 17. Edremit Körfezi kuzeyinde, Bayramiç-Ezine çevresinin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Yılmaz vd., 1996 ve Genç, basımda'dan derlenmiştir).

5.2.3.1. 1. Kazdağı Metamorfik Topluluğu.

Kazdağı Metamorfik Topluluğu (Şekil 16, 17 ve 18), farklı kaya gruplarından oluşmaktadır. Bunlardan birisi, ileri derecede (amfibolit fasiyesi üst koşullarında) metamorfizmaya uğramış bir gnays, amfibolit ve mikaşist birimidir. Bir diğer kaya grubu, mikaşist ve metabazit gibi kayalar ve bunlarla birlikte bulunan, metamorfizmaya uğramış ofiyolitik kayaları kapsamaktadır. Üçüncü grup ise, diğerlerine göre düşük dereceli bir metamorfizmaya uğramış olan metagrovak, metasilttaşı, metaşeyl ve bunlarla arakatkılı metaspilitler ile temsil edilmekte, seyrek rekristalize kireçtaşı blokları içermektedir. Kazdağı Metamorfik Topluluğu'nda ayrıca tipik bir ofiyolitik melanj birimi de bulunur. Bu topluluk, çamurtaşı-şeyl, pelajik kireçtaşı, fillat-grovak gibi litolojilerden oluşmakta, çörtlü, mikritik kireçtaşı blokları içermektedir. Kazdağı Metamorfik Topluluğu'nda yeralan bu farklı kaya grupları, çoğun faylarla ayrılmaktadır.



Şekil 18. Edremit Körfezi kuzeyinde, Kazdağı'ndan kuzeye jeoloji enine kesitleri. A-A' kesit güzergalu yaklaşık 20, B-B' ise 12 km'dir. 1: Kazdağı metamorfik topluluğu, 2: Granitik plüton, 3: Andezitik lav ve ilişkili çökel kayaları, 4: Neojen volkanikleri, 5: Riyolit, 6: Kontak metamorfizma zonu, 7: Bazalt, 8: Sünek deformasyon zonu, 9: Karasal kaba çökeller. (Yılmaz vd., 1996'dan).

Gnays, mikaşist, amfibolit birimi Kazdağı metamorfik istifinin en ileri derece metamorfik kesimini temsil etmektedir. Bunların Kazdağ Metamorfik Topluluğu'nun çekirdeğinde yeraldıkları gözlenmiştir. Gnayslar bazı kesimlerinde kısmi ergimeye uğramış ve bunun sonucunda ptigmatik kıvrımlar içeren migmatitlerin geliştiği görülmüştür. Bunların dışında, gnayslarla uyumlu görünen gnaysik granitler de vardır. Bunlar olasılıkla yaşlı bir granitten türemişlerdir. Okay vd (1996)'nin radyometrik bulgularına göre bu granitler 399±13 my (Orta Devoniyen) yaşlıdır.

Gnays, amfibolit ve mikaşist düzeyinin üzerinde, Evciler-Ayazma dolayında kalın bir mermer dizisi yeralır. Mermerlerin tedricen muskovit-kloritli kuvars şistlere geçtiği gözlenir. Granitik plütonun bu dokanağı kestiği ve geniş bir vollastonit ve piroksenli kontak metamorfizma zonu oluşturduğu saptanmıştır (Öngen, 1992).

Metabazit, mikaşist, metaultramafit birimi genellikle mikaşistler ile ardalanırlar. Öngen (1992)'in bulgularına göre bu birim içinde metagabro ve metaperidotit-metapiroksenit türü kayalar yeralmaktadır. Metabazit, mikaşist, metaultramafit biriminin gnaysik kayalarla ilişkisi faylıdır. Birim granitik dayk ve damar sistemleriyle ve riyolitik damarlarla sıkça kesilir. Plüton ile kesilerek kontak metamorfizmaya uğratılmıştır.

Metakırıntılı, metaspilit birimi Kazdağ yöresinde görülen en düşük dereceli metamorfik birimdir. Çoğun birincil sedimenter yapıları tanınabilmektedir. Bu istifte şeyl ve çamurtaşı kökenli kayalar iyi yapraklı, metakumtaşı seviyeleri ise somdur.

Melanj topluluğu yaygınca silttaşı, şeyl-grovak, spilitik lav ile bunların içinde bloklar halinde bulunan çört, çamurtaşı, mikritik kireçtaşı, metamorfit ve serpantinit litolojilerinden oluşur. Blokları saran silttaşı ve şeyl-grovak ile spilitler birimin matriksi görünümündedir. Bu birim, Kazdağ metamorfik kayaları üzerinde, tektonik (şaryaj) bir dokanak ile oturmaktadır. Okay vd (1990), çörtlü kireçtaşlarından Turoniyen-Santoniyen yaşı veren fosiller derlemiştir.

5.2.3.1. 2. Andezitik lav ve ilişkili çökel kayalar.

Birim egemen olarak andezitik lavlar, bunların piroklastik eşdeğerleri ve bunlarla ve ilişkili karasal-sığ denizel kırıntılı çökel kayalardan oluşur (Şekil 17). İnceleme alanı içinde, Kaykılar, Pervizler-Sarıot, Evciler, Toluklar, Külcüler, Karaköy doğusu, Bilaller ve Söğütalan arasındaki alanlarda yüzeylenmektedir.

Stratigrafik konumu bu birimin Neojen'den daha yaşlı olduğunu göstermiştir (Şekil 17). Bu istifin Kazdağ Metamorfik Topluluğu'nun düşük dereceli metamorfik metakırıntılı-metaspilit birimi üzerinde birincil dokanak ile oturduğu sadece Toluklar köyü KB'sında oldukça dar bir alanda görülmüştür. Granitik plüton, birimi intrüzif bir dokanak ilişkisiyle kesmiş olup, dokanağında kontak metamorfik bir zon geliştirmiştir (Şekil 16 ve 17).

Granitik plütonun Oligosen-Miyosen (?) yaşlı olduğu gözönüne alındığında, bu andezitik lav ve ilişkili çökel kayaları Oligosen'den yaşlı olmalıdır. Nitekim, Bingöl vd (1973) ile Siyako vd (1989) birimi Paleosen-Eosen volkanitleri olarak tanımlamaktadırlar. Mollahasanlar Köyü dolaylarında birim granit ile dokanaktadır. Granit dokanağından itibaren andezitik birimin içine doğru 300 m'lik bir zonda, kontak metamorfizma etkileri gözlenir. Kontak metamorfizma etkilerinin azalması ile tipik bir volkanojenik kumtaşı, çakıltaşı, silttaşı, çamurtaşı ardalanması egemen olur. Kumtaşları, yeşil-boz ve ince-orta katmanlıdır. Silttaşları bazı seviyelerde karbonatlı özellikte ve laminalıdır. Çamurtaşları gri, yeşil, nadiren de mor-kırmızı renklidir. Bu düzeyde, ince taneli çökel kayaları arasında kalınlığı 3-5m.yi bulan kaba çakıltaşı kanalları bulunur. Kırıntılı kayalar tedricen asidik lav, piroklastik kayalara ve çamurtaşlarına geçmektedir. Piroklastikler tüf-tüfit ve daha az oranda da pumis yağmuru (pumice-fall) birimleri ile temsil edilmektedir. Yer yer andezitik lav arakatkıları kapsayan bu birimler, yanal ve düşey yönde mor-yeşil, andezit elemanlı kumtaşı ve volkanojenik çamurtaşlarına geçmektedir. Söğütalan, Bilaller ve Gicikler Köyü dolaylarında mor kumtaşı ve silttaşlarının geniş mostralarına rastlanır. Mor-kırmızı bu kırıntılı kayalar, ince-orta katmanlı, laminalı, iyi boylanmalı ve derecelenmelidir.

Andezitik lavlarla girik olan mor-kırmızı silttaşı, kumtaşı istifi, yanal yönde flişi andıran gri, boz şeyl, çamurtaşı, silttaşı ve kumtaşı ardalanmasına geçer. Mor çökeller ve andezitik lavlara çamur akıntıları (lahar) eşlik eder. Birimin andezitik lavları, porfirik ve afanitik dokulu ve akma yapılıdır. Yer yer granitik dayk ve damar sistemleriyle kesilirler.

Andezitik lav ve ilişkili çökel kayalar latit, latit/andezit bileşimli lav ve piroklastiklerle örtülmektedir. İnceleme alanının pek çok yerinde bu iki birim arasındaki sınırı belirlemek güçtür. Ancak, üstteki birimde ignimbrit içeren piroklastik akıntı birimlerinin gözlenmesi ve yer yer kömürlü çökel kayalarıyla girik olması, iki birimin ayırdedilmesini kolaylaştırmıştır.

Birim önceki çalışmalarda Paleojen yaşlı andezit-tüf (Bingöl vd, 1973) ve Akçaalan volkanitleri (andezit-tüf) (Paleosen-Eosen, Siyako vd, 1989) olarak tanımlanmıştır. Diğer taraftan

birim Ercan vd (1984b)'nin Paleosen-Eosen yaş verdikleri Bağburun formasyonuna karşılık gelmektedir.

5.2.3.1. 3. Granitik plüton.

Granitik plüton granodiyoritten granite, kuvarslı monzonit-monzonite kadar değişen bir dizi kaya dan oluşmaktadır (Şekil 17). Yapısal ve dokusal özellikleri, granitik plütonun kabukta sığ derinliklere yerleşmiş tipik bir epizon graniti olduğunu göstermektedir.

Plütonun mostraları Bayramiç D-GD'sunda başlar ve Kazdağı'nın kuzeye bakan yamaçlarını izleyerek D-KD yönünde Karaköy doğusuna kadar uzanır, yaklaşık elipsodial şekillidir ve 180 km^2 kadar bir alan kaplar (Şekil 16). Granit, ileri derecede arenalaşmıştır. Bu nedenle, yayvan bir morfoloji geliştirmiş olup düz bir topoğrafya örneği sergiler (Evciler ovası). Granitik kayalar arasında keskin sınırlar görülmez.

Granitik plütonun ana mineralleri, plajioklas + K.feldispat + kuvars + biyotit + hornblend ± klinopiroksen ± sfen ± zirkon ± epidot (allanit) ± apatit ± turmalin ± opak mineraller'dir. Bunlardan, klinopiroksene genellikle monzodiyorit ve diyorit türü kayalarda rastlanmıştır. Granitik plüton aplit, pegmatit ve lamprofir damarları ile sıkça kesilmektedir.

Granitik plütonun yöre kayalarıyla birincil intrüzif ilişkileri dışında, yapısal ilişkili olduğu kesimler de vardır. Örneğin, Dağobası-Toluklar arasında, granit ile Kazdağı metamorfik kayaları arasında yaygın makaslamalar, ultramilonitik zonlar ve ayrıca geniş bir sünek deformasyon zonu gözlenir (Şekil 18). Bu tektonik dokanak, Dağobası GB'sından (Ayazma yakınları) Çırpılar doğusuna kadar takip edilebilmiştir. Bu zonda, granitin sünek olarak deforme olduğu, gnaysik kayalarla yapısal geçişler kazandığı ve gerilme sistemine özgü, mikro ve meso ölçekte yapısal ögeler kazandığı saptanmıştır. Kazdağı yükselimini, K-KB'dan sınırlayan bu tektonik zon ile Kazdağı metamorfik kütlesi, bir horst halinde yükselmiş, gerçekte metamorfik kayaların en üst zonlarına kadar ilerlemiş olan granitik plüton, metamorfiklerin alt düzeyleri ile yanyana gelmiştir. Bu sünek deformasyon, kataklastik etkiler ve mikro ölçekteki shear-sense verileri gözönüne alındığında, bu zonun bir sıyrılma/kurtulma zonu (detachment) olduğu anlaşılmaktadır. Bunun yaşı, granitin soğuma yaşı olan Geç Oligosen–Erken Miyosen (?) den sonradır.

Öngen (1992)'in jeokimyasal verilerine göre, granitik plüton kalkalkalen niteliklidir ve çarpışma ile eş zamanlı ve çarpışma sonrası granitlerine benzemektedir. Granitik plütonun yaşı radyometrik yaş tayinlerine göre (25±0.3 my, Birkle, 1992) Üst Oligosen (-Alt Miyosen ?) olduğu anlaşılmaktadır. Bu yaş verisi, KB Anadolu'da, yakın çevrelerdeki Kestanbol ve Kozak granitik plütonlarının yaşları ile uyumludur.

5.2.3.1. 4. Neojen volkanikleri.

Neojen volkanikleri adı altında tanıtılan birim, andezit, latit, latit-andezit bileşimli lavlar, bunların piroklastikleri ile birincil ilişkili çökel kayalarından oluşmaktadır (Şekil 17). Bölgede en yaygın mostra veren birimlerden biridir. İnceleme alanı içinde iki ayrı alanda yüzeylenir. Bunlardan ilki, Bayramiç dolaylarından başlayarak, KD'ya doğru Etili ve Çan'a kadar devamlıdır. Diğer mostrası ise, Ayvacık kuzeyi ve doğusunda Kazdağı'nın batıya bakan yamaçlarına kadar uzanımlıdır. İki ayrı alandaki mostraları geniş bir çökel örtü nedeniyle birbirinden bağımsız gibi görünmekteyse de, gerçekte bunlar birbirlerinin doğal devamıdır (Şekil 16).

Neojen volkanikleri, andezitik topluluk üzerine yer yer latit bileşimli lavlar ve piroklastik yağış ürünü kül tüfleri (ash-fall) ve pumice akıntısı birimi (pumice-flow) ile oturur. Latitler, pembemsi-kahverenkli ve beyaz alkali feldispat fenokristallidir. Hemen her alanda porfirik

dokuludur. Bazı mostralarında akma foliasyonları ve buna bağlı mineral lineasyonları gösterir. Küçük bazı alanlarda latitik lavların çıkış merkezleri tanınmıştır. Bunun en iyi örnekleri, Keçiağılı Köyü yakınındaki terkedilmiş kömür ocağı yakınında görülür.

Uzunalan dolaylarında birim Andezitik lav ve ilişkili çökel kayaları üzerinde latitik lav ve yer yer kaynaklanarak ignimbrit haline gelmiş piroklastik akma birimleri ile başlamaktadır. Üste doğru pek çok düzeyde beyaz-açık renkli, basılmamış ve kaynaklanmamış pumis akıntıları içerir. Bunlar latitik lavlarla girik olup, yer yer kül blok ve çamur akıntıları ile ilişkidedir. İstifin üst kesimleri, lav, piroklastik akma birimleri ardalanması şeklinde devam edip, yer yer gölsel-karasal çökel ve kömür içermektedir (Şekil 17). Kömürlü seviyelerin bazıları işletilmiş ve işletilmektedir. Piroklastik akma birimleri üzerine önce, beyaz renkli kül yağmuru birikimleri (ash-fall tuff) gelir. Bunlar yanal ve düşey yönde yeşil-boz renkli, yer yer iri çakıllı bir çakıltaşına geçer. Kaya, tane boyunun incelmesiyle, volkanojenik kumtaşı haline gelir. Volkanik ve çökel kayalar birbirleriyle geçişlidir. Volkanojenik kumtaşları ince bir zonda, kül yağmuru birikimleri ile ardalanarak gölsel, ince katmanlı çamurtaşı, silttaşı ve şeyl türü kayalara geçmektedir. Şeyller çok ince katmanlı ve laminalı olup, karton şeyl özelliğindedir. Üste doğru önce ince seviyeler halinde, siyah-koyu gri renkli, bol bitki kırıntılı, bitümlü şeyl seviyeleri, daha üstte de bunların giderek kalınlaşması ve kırıntılı katkısının azalmasıyla Çan dolayında, kalın kömür (linyit) düzeylerine geçilmektedir. İstifin daha üst kesimlerinde beyaz renkli bir pumis akıntısı gelir. Bu zonda, birbirlerinden beyaz pumis akıntısı seviyeleri ile ayrılan ve kalınlığı 1-3 m dolayında olan iki ayrı ignimbrit akıntısı bulunur.

Ayvacık yöresindeki Neojen volkanitleri de Bayramiç-Etili dolaylarında olduğu gibi, gölsel çökel kayalarıyla girik olan volkanik kayalardan oluşmaktadır. Çökel kayaları gölsel kireçtaşı, akarsu çakıltaşları, şeyl-marn, çamurtaşı ve kumtaşlarından oluşur. Volkanikler ise latit-andezit lavları ve bunlarla birincil ilişkili piroklastik kayalar ile temsil edilmektedir.

Neojen volkanikleri ve ilişkili çökel kayalar, Ayvacık yöresinde Kazdağı metamorfik kayalarını açısal diskordansla örter. Kızılyar ile Yenioba arasında birimin metamorfiklerle dokanağı boyunca şu özellikler görülür; volkanik istifin tabanı yanal yönde birbirleriyle geçişli olan akarsu çökelleri ve göl çökelleriyle temsil edilir. Kızılyar Köyü'nün içinde ve yakın dolaylarında metamorfik kayaları örten ilk birim kırmızı-bordo renkli akarsu çakıltaşlarıdır. Bunlar 1-3 cm çaplı, yuvarlak metamorfik çakıllarından ve bunları bağlayan kırmızı bir çamur matriksten oluşmaktadır.Kalın katmanlı olan bu birim yanal ve düşey yönde tedricen kırmızı-bordo çamurtaşlarına geçmektedir. Çamurtaşı seviyelerinin bazı kesimlerinde kalınlığı 0.5-1 m. kalınlıkta akarsu çakıltaşı cepleri bulunur. Kızılyar Köyü'nden batıya doğru bu akarsu çökelleri önce pumis ve kül yağmuru tüfleriyle ardalanır, daha üste doğru bunların üzerine latitik bileşimli lavlar gelmektedir. Kızılyar mahallesinden KD alanlara doğru gidildiğinde, kırmızı akarsu çökellerinin yanal yönde yerini boz kumtaşı ve volkanojenik kırıntılılara bırakır. Boz kumtaşlarının içinde akarsu çakıltaşı kanalları gözlenir. Bu düzeyler yine yanal yönde (yapraklık mevki ve dolayı) gölsel marn, kireçtaşı, kumtaşı, şeyl ve kiltaşı istifine geçmektedir. Bu topluluk, ince katmanlı ve ince taneli kayalardan oluşur. İstif enerjinin düşük olduğu bir ortamda çökelmiştir.

Çökellerin üst kesimlerinde volkanik kayalar yaygındır. Bunlar latitik lav, çamur akıntıları (lahar), pumis ve kül yağmuru birimleri ve akma breşleridir. Piroklastik kayaların bazı alanlarda su ortamına geldikleri ve işlendikleri göze çarpar. Volkanik toplulukta kabaca şöyle bir dağılım da vardır; metamorfik kayalara yakın kesimlerde (bölgenin doğu kesimleri) daha çok lav kayaları varken, batıya Ayvacık'a doğru çamur akıntıları (lahar) egemen olmaktadır. Çamur akıntıları genellikle gölsel çökellerle ardalanmaktadır. Volkanik kayaların içinde de pek çok seviyede çökel arakatkıları bulunur. Bunlar hem ince taneli gölsel kırıntılılar ve kireçtaşları, hemde çakıltaşı ve çamurtaşı gibi akarsu çakıltaşlarıdır. Neojen volkanik-çökel kayaları üstten uyumsuz olarak, karasal kaba çakıltaşı ve gölsel kireçtaşlarıyla örtülmektedir.

Neojen volkanik kayalarından önceki araştırıcıların elde ettikleri radyometrik yaş bulguları, 15.8 (Ayvacık yöresi, Yılmaz, yayınlanmamış radyometrik data); 21.5, 16.8 my (Ayvacık dolayı; Borsi vd, 1972) arasında değişmektedir (Tablo 1). Bu zaman aralığı çoğunlukla Alt Miyosen'e karşılık olup, Orta Miyosen'e de kısmen geçmektedir. Diğer taraftan, Etili-Çan arasındaki kömürlerden elde edilen palinolojik bulgulara göre, lavlarla girik çökeller Erken-Orta Miyosen yaşlıdırlar (Benda ve Meulenkamp, 1979; Ediger, 1988). Dolayısıyla, Neojen volkanik topluluğu olarak tanıtılan birim Alt-Orta Miyosen yaşlıdır.

5.2.3.1. 5. Riyolit ve ilişkili piroklastik kayalar.

Riyolit ve riyolitik piroklastik kayalar beyaz-açık renkli, ileri derecede altere asidik lav ve tüf topluluğu ile temsil edilmektedir (Şekil 17). Başlıca riyolit, daha az oranda da riyodasitik bileşimlidirler. İnceleme alanı içinde iki farklı biçimde bulunurlar. Bunlardan ilki, topoğrafya da sivri ve kubbe biçimli yüksek morfolojiler oluşturan domlar, diğeri ise genç kırık sistemleri boyunca sokulmuş lineer gidişli dayk mostralarıdır. Ağı Dağı, Kocaikizce ve Küçükikizce tepeleri, Evciler yakınındaki Kocagedik Tepe ve Çırpılar doğusundaki Piren Tepe riyolitik dom komplekslerine en iyi örnekleri oluşturur. Karaköy'ün hemen güneyinde, vadiyi takibeden birbirine paralel iki fay boyunca gözlenen riyolitik dayklar da diğer türe örnektir.

Riyolitik lavlar, ileri derecedeki alteredir. Breşik kesimler, riyolitin çıktığı bacaları göstermekte olup, bacadan basınçla çıkan ve fragmente olmuş kesimleri temsil etmektedir. Breşik zonlar kırmızı ve pas renginde demirli alterasyonlar sergiler.

Bölgede gözlenen diğer bir tür asidik lav topluluğu camsı riyolitik dayk ve damarlardır. Bunlarda da dom yapılarına nadirde olsa rastlanmaktadır. Bu tür domların en tipik olanı, Bayramiç doğusunda Kurşunlu Köyü'nde görülür (Şekil 17). Burada, riyolitik lavın, Neojen volkanik dizisini keserek yüzeye ulaştığı ve aktığı görülmektedir. Akma, ağdalı akış türünde olup, iyi gelişmiş akma kıvrımları tanınmaktadır. Akma yapıları ve morfolojik konumuna göre bu dom bir "ogive" olarak tanımlanabilir.

Riyolitik lav ve piroklastikler, Neojen volkanik-çökel kayalarını kesmekte, bazaltik damarlarla da kesilmektedir. Evciler-Külcüler arasında, üstten karasal kaba kırıntılılar ile örtülür. Bu stratigrafik verilere göre birim Alt-Orta Miyosen'den gençtir. Birimi örten karasal kaba çökellerin Üst Miyosen (?)-Pliyosen yaşlı olduğu gözönüne alındığında, yaşının Miyosen sonrası, olasılıkla Pliyosen olabileceği anlaşılmaktadır.

5.2.3.1.6. Bazalt.

İnceleme alanı içinde dayk ve daha az olarak da lav akıntıları halinde izlenen bazaltik kayalar, koyu yeşil-siyahımsı, sert ve tazedir. Genellikle afanitik, porfirik ve yer yer vesiküler dokuludurlar.

Bazaltik kayalar inceleme alanında dar alanlarda mostra verir. Bayramiç ve doğusundaki alanlarda (Bardakçılar, Evciler dolayı) granitik plütonu ve riyolitik lav-tüfleri kesmektedir (Şekil 18). Kaykılar kuzeyinde, Neojen volkaniklerinin latit, latit-andezitleri üzerine akmış lav akıntıları halinde bulunur. Bu alanda birim kolonlu soğuma çatlakları sergilemektedir.

Bayramiç ile Ezine arasında (Kızılköy ve yakın civarı) bu birim, olivinli bazaltlar ile temsil edilmekte ve karasal kaba çökeller ile girik olarak bulunmaktadır. Benzeri bir ilişki, Ayvacık'ın yaklaşık 7 km kadar K-KD'sundaki Karayiv Tepe'de de gözlenmektedir. Ayvacık doğusunda, Kısacık-Baharlar-Kısacıkaltı köyleri arasında kalan Yumşantaş Tepe ve kuzey yamaçlarında, bazaltların genç fay sistemlerinden çıkıp, lav akıntıları oluşturdukları gözlenmiştir.

Yer ve şekil 42'deki No'lar	Zaman/Stratigrafi	Litoloji	Jeo-kimyasal özellikler	Radyometrik yaş (my)
Çanakkale-Bayramiç-Ezine(1, 5)	Geç Pliyosen Geç Miyosen (?) Erken Miyosen	Bazalt Bazalt Andezit-dasit-riyodasit	A A CA	3.85 8.4-9.7-11 31.1
Biga (2)	Geç Pliyosen Geç Miyosen (?) Erken Miyosen	Bazalt Bazalt Andezit-dasit-riyodasit-riyolit	A CA	
Gönen (3)	Geç Pliyosen Erken Pliyosen Erken Miyosen	Bazalt Andezit Andezit-tüf-aglomera	A CA	
Susurluk (4)	Geç Pliyosen Erken Pliyosen (?) Erken Miyosen	Bazalt Andezit Andezit-tüf-aglomera	A CA	
Gülpınar (6)	Orta Miyosen Erken Miyosen	Andezit-dasit-riyolit	CA	18.5 19.5
Ayvacık (7)	Geç Miyosen Orta Miyosen Erken Miyosen	Bazalt Riyolit-ignimbrit Andezit-dasit-riyolit	A CA CA	7-9.9 20.3-20.8 21.9-23.6
Edremit-Burhaniye-Korucu (8)	Erken Pliyosen Erken Miyosen G. Oligosen-E. Miyosen	Tüf-aglomera Dasit-riyolit Andezit-trakian.-dasit-tüf	CA CA CA	19.5-19.9 20.3-20.8 21.9-23.6
Balıkesir-Bigadiç (9)	Geç Miyosen (?) E.-O. Miyosen Geç Oligosen Erken Miyosen	Bazalt Riyolit Andezit-latit-dasit Dasit-riyolit-tüf Andezit-trakiand.-dasit-tüf	A CA CA-SH CA	 17.6-18.3 19.5-20.3 22.3-23.6
Ayvalık (10)	Geç Miyosen Erken Miyosen Geç Oligosen-E. Miyos.	Bazalt Riyolit-dasit-andezit Andezit-dasit	A CA CA	 16.0 31.4
Bergama (11)	Geç Pliyosen Geç Miyosen Orta Miyosen	Bazalt Dasit-riyolit (lav ve tüf) Andezit (lav ve piroklastik)	A CA CA	 13.6 14.6, 15.2-15.6
Dikili-Çandarlı (12)	Geç Pliyosen Geç Miyosen Orta Miyosen	Bazalt Andezit (lav ve piroklastik)	A CA	 14.1-16.7 17.3-17.6
Menemen-Foça-İzmir (13)	Orta Miyosen Erken Miyosen	Bazalt-hawaiite-mujerit Latit-latitik andezit-riyolit	A SH CA	16.5-17.0 17.3-17.6
Çeşme-Karaburun (14)	Orta Miyosen Erken Miyosen	Andezit-latitik andezit Dasit-riyodasit	CA	11.5-12 17-17.3 18.2-19.2-21.3
Urla-Cumaovası-Seferihisar (15)	Orta Miyosen	Bazalt-hawaiite-mujerit- Trakit-alkali riyolit	A	11.3-11.9 12.5
Söke (16)	Geç Pliyosen E. Pliyosen-G. Miyosen Miyosen (?)	Bazalt Trakibazalt Latit-dasit	A A CA	6.99
Dursunbey-Orhaneli (17)	Geç Pliyosen G. Miyosen-O. Miyosen	Bazalt Andezit-dasit-riyolit	A CA	
Tavşanlı (18)	Pliyosen Geç ?-Orta Miyosen	Bazalt Andezit (lav ve piroklastik)	A CA	
Simav (19)	G.-O. Pliyosen G.-O. Miyosen	Trakibazalt-hawaiit-mujerit-riyolit Andezit-dasit-riyolit	A CA	
Gördes (20)	Geç Miyosen	Dasit-riyolit-riyodasit	CA	
Selendi (21)	Kuv.-G. Pliyosen E.-O. Pliyosen	Bazalt-hawaiit Andezit-dasit-riyolit	A CA	
Uşak (22)	Geç Pliyosen Geç Miyosen Orta Miyosen	Bazalt Andezit-trakiandezit-dasit-riyodasit Riyolit (lav ve tüf)	A CA CA	8-12.2
Kula (23)	Kuvaterner-Güncel Pliyosen	Bazalt-hawaiit-tefrit-tüf Andezit	A CA	10000-300000 1.4
Salarya graniti (G1)	Erken Miyosen Geç Oligosen	Granodiyorit	CA	20.3 23.5
Eybek graniti (G2)	Geç Oligosen	Granodiyorit-kuvars monzonit-granit	CA	23.6-24.2-23.9 35.33-30.5
Kozak graniti (G3)	Miyosen-Geç Oligosen	Granodiyorit-monzonit-granit	CA	16.5-19.5 22.1-20.2 25.7-24.2
Alaçam graniti (G4)	E. Miyosen-G. Oligosen	Monzogranit-monzonit Siyeno-monzogranit	CA CA-A(?)	20.3 18.0-25.1
Eğrigöz graniti (G5)	Erken Miyosen	Monzogranit	CA A(?)	20 21.2-24.6

Tablo 1. Magma topluluklarının yerleri, jeokimyasal nitelikleri ve radyometrik yaşlarını gösteren çizelge (Yılmaz, 1997'den).

Bazaltik kayalardan elde edilen radyometrik yaşlar 9.9 (Ercan vd, 1995; Ayvacık dolayı), 8.4 (Ercan vd, 1995; Ezine-Bayramiç arası), 9.7 (Borsi vd, 1972; Ezine-Ayvacık arası) ve 3.85 my (Yılmaz, yayınlanmamış radyometrik data; Ezine-Çanakkale yolu) arasında değişmektedir. Bu yaşlar da Üst Miyosen-Pliyosen'e karşılık gelir. Dolayısıyla, bazaltların Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı olduğu söylenebilir. Bu yaş verisi ayrıca, birimin girik olduğu karasal kaba çökellerin de yaşı için önemli bir veri oluşturmaktadır.

5.2.3.1.7. Karasal kaba kırıntılı çökeller.

Bayramiç dolaylarından Ayvacık'a kadar geniş bir alanda yüzeylenen bu birim, genellikle gölsel karbonatlı çamurtaşı, kiltaşı, kumtaşı ve kaba çakıltaşlarından oluşur (Şekil 16 ve 17). Nadir bazı alanlarda bazaltik lav akıntıları ile girik ilişkilidir.

Karasal kaba kırıntılıçökeller aynı dokanak boyunca hem metamorfik temel kayalarını, hemde Alt-Orta Miyosen yaşlı volkano-sedimenter topluluğu örter. Birimin tüm diğer kaya toplulukları ile ilişkisi açısal uyumsuzdur.

Karasal çökeller egemen olarak sarımsı, açık renkli çakıltaşları ve kötü katmanlı karbonat çamurtaşlarından oluşur. İstifin şu iki tür çökel topluluğundan meydana gelmiş olduğu görülür;

a) birinci grupta nispeten ince taneli çakıltaşı, kumtaşı ve karbonatlı gölsel çökeller vardır. Bunlar tatlı bir eğimle Kazdağı yükselimine yaslanırlar. Birim dağın üst kotlarına kadar tırmanmaktadır.

b) ikinci grupta akarsu ortamı özelliği sergileyen kaba çakıltaşı, çamurtaşı ve kumtaşları yaygındır. Bunlar genellikle fay zonları boyunca gözlenirler.

İkinci grupta yeralan çökeller genellikle fay kontrollu ve onlara yaslı olarak gelişmişlerdir. Bunun en iyi örnekleri, Bayramiç doğusunda Külcüler-Karaköy arasında (Menderes Çayı boyunca) ve Ayvacık KDsunda Ahmetçe ile Kısacık köyleri arasında görülür. Tipik fay önü molozu (karasal debris akıntısı) özelliğindedir. Faylardan uzaklaşıldığında, giderek daha düzenli ve katmanlanmanın tanınabildiği akarsu çakıltaşlarına geçmektedir. Kısacık ile Ahmetçe köyleri arasında, genellikle GB-KD gidişli, birbirine yakın (yaklaşık 750 m-1km) yanal atımlı faylar ile sınırlanmaktadır. Birim bu alanlarda fay blokları arasında gelişen GB-KD gidişli küçük çöküntü alanlarında depolanmıştır. Görünür alt kesimlerde birimin iç düzeni tanınamaz, üste doğru katman gibi sedimanter yapılar daha belirgin hale gelmektedir.

Birimin kaba elemanlı olduğu kesimlerden batı alanlara doğru gidildiğinde, daha ince taneli çakıltaşları ve kaba kumtaşlarının istifte egemen olduğu görülür. Hatta, Bayramiç düzlüğünün batı kesimlerinde (Türkmenli-Yahşieli dolaylarında) çakıltaşı ve kumtaşlarının aralarında önce küçük mercekler halinde, daha üstte de kalınlığı 3-5 m'yi bulan gölsel karbonat arakatkıları gözlenmektedir. Böyle kesimler, karasal kaba çökellerin depolandığı havzanın orta kesimlerini temsil etmektedir. Bu alanlarda gölsel çökeller depolandığına göre, birincil olarak, Kazdağı'ndan KB ve B alanlara doğru bir akarsu drenajının bulunduğu ve bunların bir göl ortamı ile bağlantılı olduğu anlaşılmaktadır.

Karasal kaba çökellerin yukarıda tanıtılan özellikleri, birimin aktif bir tektonizma denetiminde gelişmiş olduğunu açıkça ortaya koymaktadır. Çakıltaşları içinde akarsu fabrikleri, birimin konumu, tane boyundaki incelme ve akarsudan göl ortamına geçiş gibi özellikler kaynak alanının D-GD alanlar (Kazdağı yükselimi) olduğunu göstermektedir.

Karasal kaba çökeller doğuya doğru (Karaköy dolayları) incelerek sonlanmakta, B-GB alanlara doğru genişleyerek uzanmaktadır (Şekil 16).

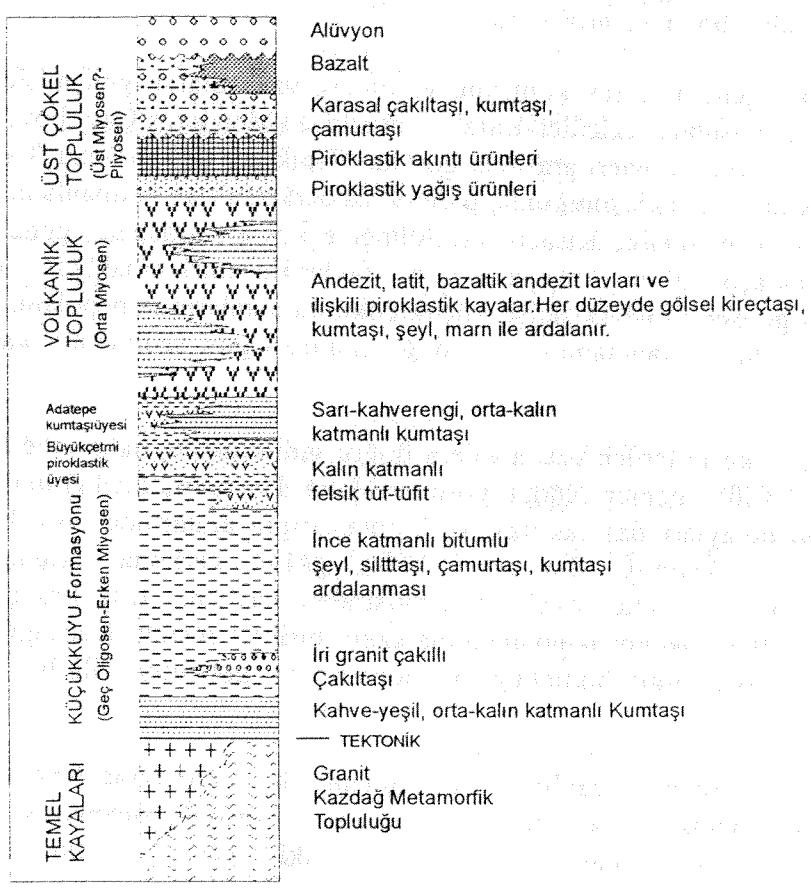
Karasal kaba kırıntılı çökellerin yaşı hakkında paleontolojik bir bulgu elde edilememiştir. Ancak, birimin Ezine yakınlarında (Kızılköy civarı) 3.85 my (Yılmaz, yayınlanmamış radyometrik data) yaşlı bazaltlarla girik olması, bunların bu alanda Pliyosen yaşlı olmasını gerektirir. İnceleme alanına komşu alanlarda bazaltlardan 9.9-8.4 my yaşlar da elde edilmiştir. Bu nedenle çökel birimin Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı olduğu söylenebilir. Karasal kaba çökellerin yaşı, aynı zamanda birimin depolanmasını denetleyen Kazdağı yükseliminin yaşını da belirlemesi açısından önemli bir veridir.

5.2.3.2. Ayvacık-Küçükkuyu-Altınoluk arasındaki bölgenin jeolojisi.

Ayvacık-Küçükkuyu-Altınoluk arasında kalan alanda yeralan istifin (Şekil 19) temelini Kazdağ metamorfik topluluğu oluşturur. Metamorfik kayalar yer yer granitik stoklarla kesilmiştir. Metamorfik temel üzerinde sırasıyla ince kırıntılı kayaların egemen olduğu fliş benzeri bir çökel istifi (Küçükkuyu formasyonu) gelişmiştir. Küçükkuyu formasyonu üste doğru, volkanik kayalar ve bunlarla içiçe gözlenen çökel kayalarına (Üst volkanik dizi) geçmekte ve nihayet tüm istif üst çökel dizi ile örtülmektedir

5.2.3.2.1. Küçükkuyu formasyonu.

Küçükkuyu formasyonu başlıca silttaşı, çamurtaşı, bitümlü şeyl, kumtaşı, karbonatlı şeyl ve kireçtaşı ardalanmasından oluşur (Şekil 19). Birim İnci (1984) tarafından Nusratlı formasyonu, Siyako vd (1989) tarafından Küçükkuyu formasyonu adları ile tanıtılmıştır. Birim Nusratlı Köyü dolaylarındaki mostralarında diğer birimlerle faylı dokanaklıdır ve genellikle üst kesimleri yüzeylenir. Küçükkuyu dolaylarında birimin hemen her düzeyi görülebilmekte ve birincil ilişkileri tanınabilmektedir.



Şekil 19. Edremit Körfezi kuzeyinde Ayvacık-Küçükkuyu dolayının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Yılmaz vd., 1997c'den).

Küçükkuyu formasyonu yaygın olarak Küçükkuyu kuzey kesimlerinde, Adatepe Mahellesi ile Bahçedere Köyü arasında, biraz doğuda Küçükçetmi Mahallesi, Küçükkuyu-Ayvacık asfaltı üzerinde ve Arıklı, Ahmetçe Köyleri arasında; doğuda ise, Narlı ve Doyran Köyleri yakın dolaylarında mostra verir. Ayrıca, bölgenin daha batı kesimlerinde, Ahmetçe dolayları ve Arıklı civarında da sınırlı bazı mostraları vardır (Şekil 16). Birimin alt kesimlerini kalın bir şeyl, silttaşı, kumtaşı, çamurtaşı ve marn-kireçtaşı ardalanması izler. Bu litolojilerin tümü ince katmanlı, gri- siyahımsı renkli olup, yer yer slump yapıları sergiler. Birimin bu kesimlerinde Bouma

istifini andıran düzeyler bulunmaktadır. Küçükkuyu formasyonu üst kesimlerine doğru kalın bir tüf-tüfit birimine (Büyükçetmi piroklastik üyesi) ve Dedetepe kumtaşı üyesine geçer. Geçişin en tipik örnekleri, Küçükkuyu-Zeus Altarı yolu, Küçükkuyu-Ayvacık asfaltı üzerinde ve Büyükçetmi kuzeyinde Armutluk sırtı ve Bademlik Sırtı'nda gözlenir.

İnci (1984) Küçükkuyu formasyonunun bitümlü şeyl seviyelerinden Alt Miyosen yaşı veren spor/polenler derlemiştir. Siyako vd (1989) ve İnci (1984)'nin verilerine göre birim gölsel ortam ürünü olup, Bouma istifini andıran kesimleri gölsel türbiditler olarak yorumlanmıştır.

5.2.3.2.1.1. Büyükçetmi piroklastik üyesi.

Birim egemen olarak beyaz, açık yeşilimsi renkli felsik piroklastik kayalardan oluşmakta, bazı düzeylerinde de ince seviyeler halinde çökel arakatkıları içermektedir. Büyükçetmi piroklastik üyesi kalın katmanlı ve yer yer masiftir. Mostrada beyaz, açık yeşil renkleriyle kolaylıkla ayırdedilir. Çoğunlukla pumis tüfleri (pumice fall deposits) ve litik tüflerden oluşur. Genellikle suda işlenmiştir.

Büyükçetmi piroklastik üyesi, Küçükkuyu formasyonunun çökelim dönemi sırasında bölgede yaygın bir magmatik aktivitenin başlamış olduğunun verisidir.

5.2.3.2.1.2. Adatepe kumtaşı üyesi.

Adatepe kumtaşı üyesi, Küçükkuyu formasyonunun en üst seviyelerini temsil eden kırıntılı kayalardır. Birim herne kadar kumtaşı olarak adlandırılmış ise de, az oranda çakıltaşı ve silttaşı da içermektedir. Adatepe kumtaşı üyesi içindeki en yaygın birim sarımsı-kahverenkli, kalın katmanlı, sert-sıkı, iyi tuturulmuş kumtaşlarıdır. Kumtaşları yer yer paralel laminalıdır ve sahil kumtaşı özelliğindedir.

Adatepe kumtaşı üyesi, Küçükkuyu formasyonunun en üst kesimlerini temsil eder. Küçükkuyu kuzeyinde Sivri Tepe dolaylarından batıya doğru Makıllık Tepeleri'ne kadar olan alanda birim Kazdağ metamorfik kayaları ile faylı dokanaklıdır. Küçükkuyu-Ayvacık asfaltının batı kesimlerinde ise Küçükkuyu formasyonu volkanik topluluk ile faylı olarak karşıkarşıya gelmektedir. Nusratlı Köyü ile Kayabaşı Sırtı arasında GB-KD gidişli iki fay, metamorfik kayaları yükseltmiş ve Küçükkuyu formasyonu ile ilişkiye getirmiştir. Fayın yükselen batı blokunda, yükselmiş olan metamorfik kayalar volkanik topluluk ve ilişkili çökel kayaları ile uyumsuz olarak örtülmüştür. Kayabaşının hemen batısında yaklaşık K-G gidişli bir faydan sonra, Büyükçetmi piroklastik üyesi, üst volkanik topluluk ile örtülmektedir (Şekil 19). Bu iki birim arasında uyumsuzluk görülmez. Bu ilişkilere göre, Küçükkuyu formasyonunun üst kesimlerinde gelişmiş olan volkanik aktivite tektonik etkinliğin başlangıcı olarak kabul edilebilir.

5.2.3.2.2. Volkanik topluluk.

Volkanik topluluk, Kazdağ metamorfik topluluğunu uyumsuz olarak örter. Bazı alanlarda ise Küçükkuyu formasyonunun Büyükçetmi tüf üyesi ile geçişlidir. Alt-Orta Miyosen yaşlı volkanik ve sedimanter kayalarla temsil olunur.

Volkanik topluluk, Kızılyar Köyü civarında, Kazdağ metamorfik topluluğu üzerinde yerel olarak kırmızı renkli akarsu çakıltaşları ile başlar. Dokanak boyunca K-KD'ya gidildikçe yanal yönde akarsu çakıltaşlarının giderek boz renkli çakıltaşı-kumtaşı düzeylerine ve ince katmanlı, gölsel marn, kireçtaşı, kumtaşı, silttaşı ve şeyllere geçtiği gözlenir. Aynı dokanak boyunca, birimin yer yer doğrudan andezitik-latitik piroklastik kayalarla başladığı da izlenir. Çökel ve piroklastik kayalar, yaygınca andezitik-latitik bileşimli lavlarla giriktir. Farklı lav akıntıları arasında akma breşleri ve lahar akıntıları yeralır. Lahar, kuzey alanlara (Ayvacık'a) doğru giderek egemen hale

gelir. İstifte daha üstte beyaz, ince katmanlı, mikritik dokulu ve yer yer traverten benzeri özellikler sergileyen silisifiye kireçtaşları ile girik olarak koyu renkli bazaltik andezit lavları yeralır. Bunların üzerinde ise, yanal yönde akarsu çakıltaşları ile içiçe gözlenen, soğuma kolonlu, 3-5 m kalınlıkta ignimbrit akıntıları gözlenir. İgnimbritler Ayvacık B-K ve KD'sundaki alanlarda, volkanik topluluğun görünen en üst kesimlerini temsil eder (Şekil 19). Bu alanda ince ve sınırlı mostralar halinde gözlenen ignimbritik kayalar, Ayvacık kuzey ve KB'sındaki alanlarda oldukça geniş alanlar kaplar. Bunlar altta bulunan volkanik-çökel diziyi bir kılavuz düzey gibi örten piroklastik yağış birimleri ile başlar, üste doğru bunu izleyen piroklastik akıntı birimleriyle (ignimbrit) devam eder.

Bölgedeki volkanik kayaların hemen tümü nötr-asit bileşimlidir. Bölgede önceki yıllarda yapılan jeolojik çalışmalara ve radyometrik yaş verilerine göre volkanizmanın yaşı Alt-Orta Miyosen'dir (Borsi vd. 1972, Fytikas vd. 1976, Ercan vd, 1995).

5.2.3.2.3. Üst çökel topluluk.

Ayvacık doğu, kuzey ve GB'sında yaygın olarak izlenen üst çökel topluluk, toprağımsı, beyaz karbonatlı matriks içinde yeralan çakıllardan oluşmaktadır. Çakıllar bölgedeki lav, lahar ve çökellerden derlenmiştir. Birimin geniş mostraları Ayvacık-Ezine yolu üzerinde, daha kuzey ve doğuda Misvak Köyü dolayları ve Yukarı Ahmetçe civarında gözlenir (Şekil 16). Tüm bu alan içinde kaotik yapılı kaba çakıltaşları birikmiştir. Faylı alanlardan uzaklaşıldığında tane boyunun küçülmesi birimin fay denetiminde depolanmış olduğunu gösterir.

Üst çökel topluluktan birimin yaşına işaret eden fosil bulgusu yoktur. Ancak, Ezine-Bayramiç yolu üzerinde (Kızılköy dolayları) birimin Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı (Borsi, 1972; Ercan vd, 1995; Yılmaz, yayınlanmamış yaş verisi) bazalt lavları ile ardalanmaları birimin Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı olduğunu ortaya koyar.

5.2.3.3. Yapısal Jeoloji

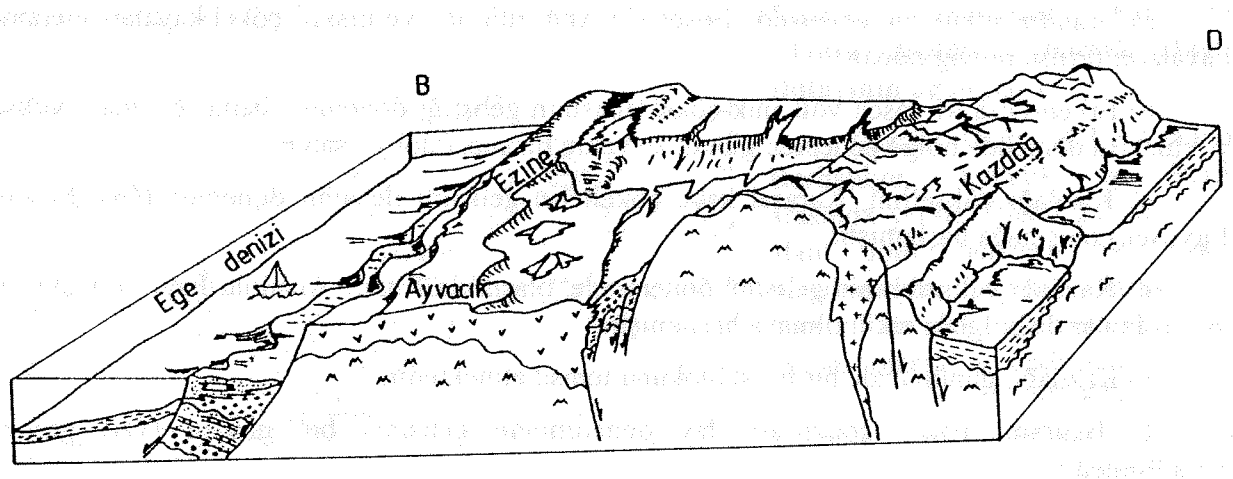
Bayramiç–Ayvacık dolayının ana yapı unsurları şunlardır: Bölgenin egemen yapıları KD–GB gidişli horst ve grabenlerdir. Bunlar batıda Ezine horstu ile doğuda Kazdağ horstudur (Şekil 16 ve 20). Ezine horstunun batısında Geyikli alçalımı vardır. İki horstun arasında ise Etili–Kızılköy Grabeni yeralmaktadır. Bu horst ve grabeni çalıştıran faylar horst ve grabenlerin henüz yeterince şekillenmediği bir dönemde; Erken Miyosen'de gelişmeye başlamıştır. Faylar bu dönemde, volkanik kayaların çıkışlarını denetlemişler ve Alt Miyosen yaşlı gölsel havzaların sürekliliklerini sınırlamışlardır. Bunun sonucu olarak, Özellikle Ezine horstunun Alt Miyosen yaşlı volkanik çıkış merkezlerinin dizilimi ile uyumludur. Bu bölgelerde horst ve yakınında lavlar egemendir. Horsttan uzağa, volkanik lahar ve çamur akıntılarına geçilir. Buradan daha ötede ise piroklastik akıntılara ve yağmur tüflerine (ash fall tuff) geçilir. Bu birimler şeyl egemen çökel kayaları ile ardalanmaktadır. İgnimbritler yaygınca horst yükselimleri üzerinde gelişmiştir. KD–GB gidişli fayların Erken Miyosen döneminden daha önce varolan Neojen göl havzalarını sınırladığının en iyi örneği, Küçükkuyu ile Ayvacık dolayındaki istiflerin incelenmesinden anlaşılır. Bu yörede gölsel fliş benzeri bir istiften; şeyl–kumtaşı ardalanmasından, oluşan kalın bir çökel dizi içine, belli bir düzeyden itibaren volkanik gereç girmeye başlar. İstifin daha alt kesimi volkaniksizdir. Bu düzey, yanal yönde doğudan, fayla yükselmiş olan Kazdağ metamorfik topluluğu üzerine oturmaktadır. Fay düzlemleri boyunca çıkan volkanik kayalar ise bu düzeyden ve faylanmadan itibaren bölgede egemen hale gelirler. Bir diğer deyişle istifin alt kesimleri yükselen blokta aşındırılmıştır. Volkanik düzeyler, hem aşındırılmış, hem de aşındırılmamış istiflerdeki ortak düzey niteliğindedir.

Kestanbol Plütonu da KKD gidişli birincil bir uzanım sergiler. Bu uzanımın birincil olduğu, çevresinde geliştirdiği kontak metamorfizma zonunun biçiminden bellidir (Şekil 16). Bu veriler,

Geç Oligosen granit sokulumları döneminden başlayarak bölgede KD–GB ya da KKD– GGB yapı unsurlarının etkin olduğunu belli etmektedir.

Geç Miyosen'de gelişmiş olan havzalar, batıda Geyikli alçalımında denizel istifin çökelimine, ortada ise Etili–Kızılköy Grabeni'nin oluşumuna yol açmıştır. Geç Miyosen'de, kalık, KD–GB gidişli yapıların yeniden çalışmalarının sonucudur. Bu dönemde bugünkü ana hatları ile Kazdağ horstu ve Ezine horstu yükselmiş ve arada da bir çanak olarak Etili–Kızılköy Grabeni gelişmiştir. Bu graben, Erken Miyosen gölsel havzasının bölgesel yayılımı ile karşılaştırıldığında çok yereldir.

Alt–Orta Miyosen istifi geniş dalga boylu D–B kıvrımlarla kıvrımlanmış, küçük ters faylarla ve KD–GB doğrultulu yanal atım bileşeni egemen, üzerlerinde ters atımların da tanındığı pek çok oblik faylarla da kesilmiştir. Ahmetçe Köyü çıkışında bu tür bir makaslama zonunun güzel bir örneği görülmektedir. Bu yapılar topluca Orta Miyosen sonuna kadar, bölgenin az çok K-G bir sıkışma sistemi içinde deforme olduğunu göstermektedir. Geç Miyosen yapıları, Kazdağ, Evciler graniti sınırındaki sünek zonun gelişmesinde de tanıtıldığı gibi, gerilmeli yapıların başladığı dönemdir. Bu dönemde, bölgede Erken Miyosen'den beri var olan KD-GB gidişli yapı unsurları (Şekil 20) canlanmış (Şengör vd., 1984'nin resurrected structures) ve yeni yapılar olarak bu dönemde yeniden çalışmaya başlamışlardır. Bu faylar boyunca KD–GB horst ve grabenler belirgin olarak gelişmiştir. KD–GB yapı unsurları bu özellikleri ile D–B gidişli yapıları birleştiren enine (cross) graben ve horst yapıları gibi değerlendirilebilir. Ancak o dönemde Edremit Körfezi ile Bayramiç grabeni henüz gelişmiş değildir. Çünkü Edremit Körfezi'ni kuzeyden sınırlayan D-B fay zonu, KD–GB gidişli fayları, horst ve grabenleri kesin olarak biçer (Şekil 20). Bayramiç düzlüğünü güneyden D-B gidişli faylarla sınırlayarak, Etili–Kızılköy Grabeni'nin KD–GB gidişini, yerel olarak değiştirip, D-B gidişliymiş görüntüsü veren yarı graben (havzanın kuzey kenarı fay kontrollü değildir) de Edremit grabeni gelişimi sırasında gelişmiş olup, onunla yaşıt bir yapı unsurudur. Bunların gelişimi Geç Pliyosen'den daha önce değildir. Graben omuzlarında yükselen genç çökellerden elde edilmiş yaş bulgusu olmadığı için Edremit ve Bayramiç grabenlerinin yaşı kesin olarak bilinmemektedir. Ancak bu havzaların denetleyicisi olan D-B faylar, Üst Miyosen–Pliyosen istifini kesmektedir ve onlardan daha genç oldukları da açıktır.



Şekil 20. Edremit Körfezi kuzeyinde yeralan bölgenin morfo-tektonik durumunu gösteren blok diyagram. Bakış, Edremit Körfezi'nden kuzeye doğrudur.

Kazdağı'nın bu D-B fay sisteminin gelişimine bağlı olarak son yükseldiği döneminde gelişen fay kontrollu, kaba kırıntılı çökel depoları, Bayramiç Havzası doğusunda açıkça görülür. Geç Miyosen–Pliyosen'de hareket eden faylar ile D-B gidişli faylar, bazaltların çıkış alanlarını kontrol etmiştir.

Kazdağı yükselimini kuzeyden sınırlayan fay zonu (Toluklar-Eskiyayla Fayı; Siyako vd, 1989) granitik plüton ile Kazdağı metamorfitlerini ilişkiye getirmektedir (Şekil 16). Toluklar Köyü yakınında, bu fay zonunda metamorfik kayalarla granitik kayaların içiçe karıştığı yapısal bir geçiş gelişmiştir (Şekil 18). Bu geçiş zonunda her iki kaya grubunda sünek deformasyona işaret eden veriler saptanmıştır. Bunlar; a) granitin iyi yapraklı milonit-gnays haline gelmesi, b) granitin içerdiği ksenolitlerin uzalmış ve kıvrılmış olmaları, c) granit ile metamorfik kayaların birlikte plastik akma kıvrımları sergilemeleridir. Ayrıca, fay zonunda metamorfik kayalarda gerilme lineasyonları (streatching lineation) ve makaslama yapıları gelişmiştir. Makaslama zonlarında, özellikle mermer-kalkşist kayalarında hareket yönünü gösteren mikro ölçekte yapılar gelişmiştir. Bunlara göre, Kazdağı metamorfiklerinin, granite göre yükselmiş olduğu açıkça anlaşılmaktadır. Bu mikro ölçekteki veriler, morfolojik verileri destekler niteliktedir. Fay zonu yakınlarında gerilme lineasyonu gibi yapıların yaygınca gözlenmesi, bu fay zonunun gerilme sistemi içinde geliştiğini göstermektedir. Karaköy güneyinden, Evciler GD'suna kadar izlenebilen bu zon (Bkz. Şekil 16 ve 18), yukarıda sıralanan verilerin ışığında bir sıyrılma-kurtulma zonu (detachment zone) olarak değerlendirilmiştir.

Kazdağı'nın KB'ya bakan yamaçlarında (Kısacık-Ahmetçe arası), karasal kaba çökellerin depolanmasını denetlemiş olan fayların büyük çoğunluğu yanal atım bileşenli oblik faylardır. Bunlardaki görünür atım sağ yanal yönlüdür. Kısacıkaltı Köyü KD'sunda bu fayların birinden bazaltik lavlar çıkmıştır. Bu fayların birinden, bölgenin en genç volkanik oluşumlarını temsil eden camsı riyolitler çıkmıştır (Şekil 16).

Kazdağı yükselimini denetleyen ana fay zonunun biraz kuzeyinde, yaklaşık D-B gidişli bir fay daha bulunmaktadır. Bu fay, doğuda Karaköy ve Kanlıoba dolaylarından başlayarak batıda Ezine yakınlarına kadar izlenebilmektedir. Külcülerde bu fay boyunca sıcaksu kaynakları çıkmaktadır. Fayın yay biçimli bir gidişi vardır. Bayramiç güneyinde (Kızıltepe Köyü batısında) karasal kaba çökellerin sağ yönde ötelendiği gözlenir.

Bu alandan derlenen stratigrafik ve yapısal verilerin ışığında şu değerlendirmeler yapılabilir;

a) Granitin sokulumu öncesinde Eosen (?) Andezitik lav ve ilişkili çökel kayaları metamorfik kayaların örtüsü niteliğindedir,

b) Erken-Orta Miyosen volkanik-çökel dizisinin geliştiği dönemde, henüz Kazdağı yükselimi yoktur. Bu dönemde bölge peneplen gibi düze yakın bir morfolojiye sahiptir,

c) Kazdağı yükselimi, Karasal kaba çökellerin gelişimi ile aynı dönemde (Geç Miyosen?-Pliyosen) oluşmağa başlamıştır,

d) Kazdağı yükseliminin gelişimi döneminde, olasılıkla Kuzey Anadolu Fayı ile ilişkili yanal atımlı faylar da bölgede etkili olmaya başlamıştır,

e) Kazdağı, günümüzde bir horst blokunu temsil etmektedir,

f) Bayramiç-Ezine çöküntüsü fay denetiminde gelişmiş bir graben (yarı graben ?) niteliğindedir,

g) Kazdağı'nın günümüzdeki yükselimi geç Miyosen'den de daha sonra, olasılıkla Kuvaterner'dedir.

5.2.3.4. Magmatizmanın evrimi

İnceleme alanında gözlenen en yaşlı magmatik birim, olasılıkla Eosen yaşlı "Andezitik lav ve ilişkili çökel kayaları" adı altında tanıtılan topluluktur. Bu birim, KB Anadolu'da değişik alanlarda mostra vermektedir. Örneğin, birim Armutlu Yarımadası'nda Kızderbent volkaniti adı altında

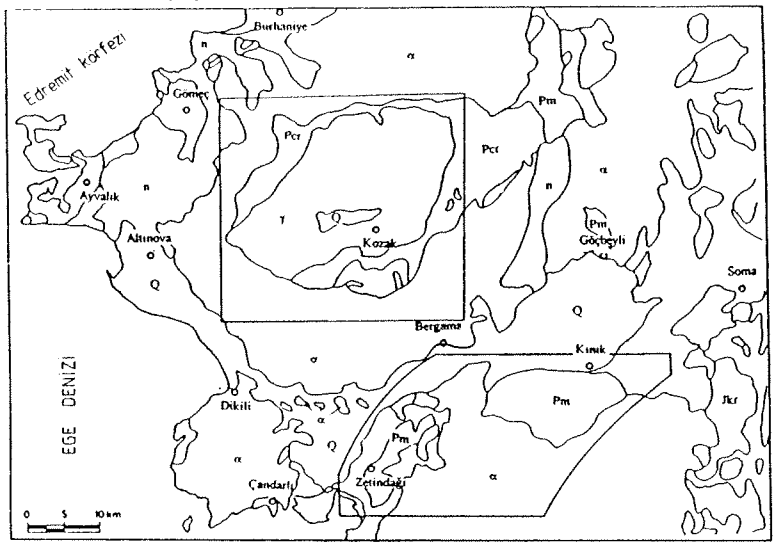
(Yılmaz vd, 1990) tanıtılmıştır. Ercan (1979) Çanakkale dolaylarında, değişik araştırıcılar da Pontidlerin farklı bölgelerinde bu birimin eşdeğerlerinin varlığını ortaya koymuşlardır. Yakın geçmişteki çalışmalar bu volkanizmanın dalma-batma olayından bağımsız, çarpışma sonrası volkanizması olduğunu göstermektedir (Genç ve Yılmaz, 1995, 1997).

Eosen volkanizmasını izleyen evrede, Oligosen-Erken Miyosen (?) döneminde bölgede granitik bir plütonun yerleştiği görülmektedir. Bunu da yaygın bir andezitik-latitik volkanizma izlemektedir. Bu topluluk aynı kökenden gelen bir magmatik faaliyetin ürünü olup (Yılmaz, 1989; Karacık, 1995), Ege Bölgesi'nde, Neo-Tetis okyanusunun dalıp batarak tükenmesini izleyen evrede gelişmiştir (Yılmaz, 1989). Neojen volkanik-çökel topluluğu olarak tanıtılan bu birim, bölgenin metamorfik temel kayaları üzerinde bir örtü olarak gelişmiştir. Birimin kapsadığı çökel kayalarının incelenmesi, bunların geliştiği dönemde bölgenin düz veya düze yakın peneplen benzeri bir morfolojiye sahip olduğunu göstermektedir. Volkanizma, KD-GB gidişli kırıklardan çıkmış ve Neojen çökel havzasını sınırlamıştır. Bunlar, Ege Bölgesi'nin D-B gerilmeye başlamasından önce gelişmiştir. KB Anadolu'daki D-B gerilme sistemi içinde gelişen yapılar bu volkanik-çökel diziyi de parçalamış ve meydana gelen graben (veya çöküntü havzaları) bu birimin de üzerinde gelişmiştir.

Ege Bölgesi'nin genç volkanizması içinde tanıtılan bazaltik kayalar ve seyrek bazı riyolitler ise gerilme sistemi ile ilişkili fay ve açılma çatlaklarından çıkmışlardır (Şekil 16). Özellikle bazaltik kayaların graben çökelleri ile yer yer girik olarak bulunması, bu lavların gerilme sistemi döneminde gelişmiş olduklarını açıkça ortaya koymaktadır. Erken-Orta Miyosen döneminde gelişen volkanizma genellikle kalkalkalen türdendir. Gerilme sistemine geçilirken volkanizmanın tabiatı da değişmekte ve giderek alkalen hale gelmektedir (Yılmaz, 1989).

5.2.4. Bakırçay Grabeni ve Dolayının Jeolojisi

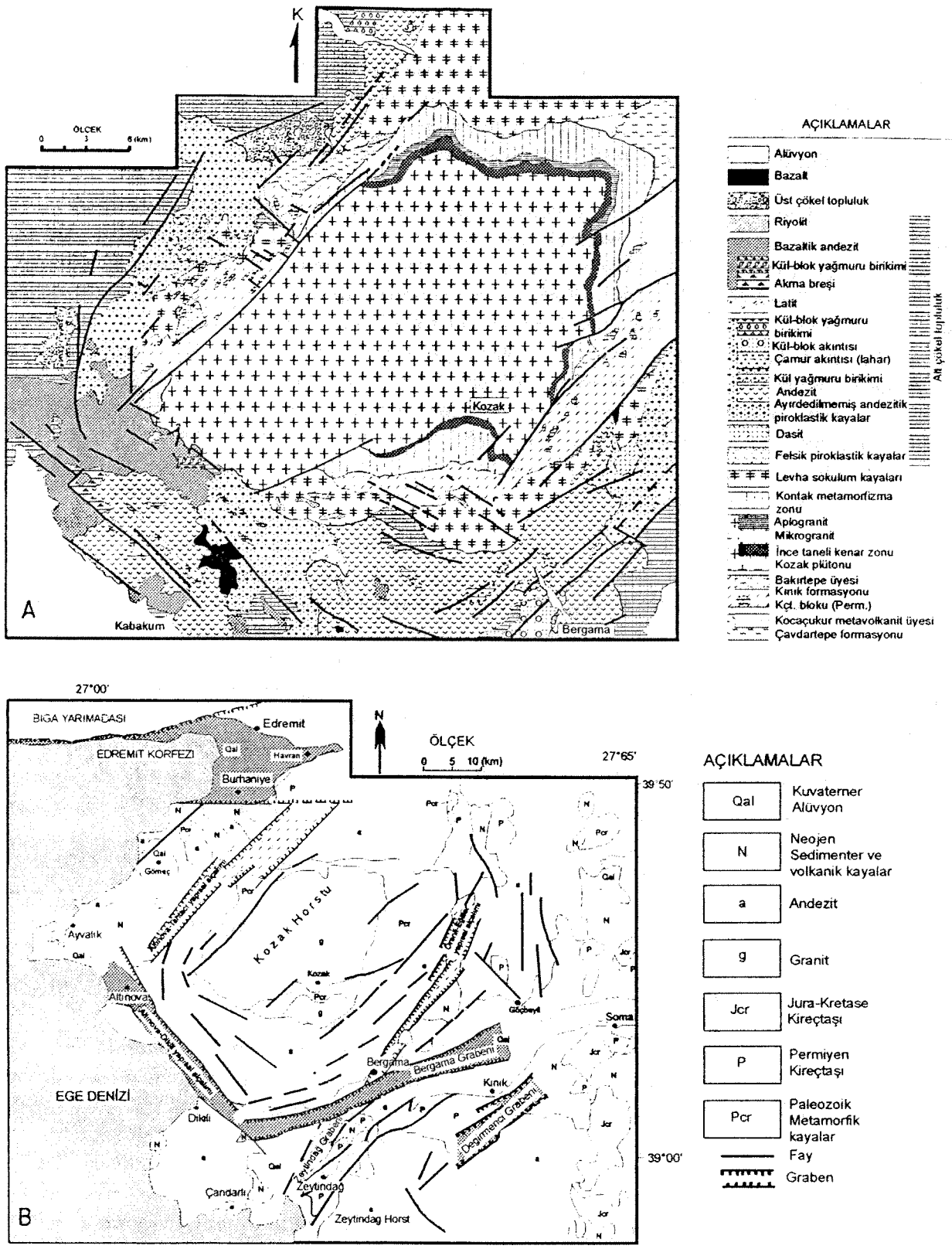
Bakırçay Grabeni'nin kuzeyinde ve güneyinde yeralan alanlar (Şekil 21) ayrı iki başlık altında tanıtılacaktır.



Şekil 21. Edremit Körfezi ile Çandarlı Körfezi arasında, Bakırçay (Bergama) Grabeni ve çevresinin jeoloji haritası. Çerçeve içine alınan alanlar, Şekil 22 ve 24'te ayrıntılı jeolojisi verilen haritaların lokasyonlarını gösterir.

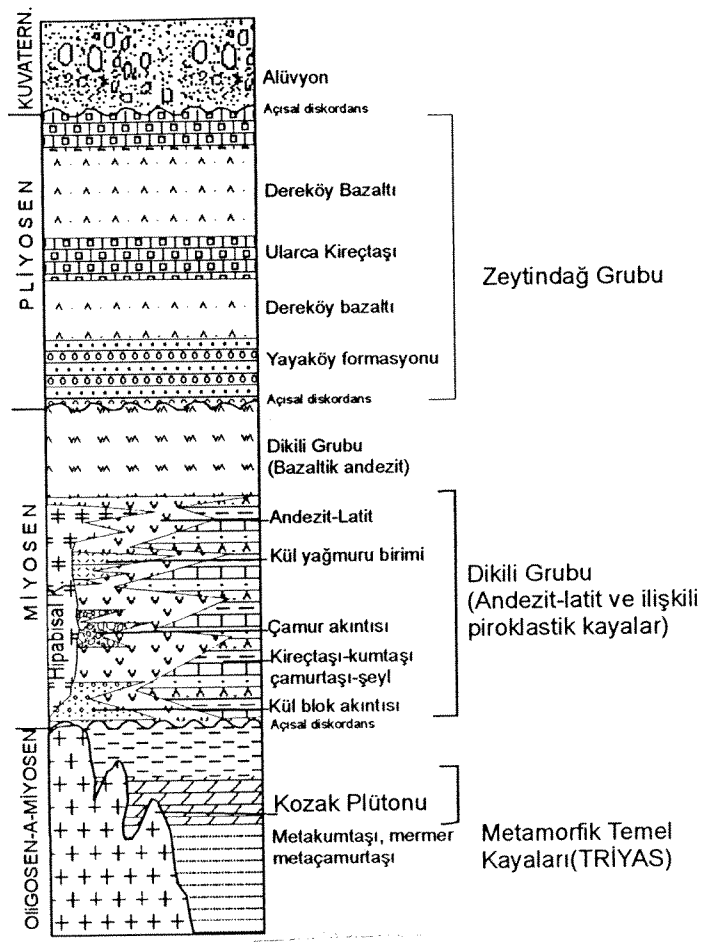
5.2.4.1. Grabenin Kuzeyindeki Alanın Jeolojisi (Kozak Dağı ve Dolayının Jeolojisi)

Kozak Dağı KB Anadolu'da Burhaniye, Ayvalık ve Bergama arasında yeralır (Şekil 21 ve 22A). Bu alan dom benzeri bir yükselim sergilemekte, yapısal olarak da bir horsta karşılık gelmektedir. Kozak horstu olarak adlandırılan bu yapısal unsur yaklaşık GB-KD gidişlidir. Horstun en yüksek kesimlerini metamorfik temel kayaları içine yerleşmiş olan granitik bir plüton oluşturur (Şekil 22A). Metamorfik kayalar çepeçevre volkano-tortul bir istif ile örtülmektedir (Dikili grubu). Metamorfik ve volkano-tortul birim arasında, genellikle çembersel bir mostra örneğine sahip olan hipabisal



Şekil 22. A. Kozak Dağı ve çevresinin jeoloji haritası, B. Edremit-Ayvalık-Çandarlı-Soma arasındaki alanın ve Bergama Grabeni'nin tektonik haritası (Altunkaynak ve Yılmaz, basımda'dan).

kayalar (Levha sokulum kayaları) yeralmaktadır. Volkano-tortul istifin en üst kesimlerinde çökel kayaları (Zeytindağ grubu) egemen hale gelmektedir (Şekil 23). Aşağıda bu kaya toplulukları yaşlıdan gence doğru tanıtılmaktadır.



Şekil 23. Kozak Dağı ve çevreleyen alanları temsil eden genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Altunkaynak, 1996 ve Yılmaz vd., 1997c'den derlenmiştir).

5.2.4.1.1. Metamorfik Temel Kayaları.

Metamorfik temel kayaları, Kozak plütonik kayalarını çepeçevre kuşatmaktadır (Şekil 22A). Yer yer çok iyi yapraklı olan bu kayalar, granit gövdesinin uzun eksenine az çok uyumlu bir yapısal konum sergilemektedir. Granitin çevresinde bu dar kuşaktan daha uzağa doğru, çoğunlukla hipabisal kayalarla çevrilerek sınırlanırlar veya Neojen volkanik ve çökel kayalarıyla örtülürler. Bu topluluk rejyonal metamorfik kayalardan oluşmaktadır.

Bölgede yapılan çalışmalar metamorfik istif içinde farklı kaya topluluklarının yer aldığını ortaya koymuştur. Bunlar; a) Kınık formasyonu ve b) Bakırtepe üyesidir (Şekil 22A). Bu birimler granitik plüton tarafından intrüzüf olarak kesilerek kontak metamorfizmaya uğratılmıştır.

İstifin alt ve üst birimleri plütonun hem K'inde hem de güneyinde görülmektedir. O halde az çok yataya yakın konumlu bir dizinin granit tarafından ötelendiği ve aralarına plütonun yerleştiği anlaşılmaktadır. Çünkü, güney dokanağında güney yönünde, kuzey dokanağında kuzey yönünde granitten uzaklaşıldığında istifte daha üst birimlerine ulaşılmaktadır.

5.2.4.1.1.1 Kınık formasyonu.

Kınık formasyonu, metamorfizmaya uğramış fliş benzeri bir istiftir. Birim üst kesimlerinde metaspilit ve metapiroklastik arakatkıları içermektedir. Bunlar Bakırtepe üyesi olarak ayırdedilmiştir. Metamorfik istif içinde en yaygın olan birimdir. Birim sleyt, fillat, metakumtaşı litolojilerinden oluşmakta ve değişik boyutlarda Permiyen yaşlı rekristalize kireçtaşı blokları

içermektedir. İstifin üst düzeylerinde ince seviyeler halinde kırmızı, siyah metaçamurtaşları ve çört/radyolarit arakatkıları bulunur.

5.2.4.1.1.2. Bakırtepe üyesi.

Bakırtepe üyesinin alt kesimlerindeki metaspilitler nispeten iyi yapraklı, koyu yeşil, albit-aktinolit-klorit şistler ile temsil edilir. Metabazit olarak tanımlanabilecek bu kayalar daha üst seviyelerde som özellikte olup, birincil magmatik minerallerini ve dokularını korumaktadır.

Akyürek ve Soysal (1983)'a göre birim Biga Yarımadası'nda yaygınca mostra veren Karakaya Karmaşığı'nın eşitidir (Bingöl vd., 1973). Karakaya Karmaşığı Triyas yaşlı bir topluluktur. Akyürek ve Soysal, düşüncelerini Bergama kuzeyindeki metamorfik topluluktan derledikleri fosillerle de destekleyerek bu topluluğun Triyas yaşında olduğunu göstermişlerdir. İnceleme alanının doğusunda, metabazik kayalarla ardalanan metakarbonat düzeylerinde Kaya ve Möstler (1992) Orta Triyas yaşı veren fosiller derlemiştir.

Bu çalışmada, stratigrafisi belirlenen metamorfik topluluğun, gerçekten de Karakaya Karmaşığı/formasyonu/grubu vb. gibi adlarla tanıtılan topluluk ile kaya stratigrafi birimleri, bunların birbirleriyle olan stratigrafik ilişkileri ve yaşı konusunda yakın bir benzerliği olduğu saptanmıştır.

5.2.4.1.2. Kozak Plütonu.

Yaklaşık GB-KD gidişli ve çembere yakın elips şeklinde bir mostra örneği sunan granit, 350-400km^2 lik bir alanda mostra vermektedir (Şekil 22A). Rejyonal metamorfizmaya uğramış metamorfik temel kayaları içine yerleşmiş, intrüzif nitelikli bu magma gövdesi, büyüklüğü ve sokulum yapmış olması nedeniyle bir plüton niteliğindedir.

Kozak Plütonu, masif, orta iri taneli, beyaz-gri renkli, mafik minerallerce zengin, plütonik kayalardan oluşmaktadır. Diğer minerallere göre daha iri kristaller halinde gelişim göstermiş olan feldispatların varlığı nedeniyle kaya da porfirik bir dokunun gelişmiş olduğu farkedilir. Kozak Plütonu tek ve homojen bir kütle görünümündedir. Değişik dönemde sokulmuş ve aralarında intrüzif kontak ilişkileri sergileyen türde farklı kaya grupları yoktur. Granit, çoğun izotropik niteliktedir, yani foliasyon, lineasyon vb. gibi birincil veya ikincil kökenli yönlenme yapıları nadirdir. Bu yapılara daha çok plütonun çeperinde yer alan çok dar bir kuşak boyunca ve sadece bazı yörelerde rastlanmıştır.

Plütonu çevreleyen ikinci bir halka daha vardır. Bu halkayı porfirik kayalar oluşturmaktadır (Şekil 22A). Ancak granit ile porfirik kaya kuşağının doğrudan teması çok azdır. Porfirik kuşağının da dışında 3. bir kuşak halinde volkanik, volkanojenik kayalar ve onlarla birincil ilişkili çökel kayalar yer almaktadır (Altunkaynak, 1996; Altunkaynak ve Yılmaz, baskıda). Bu kuşakta yer alan kayaların da granitik kayalarla birincil ilişkisi yok denecek kadar azdır.

Granitin komşu metamorfik kaya ile dokanağı bölgesel ölçekte, doğu ve batı kenarda az çok çizgisel, düz, düzlemsel ve çoğun yüksek açılıdır. Bu özellikler, dokanakların fay kontrollü olduğunu işaret etmektedir. Kontak ilişkilerinin ışığında şunlar söylenebilir;

1) Kozak graniti, plütonik bir gövdedir ve bir ekseni uzun KD-GB uzanımlı bir dom halinde metamorfik kayalar içine sokulmuştur,

2) Komşu metamorfik kayaların rejyonal yapraklanması, plütonun doğu ve batı dokanakları boyunca ona uyumlu olarak uzanmaktadır. Bu dokanaklar çoğun keskin, düz, yüksek açılı düzlemsel konumlu olup bazı kesimleri fay kontrollüdür.

3) a) Granit sadece çeperinde dar bir zonda yerel olarak akma foliasyonu sergiler. b) Granit, B dokanağı boyunca, çeperinde komşu kayayı mobilize ettiği anlaşılan bir dar (50 m) geçiş zonu (migmatitik zon) geliştirmiştir. Ancak bu zonun sürekli olmadığı görülmektedir. Bu sürekliliğin kaybolmasında daha sonra gelişmiş fayların etkili olduğu anlaşılmaktadır. c) Granitik plüton çevresinde kontak metamorfizma da geliştirmiştir. Ancak kontak metamorfizma, hornfels geliştirmemiş ya da gelişen kontak metamorfizma mineralleri daha sonraki hareketli bir dönemde değişime uğramışlardır. Yani granitin çeperinde kontak şistler gelişmiştir.

4) Granitin, komşu kaya içine dayk ve damarlar halinde sokulduğu görülmektedir.

Kozak Plütonu genellikle tek ve homojen bir magma gövdesi niteliğinde görülmekte ve çoğunlukla granodiyorit ve hısım kayalarla temsil edilmektedir. Bunun yanısıra granit gövdesi içinde modal farklılığa bağlı olarak, kuvarslı diyorit-diyorit-adamellit geçişleri, doku değişimine bağlı olarak hipidiyomorfik granüler, iri feldsipatlı-holokristalen-porfirik ve granüler dokulu kayalar, iri ve orta tane boylu kayalar tanınmakta ve ayırtedilmektedir.

Granitin katılaşmasından sonra şiddetli geçtiği anlaşılan bir kataklastik deformasyon, birincil yapısal ve dokusal öğelerin üzerinde gelişmiş ve egemen olmuştur. Ayrıca yine yerleşme dönemiyle ilişkili veya onun hemen ardından gelişen faylanma ile plütonun bazı dokanakları oynamıştır.

a.Plütonun dokanağında gelişen kontak metamorfizmaya bağlı olarak yaklaşık $500C^{0}$'nin üzerine çıkıldığını gösteren kontak metamorfizma mineral topluluğu tanınmaktadır (Altunkaynak, 1996, Altunkaynak ve Yılmaz, baskıda).

b.Komşu metamorfik kayanın granit etkisi ile mobilize olduğu, komşu kayadaki yapının granite uygun hale getirilmesinden anlaşılmaktadır.

c. Granit içinde değişik derecelerde sindirilmiş metamorfik kaya anklavlarına rastlanmaktadır.

Bu veriler birlikte, sokulum yapan granitin yüksek sıcaklıkta ve enerjik olduğunu belgelemektedir. Çünkü komşu kayalar, sokulumun bir evresinde granitin intrüzyon gücü ile plastik olarak yer değiştirmeğe ve granitin kalıbını almağa zorlanmıştır. Granit magması, yerleşmesinin yüksek sıcaklık döneminde, komşu kayaları geçerken, ya da içlerine yerleşirken, diyapirik intrüzyon yapmıştır. Komşu metamorfik kayaların plastik, semiplastik davranarak en azından D ve B kenarlarında, yani elipsin uzun kenarları boyunca granitin kenarlarına uyumlu hale getirilişi bu gelişimin sonucudur. Plütonun özellikleri, onun bir epizon graniti olduğunu göstermektedir. Granofirik dokuların gelişmiş olması bunlar arasındadır.

Ataman (1974), plütondan $^{87}Sr/^{86}Sr$ yöntemi ile 13, 16.5 ve 23 my yaşlar elde etmiş, bunları, Hersiniyen yaşlı batolitin, Alpin orojenez fazları sırasında izotopsal homojenleşme ile gençleşme yaşları olarak yorumlamıştır. Bingöl vd. (1982), mineraller üzerinde yaptığı tayinlerde, biyotitlerde 20.3+0.9, 24.2+1.1, ortoklaslarda 24.6+1.5, 37.6+3.3 my yaşlar elde ederek plütonun Erken Miyosen'de katılaştığını belirtmiştir. Tüm yaş verileri içinde bölge ve çevre kayalar ile ilişkileri açısından en anlamlı olan yaş bulguları Bingöl vd. (1982)'lerinin verileridir. Bu yaşlar Oligosen Sonu-Erken Miyosen başı dönemine rastlamaktadır.

5.2.4.1.3. Hipabisal kayalar.

Hipabisal kayalar (Levha sokulum kayaları) (Şekil 22A) diyorit, kuvarslı diyorit, granodiyorit ve kuvarslı monzonit bileşimli kayalarla temsil edilmektedir. Bunlar mikrogranüler porfirik dokuludurlar. Birim genellikle metamorfik temel kayaları ile Dikili grubu arasında yeralır. Haritada

çembersel mostra örneği gösterirler (Şekil 22A). Birim dayklar halinde metamorfik temel kayalarını ve Dikili grubunun değişik kaya birimlerini keser (Altunkaynak, 1996). Dokanak zonlarında ince taneli, granofirik, bazan afanitik olan birim, iç zonlarda homojen ve porfirik dokuludur.

5.2.4.1.4. Alt Topluluk (Dikili Grubu).

Dikili grubu, metamorfik temel kayalarını ve küçük bir alanda da Kozak Plütonu'nu örten volkanik ve çökel kayalarından oluşmaktadır (Şekil 23). Çökel kayalar bu volkanik dizi içinde hemen her düzeyde yer almaktadır.

5.2.4.1.4.1. Çökel Kayalar.

Dikili grubu içinde yeralan çökel kayaları genellikle gölsel kireçtaşı, kumtaşı, marn, şeyl, çamurtaşı ve yer yer bunların içinde yeralan akarsu çakıltaşı kanalları ile temsil olunur. Bu kayalar bazı alanlarda Dikili grubunun tabanını oluşturur. Volkanik istifin içinde, volkanik aktivitenin sakin olduğu dönemlerde de yaygınca çökelerek volkanik kayaların hemen her düzeyinde yeralmaktadır (Şekil 23). İnceleme alanı içinde, Orta Tepe, Korucuk Tepe, Sarılar ve Hacıveliler Köyü civarında birim metamorfik temel kayalarını uyumsuzlukla örter. Sarılar ve Hacıveliler köylerinde çökel kayalar, tabanda orta katmanlı, kırmızı-bordo renkli akarsu çakıltaşı, ince katmanlı kumtaşı ve çamurtaşları ile başlar. Akarsu çökelleri yanal yönde fazla uzanımlı değildir. Yanal ve düşey yönde felsik piroklastik kayalarla geçişlidirler. Kalınlığı 10-35 m arasında değişir.

Çökel kayaları volkanik dizi ile ince seviyeler halinde sık sık ardalanmaktadır. Bunlar Dikili grubunun üst kesimlerine doğru giderek yaygınlaşmakta olup, gerek Burhaniye düzlüğü gerekse Bergama düzlüğüne doğru istifte egemen litoloji haline gelmektedir. İstifin üst kesimlerinde yeralan çökel kayaları beyaz-gri, ince katmanlı gölsel kireçtaşı, marn, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşlarından oluşmakta, ince seviyeler halinde piroklastik yağış birimleri ve işlenmiş tüfit arakatkıları içermektedir.

Dikili grubunun çökel kayaları alt seviyelerinde felsik piroklastikler ve andezitik kül yağmuru birikimleri ile giriktir. İstifin en üstünde yaygın olan çökel kayaları ise Zeytindağ grubunun kaba çökelleri ile örtülür (Şekil 23). Birim, Batı Anadolu'da Soma formasyonu adı altında tanıtılmıştır. Çökel kayaların yaşı, içiçe bulunduğu volkanik kayalardan elde edilen radyometrik yaşlara göre Alt-Orta Miyosen'dir. Birimin kendinden elde edilen spor, polen ve omurgalı toplulukları da aynı yaşları vermektedir (Ercan vd, 1984c.; Akyürek ve Soysal, 1983).

5.2.4.1.4.2.Felsik Volkanik Kayalar.

Dikili grubunun alt seviyelerinde yeralan bu topluluk, başlıca asidik kül yağmuru birikimi ve aşırı altere riyolit-riyodasit lavlarından oluşur. Birim beyaz, sarımsı renkleri ile kolaylıkla tanınır. Kül yağmuru birikimi ince katmanlıdır.

5.2.4.1.4.3. Andezit-Latit ve İlişkili Piroklastik Kayalar.

Andezit ve latitik lavlar yeşilimsi ve pembe renkli, hemikristalen porfirik dokulu kayalardır. Yer yer akma foliasyonları ve katmanlı yapılar sergiler. İnceleme alanında en yaygın volkanik birimi oluşturur. Andezit-latitler kalınlıkları değişken lav akıntıları halinde izlenir. Piroklastikler başlıca iki grup kaya topluluğu ile temsil edilir. Bunlar; piroklastik yağış birimleri ve piroklastik akma birimleridir.

Andezit-latit ve ilişkili piroklastik kayalar bazı alanlarda hipabisal topluluk ile içiçe gözlenir. Böyle zonlarda iki birim birbirinden güçlükle ayırdedilir. Ayrıca hipabisal kayaların (porfiritler), andezit-latit lavlarını kestiği ve onlardanda kendi içine anklavlar aldığı görülür. Andezitler de yer

yer hipabisal kayaları kesmektedir. İki birim arasındaki bu karmaşık ilişki andezit-latit topluluğu ile hipabisal kayaların aynı dönemde geliştiğini ve hipabisal kayaların andezit-latitleri besleyen bacalar olduklarını göstermektedir.

5.2.4.1.4.5. Bazaltik andezit, bazaltik trakiandezit ve ilişkili piroklastik kayalar.

Dikili grubu volkanik dizisinin en üst birimini oluşturur. Bunlar, koyu yeşil, pembemsi ve siyahımsı renklerde, afanitik ve porfirik dokulu kayalardır. Diğer volkanik kayalarla geçişlidirler. Bu geçiş andezitten bazaltik andezite, latitten bazaltik traki andezite bileşim değişimi ile olmaktadır.

Dikili grubu, önceki çalışmalarda yapılar radyometrik yaş tayinlerine göre Alt-Orta Miyosen yaşlıdır (Krushensky, 1976; Borsi vd, 1972; Benda vd, 1974; Ejima vd, 1987).

5.2.4.1.5. Üst Topluluk (Zeytindağ Grubu).

Bergama çevresinde Zeytindağ grubu (Şekil 22A ve 23), birbirleriyle uyumlu olan Çamtepe formasyonu, Dereköy bazaltı ve Ularca kireçtaşı ile temsil edilir.

5.2.4.1.5.1.Çamtepe formasyonu.

Başlıca çakıltaşının egemen olduğu çakıltaşı-kumtaşı ardalanmasından oluşan formasyon morfolojideki yüksek alanları oluşturur. Birim yüzeylendiği her kesimde kaba çakıltaşı ile ve erozyonal bir tabanla başlar (Şekil 23). Volkanik gereçli, tane akması nitelikli çakıltaşından oluşan keskin tabanlı kanal dolgusu çökeli ile başlar. Çakıltaşı katman kalınlıkları ve tane boyları birimin üstüne doğru tedrici olarak artar. Birim tabanda Dikili grubu üzerinde kimi yerde açısız kimi yerde ise açısal uyumsuzlukla yer alır. Tavanda ise Dereköy bazaltı ile uyumludur. Formasyonun kalınlığı yaklaşık 300-350 m dolayındadır.

5.2.4.1.5.2. Ularca Kireçtaşı

Kireçtaşı beyaz renkli, belirsiz orta dalgalı katmanlı ve onkolit-pizolit içeriklidir. Kireçtaşı tabanda Dikili grubu üzerinde düşük açılı uyumsuzlukla, Çamtepe formasyonu üzerinde ise uyumlu olarak bulunur. Derköy bazaltı ile birkaç düzeyde ardalanmalıdır. Birimin kalınlığı yaklaşık 75-100 m dolayındadır. Kireçtaşı, göl kenarında, sığ sahil yakını ortamlarda, biyojenik faliyetin artmasıyla sıcak, ötropik sularda, dalga ve akıntı hareketleri ile oluşmuş olmalıdır.

5.2.4.1.5.3. Dereköy Bazaltı

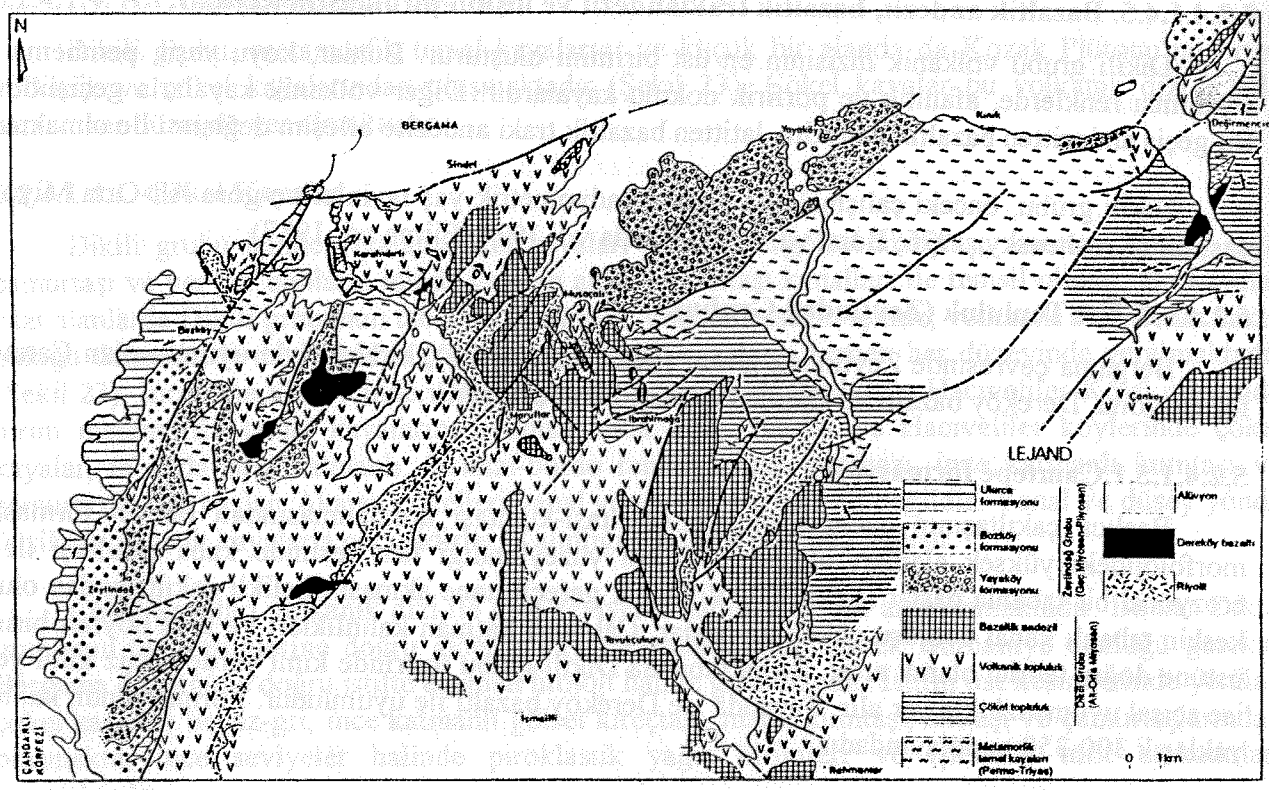
Birim olivinli bazalt ile temsil edilir. Çoğun Dikili grubunu kesen dayklar halinde, bazı alanlarda da farklı kaya birimleri üzerinde, lav akıntısı halinde gözlenir. Harita alanı içindeki en geniş mostrası Kaplan ve Nebiler Köyleri arasındaki Arıkertil mevkiidir (Şekil 22A). Lav akıntılarında soğuma kolonları gözlenir. Dereköy bazaltı Çamtepe formasyonu ile Bergama doğusundaki alanlarda ardalanmaktadır.

Dereköy bazaltı, Kozak Dağı ve dolaylarında mostra veren en genç volkanik birimdir. Genellikle Kozak horstunu oluşturan kırık sistemlerinden yükselmişlerdir. Birimin yaşı, radyometrik verilere göre 9 my.dan3.85 my'a kadar değişir (Borsi vd, 1972, Ercan vd., 1995; Yılmaz, yayınlanmamış yaş verisi). Bu da Üst Miyosen-Pliyosen'e karşılık gelmektedir.

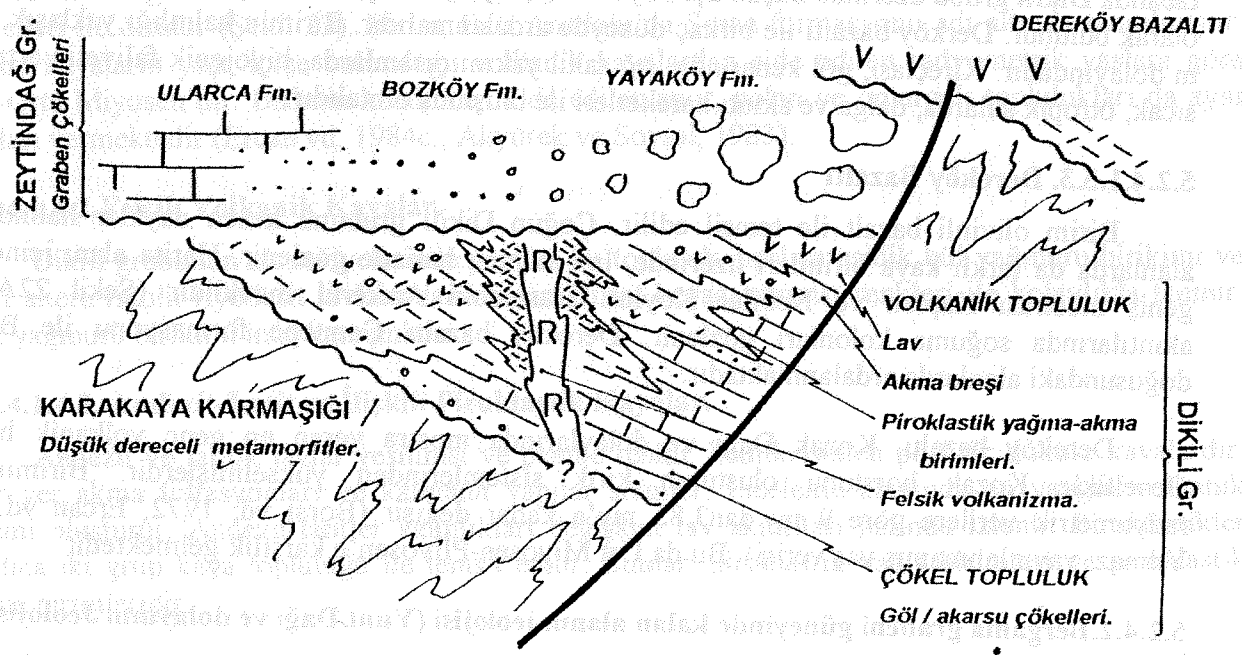
5.2.4.2.Bergama grabeni güneyinde kalan alanın jeolojisi (Yunt Dağı ve dolayının Jeolojisi)

Bu yörenin jeolojik istifi, Kozak Dağı ve dolayının jeolojisi ile çok benzer özelliktedir. Bu nedenle bu yöre çok kısa bilgilerle özetlenecektir.

Bergama güneyinde, Soma ile Çandarlı Körfezi arasında kalan alanda temelde; metakırıntılı, rekristalize kireçtaşı ve metavolkanitlerden oluşan "Karakaya Karmaşığı" (Bingöl vd., 1973) bulunmaktadır (Şekil 25). Mesozoyik yaşlı bu temel üzerinde, Neojen'den itibaren geniş alanlar kaplayan gölsel-karasal havza(lar) gelişmiştir (Şekil 24).



Şekil 24. Bergama Grabeni ile Yuntdağ arasında yeralan bölgenin, Çandarlı Körfezi ile Soma arasındaki kesiminin jeoloji haritası (Yılmaz vd., 1997c'den).



Şekil 25. Bergama Grabeni ile Yuntdağ arasında yeralan bölgenin, Çandarlı Körfezi ile Soma arasındaki kesiminin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Yılmaz vd., 1997c'den).

Bu havzanın inceleme alanının doğusunda Soma taraflarında kalan kesimlerinde, metamorfitler üzerinde kalın bir istif sunan gölsel kireçtaşları ve kırıntılılar durulurken; inceleme alanının batısında ve güneyinde kalan kesimler, latitik-andezitik lav, lahar akıntıları ile bunların piroklastik ürünlerini türeten bir volkanik faaliyetin etkinliği altında kalmıştır. Felsik volkanizmanın da eşlik ettiği bu ürünler Dikili grubu adı altında "Volkanik Topluluk"; bunlar ile girik olan sedimanlar ise "Çökel Topluluk" adlarıyla tanıtılacaktır. Piroklastik birimlerin büyük bir kısmı su ortamında işlenmiş ve çökelmiştir. Volkanizma zaman içinde daha etkin hale gelerek istife egemen olmuştur. Volkanizmada iç içe gelişmekle birlikte asitden baziğe doğru bir değişim tanınmaktadır. Volkanik ürünlerin oluşturduğu yaygın örtü olasılıkla Tortoniyen'den itibaren etkin bir tektonizma ile yeniden şekillenmiştir. Bunun sonucunda bölge bir gerilme rejimi içinde GDdan KBya doğru KD-GB uzanımlı faylar vasıtasıyla basamaklar halinde çökerek bugünkü graben sistemleri gelişmeye başlamıştır (Şekil 22B ve 26B). Faylarla sınırlanan horstlara yaslı bu havzalarda faylara yakın kesimlerde "Yayaköy formasyonu" adı ile tanıtılacak bloklu birimler; faylardan uzağa doğru "Bozköy formasyonu" olarak adlanan kırıntılılar; ve giderek "Ularca formasyonu" adı verilen gölsel kireçtaşları çökelmiştir (Şekil 25). "Zeytindağ gurubu" olarak adlanan bu çökellerin oluştuğu graben havzalarının gelişimi Geç Miyosen'de başlamıştır. Bölgedeki grabenleşme progresif olarak gelişmiştir. Bu süreçte gelişen fay sistemi, "Dereköy bazaltı" olarak adlanan birimin yükselmesine de zayıflık düzlemleri olarak olanak sağlamıştır.

5.2.4.2.1. Dikili Grubu

Bu gurubu oluşturan ve birbirleri ile yanal ve düşey yönde giriklik gösteren birimlerden gölsel karasal havza ürünü karbonatlar ve ince taneli kırıntılı düzeyleri " Çökel topluluk", piroklastik yağış ve akış birimleri, kül-blok, lahar ve lav düzeyleri ise "Volkanik topluluk " başlığı altında tanıtılacaktır (Şekil 25).

5.2.4.2.1.1. Çökel Topluluk.

Bu topluluğa ait birimler, inceleme alanının doğusunda İbrahimağa, Rahmanlar, Çanköy, Değirmencieli Köyleri arasında kalan kesimde geniş alanlar kaplar (Şekil 24). Ayrıca inceleme alanı dışında doğuda Soma dolaylarında yaygın yüzeylenmeler sunmaktadır. Bu topluluk Dikili gurubunun volkanik topluluğu içinde haritalanabilecek boyutlarda yüzeylenmektedir. İlk kez Nebert (1978) tarafından Soma formasyonu olarak adlanmıştır. Birim, Yayaköy-Rahmanlar arasında kalan bölgede (Şekil 24), metamorfitler üzerinde ince kumtaşı düzeyleri ile başlamaktadır. Üste doğru yanal yönde devamlı olmayan tüf malzemeli kırıntılılara ve bunlarla ardalanan karbonatlara geçiş görülür. Kireçtaşları ince orta tabakalı, organizma boşluklu ve oolitli/pizolitlidir. Bol miktarda kuvars tanesi ve gastropod içermektedirler. Daha üstte tüf elemanlı kırıntılılar yer alır. Karbonatlar yanal yönde kumtaşı-çakıltaşı-silttaşı ardalanmasına geçiş göstermekte ve kırmızı renkli çakıllı kumtaşı ile çakıltaşı cepleri içermektedir. Akarsu kökenli çakıl cepleri karbonatları değişik açılarda derince yarmıştır.

Çökel topluluk, Değirmenci Köyü ile Çanköy arasında kalan bölgede, metamorfitler üzerinde, ince piroklastik yağış birimlerini ara düzeyler halinde içeren, kumtaşı, kırıntılı karbonat, laminalı kireçtaşı, böbreğimsi ayrışmalı, yer yer laminalı marn, silttaşı, şeyl ardalanmasından oluşan kalın bir istif ile temsil edilir. Bazı kesimlerde dayanımları ile belirgin, sert kumtaşı mercekleri de gözlenir. Yer yer çok kıvrımlanma gösteren birim üzerinde, Çanköy kuzeyinde gözlendiği gibi, volkanik topluluğun andezit-latit ara düzeyli akma breşleri, lahar ve bazik lavlardan oluşan kesimleri geçişli olarak yer alır.

Zeytindağ-Manisa yolu üzerinde çeşitli yerlerde, gastropodlu gölsel kireçtaşı ve killi kireçtaşı düzeyleri, volkanik topluluğun dasitik akma/yağma birimleri üzerinde geçişli olarak; Bozköy KDsunda ise girik olarak yer alır. Musaçalı Köyü güneyinde, Karahıdırlı Köyü dolayında ve

Yayaköy-Rahmanlar Köyü arasında kalan bölgede olduğu gibi riyolit domları yakınlarında yer alan gölsel karbonatlar, silisleşmiştir.

Nebert (1978), birimden derlediği mollusk faunasının Miyosen'i, bitki kalıntılarının ise Alt-Orta Miyosen'i işaret ettiğini belirtir. Çökel topluluğun, inceleme alanının dışında doğuda yer alan Soma KDsunda Evciler dolayındaki eşdeğer kesimleri içinde yer alan linyit damarlarının Akgün vd (1986) tarafından palinolojik incelemesi sonucunda Orta Miyosen yaşlı mikro fauna tesbit edilmiştir. Aynı birim omurgalılara dayanılarak Benda ve Meulankamp (1979) tarafından Geç Burdigaliyen-Erken Serravaliyen olarak yaşlandırılacak olan ancak daha önce Benda (1971) tarafından Tortoniyen-Sarmasiyen yaşı verilen Eskihisar pollen topluluğuna benzediği belirtilir.

5.2.4.2.1.2. Volkanik Topluluk.

Bergama'nın güneyinde yer alan inceleme alanının batı ve güney kesimlerinde geniş alanlar kaplayan topluluk genel olarak piroklastik akma ve yağış birimleri ile lav düzeylerinden oluşmaktadır. Bu topluluk Akyürek ve Soysal (1983) tarafından Yuntdağ volkanitleri olarak adlanmıştır. İnceleme alanının dışında batıda yer alan Dikili-Çandarlı ilçe merkezleri arasında kalan alandaki eşdeğerlerine ise, Kozan vd (1982) tarafından Karadağ volkanitleri; Kaya (1979) tarafından ise Dikili Andezit Karmaşığı adı verilmiştir.

Topluluğun büyük kesimini piroklastik düzeyler oluşturmaktadır. Bunlar yağma ve akma birimleri ile temsil edilir. Genellikle latitik-andezitik bir volkanizmanın ürünü olan bu düzeyler sık sık, özellikle üst kesimlerde felsik volkanizmanın ürünü piroklastik yağış birimleri ile giriktir (Şekil 25). Felsik piroklastiklerin türediği çıkış merkezlerinde yer alan riyolitik domların civarlarında birçok yerde ekonomik perlit yatakları mevcuttur. Piroklastik akma ve yağma birimlerinin üst kesimlerini, latitik, andezitik nadiren dasitik ince lav düzeyleri ile ara katkılı akma breşi ve lahar düzeyleri oluşturur. Lav düzeyleri ise piroklastik birimler arasında yer yer ara katkı konumunda yer almakta ve topluluğun en üst kesimlerini oluşturmaktadır. Lavlar siyah, gri, koyu kırmızı renkli, yer yer sert, bol çatlaklı olup sık sık akma yapısı göstermektedirler. Volkanizmada iç içe gelişmekle birlikte alttan üste doğru asitten baziğe doğru bir değişim tanınmaktadır. Bu istif daha güneyde plato bazaltları tarafından örtülmektedir.

Felsik volkanik faaliyet, Çandarlı Körfezi-Maruflar Köyü arasında KD-GB uzanımlı bir hat boyunca yüzeylenir (Şekil 24). Ayrıca Rahmanlar-İbrahimağa Köyleri arasında kalan alanda ve Musaçalı Köyü dolayında da geniş yüzeylenmeler sunarlar (Şekil 24).

Birim, Zeytindağ gurubunu oluşturan graben çökelleri tarafından uyumsuzlukla örtülür (Şekil 25). Bu ilişki en net biçimde Bozköy GDsunda ve Karahıdırlı Köyü güneyinde kalan alanlarda gözlenmektedir. Dikili gurubu içerisinde yer alan volkanik topluluğun, stratigrafik konumuna göre Orta Miyosen-Pliyosen yaşlı olabileceği ileri sürülmüştür (Ercan vd., 1984c). Ancak, Borsi vd. (1972), lavlarda K/Ar yöntemi ile yaptıkları radyometrik yaş tayinleri ile 16,7-17,3-17,6-18,5 my., Benda vd (1974) ise 18,1±0,3 ve 18,2±0,4 my.lık yaşlar saptamışlardır.

5.2.4.2.2. Zeytindağ Grubu.

Bergama güneyinde kalan alanda, graben dolgusu çökellerinden oluşan gurubun, iri bloklu olistostromal düzeyleri Yayaköy formasyonu; kırıntılılardan oluşan kesimleri Bozköy formasyonu; karbonatlardan oluşan seviyeleri ise Ularca formasyonu adı altında tanıtılacaktır.

5.2.4.2.2.1. Yayaköy Formasyonu.

Kırıntılı bir matriks ve bunun içinde yer alan metamorfit, rekristalize kireçtaşı, dolomit, volkanit ve piroklastik blok ve çakıllarından oluşan birim, inceleme alanının batı kesimlerinde

Bozköy ile Karahıdırlı Köyü güneyinde, Zeytindağ ve Çandarlı Körfezi doğusunda; kuzey kesimlerinde ise Yayaköy dolayı ve Musaçalı Köyü ile Kınık İlçesi doğusunda yüzeylenmektedir (Şekil 25).

Yayaköy formasyonu, Karahıdırlı Köyü güneyinde Cevaplık Köy yolu üzerindeki kesitte, Dikili gurubuna ait volkanik topluluk üzerinde uyumsuz olarak, blok ve çakılları metamorfik temele ait kötü-orta boylanmış kuvars taneli karbonat matriksli kumtaşından oluşan; matriksi ise yine aynı kumtaşından türemiş düzeyler ile başlamaktadır. Bunların üzerinde alt kesimlerdeki blokları yine alttaki kumtaşından, üst kesimlerdeki blokları ise genellikle dolomit ve rekristalize kireçtaşından oluşan, matriksini de sarı-turuncu renkli, tüfit malzemeli çamur taşının oluşturduğu seviyeler yer almaktadır. Daha üste doğru matriksin rengi kırmızıya dönüşmekte ve kristalize kireçtaşlarının yanısıra kırmızı renkli mikrit blokları da içermektedir.

Çandarlı Körfezi doğusunda kalan kalan alanda da, metamorfik temel üzerinde yer alan bloklu birimler, tabandan itibaren yanal ve düşey yönde marn-çamurtaşı düzeyleri ile giriktir. Aynı bölgedeki Sakarkaya'nın güney eteklerinde ise gölsel karbonat (Ularca formasyonu) merceği içeren Bozköy formasyonunun kırıntılıları üzerinde geçişli olarak yer alır.

Yüzeylendiği her kesimde bir faya yaslı olarak yer alan birimde blokların boyları, faydan uzaklaştıkça küçülmekte, matriksinin oranı ise artmaktadır (Şekil 25). Ayrıca bu özelliğin yanısıra, bloklu çökellerin tek bir düzey halinde olmayıp bir kaç düzeyde tekrarlanması ve bu düzeyler arasında nisbeten daha az hareketli ortam ürünü kırıntılıların (Bozköy formasyonu) hatta dingin bir ortamın ürünü gölsel karbonatların (Ularca formasyonu) yer alması; Yayaköy formasyonunun bir grabenin güney kenarını oluşturan inceleme alanında, grabenin normal faylarına bağlı olarak yükselen horst alanlarından beslendiğini; birim içinde yer alan blokların cinsinin, horstlarda metamorfik birimlerin ve Dikili gurubuna ait volkanik birimlerin bulunduğunu ve bu faylanmaların tek bir dönemde gelişmeyip, progresif olarak geliştiğini göstermektedir.

5.2.4.2.2.2. Bozköy Formasyonu.

Birim, inceleme alanının batısında Bozköy ile Zeytindağ arasında kalan kesimde ve Çandarlı Körfezi doğusunda yer alan Bataklık Mahallesi dolayında ve güneyinde, ayrıca Karahıdırlı Köyü GDsunda yer alan Sofu Tepe etekleri boyunca Değirmencieli Köyü kuzeyinde yüzeylenir (Şekil 24).

Çandarlı Körfezi doğusunda kalan alanlarda, görünür tabanda çakıltaşı ve yer yer kumtaşı ile başlayan birim, metamorfik temelden türemiş kum boyutunda taneler içeren gölsel karbonatlara geçiş gösterir. Mercek konumundaki bu karbonatların üzerinde ise, sarı, gri renkli, ince ve kaba taneli kumtaşı ardalanması ile temsil edilen istif, tabaka ardalanması şeklinde geçişlidir. Kırıntılılar üstte ise Yayaköy formasyonuna ait bloklu düzeylere geçiş gösterir.

5.2.4.2.2.3. Ularca Kireçtaşı.

Birim, inceleme alanının batısında Bozköy ile Çandarlı Körfezi arasında kalan kesimde ve ayrıca Çandarlı Körfezi'nin doğusunda ve KD alanlarda Değirmencieli Köyü dolayında dar bir alanda yüzeylenmektedir (Şekil 24).

Çandarlı Körfezi doğusunda kalan alanlarda, Bozköy formasyonuna ait kırıntılılar arasında mercek konumunda yer alan birim, altta metamorfitlerden türemiş kum boyutunda kırıntı içeren gölsel karbonat düzeyleri ile başlar. Daha üstte açık gri-bej renkli, kalın-orta tabakalı, gastropodlu, killi, gölsel karbonat düzeylerine geçiş gözlenmekte ve bu düzeylerde yer yer çakıltaşı seviyelerine

de rastlanmaktadır. İstif üste doğru tabaka ardalanması şeklinde Bozköy formasyonunun kırıntılılarına geçmektedir.

Bölgede, metamorfik temel ve Geç Burdigaliyen-Tortoniyen yaşlı volkanik-çökel kaya birimlerinden oluşan Dikili gurubu üzerinde yer alan Zeytindağ gurubuna ait graben dolgusu çökelleri; Dereköy bazaltları (9-3 my yaşlı) tarafından örtülmektedir. Bu durumda, Bergama'nın güneyinde bir grabenin güney kenarı üzerinde yer alan bölgede, graben dolgusu çökelleri Tortoniyen'den sonra, geç Pliyosen'den önce oluşmuştur.

5.2.4.2.2.4. Dereköy Bazaltı.

İnceleme alanının batısında Karahıdırlı Köyü güneyinde yer alan Cevaplık Köyü'nde ve bunun GBsındaki Sofu Tepe'de; Zeytindağ doğusunda; inceleme alanının doğusunda ise Değirmencieli Köyü güneyinde yüzeylenen birim (Şekil 24), Akyürek ve Soysal (1983) tarafından Dededağ bazaltı olarak adlanan birimin eşdeğeridir.

Dereköy bazaltı inceleme alanı içinde gözlenen son volkanik ürünü oluşturur. Graben dolgusu birimlerinin çökelimini denetleyen ve horstları yükselten faylar zaman içinde yeniden yeniden aktif hale geçerek bu lavların yüzeylenmesine neden olmuştur. Bölgedeki tüm birimleri kesen ve üzerlerine akan bu bazaltlar Ercan vd (1984b,c)'e göre, Pliyo-Kuvaterner yaşındadır. Borsi vd. (1972), Ercan vd. (1995), Yılmaz (1994, yayınlanmamış yaş verisi) ise, birimden 9 ile 3 my yaş elde etmişlerdir.

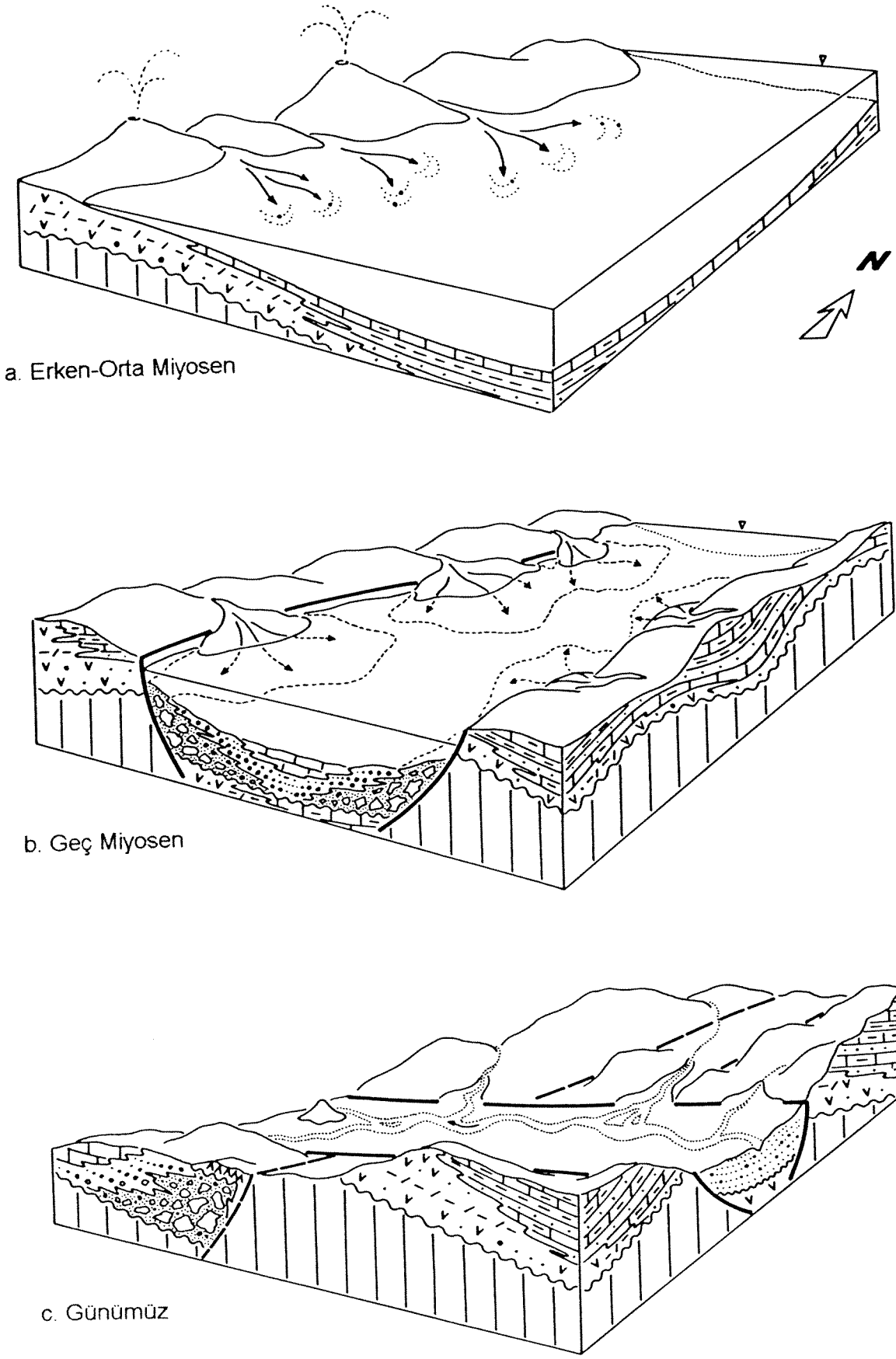
5.2.4.3. Yapısal Jeoloji.

Bergama Grabeni'nin kuzey ve güneyinde yeralan horstlarda, görülen jeolojik ve yapısal unsurlar, Edremit Grabeni'nin kuzeyindeki bölgede tanıtılana yakın benzerlik sunar. Bu alanda da bölgenin en genç yapısal unsuru az çok D-B gidişli Bergama (Bakırçay) grabenidir (Şekil 22 ve 26). Bu graben kuzey ve güneyindeki horstlarda görülen yapısal unsurları ve kaya gruplarını keser (Şekil 22). Bu nedenle Bergama Grabeni'nin gelişimi kesin olarak Üst Miyosen–Pliyosen yaşlı bu istifler ile bu istiflerin gelişimini denetleyen fay unsurlarından gençtir. Bergama Grabeni'nin açılmasından önce, Geç Miyosen'de KD–GB gidişli horstlar; örneğin Kozak ve Maruflar horstları ve bu horstların sınırladığı grabenler; Zeytin Dağı, İvrindi grabenleri ve Dikili–Burhaniye depresyonu gelişmiştir (Şekil 26B).

Bu fay sistemlerinin Erken–Orta Miyosen döneminde tıpkı Ezine horstu çevresinde olduğu gibi, granit sokulumlarının yönünü ve volkan çıkış yerlerini denetlemiştir (Şekil 22, 24 ve 26A). Daha sonra bu fay sistemlerinden bazıları Geç Miyosen'de canlanıp aktif hale gelerek egemen horst ve graben uzanımlarını sınırlamıştır.

Bergama yöresinde Alt–Orta Miyosen çökelleri bölgesel ölçekte hemen tüm yüzeyi kapsayan geniş bir yayılım göstermiştir. Bunların yayılımı tanıtılan alanların sınırlarının çok dışına taşar. Örneğin doğu yönünde Soma Havzası'na ulaşır.

Alt–Orta Miyosen istifi, bu bölgede de sıkışmalı bir tektoniğin etkisinde deforme olmuş, kıvrılmış ve bir çift (conjugate) yanal atım bileşenli faylarla kesilmiştir. Bergama KD'sunda kalan bölgede üç farklı yönde gelişmiş fay sistemleri vardır. Bunlar KD-GB, K-G ve KB-GD doğrultulu faylardır. KD-GB ve KB-GD gidişli olanlar olasılıkla aynı dönemde (Erken-Orta Miyosen) eşlenik (conjugated) fay çifti olarak, K-G gidişli olanlar ise daha sonra (Geç Miyosen-Pliyosen) meydana gelmiş ve önceki iki fay sistemini kesmiştir. Üç fay grubundan egemen olan KD-GB doğrultulu olanlardır. Muhtemelen KD-GB ve KB-GD yönlü faylar aynı dönemde gelişmesine rağmen bölgede yapıyı denetleyen faylar birinci grup faylardır.



Şekil 26. Bergama Grabeni ve çevre alanlarının jeolojik gelişimini açıklayan taslak blok diyagramlar (Yılmaz vd., 1997'den).

Bölgenin günümüz morfolojisi tümüyle Neojen faylarıyla denetlenmiştir. Uzunlamasına sırtlar, tepeler ve küçük akarsu yatakları tipiktir. İnceleme alanında Bakırçay vadisi K'inde kalan alanlarda ana dere yatakları yaklaşık K-G veya KD-GB yönlüdür ve yapısal gidişlere verevdir. Ancak, fayların Alt-Orta Miyosen havzasını denetlediklerine dair herhangi bir veri inceleme alanından derlenememiştir. Bunun yanında özellikle KD-GB doğrultulu olan fayların Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı üst göl havzasını denetledikleri saptanmıştır. Geç Miyosen'de fay aktivitelerinin arttığı ve fay morfolojisi ile ilişkili alüviyal yelpaze-yelpaze deltası vb. ortamlarda iri kırıntıların geliştiği görülmektedir.

5.2.4.4. Bölgenin Tektonik Evrimi.

Kozak Dağı ve Bergama düzlüğünü çevreleyen alanların incelenmesi sonucunda bölgenin yapısal özelliklerinin aşağıdaki gibi olduğunu ortaya koymuştur.

Bölge horst ve grabenlerin oluşturduğu bloklar halindedir. Bunlar KKD-GGB gidişlidir (Şekil 26). Horstlar, Kozak horstu ve Maruflar horstudur. Grabenler ise bu horstları belirleyen, onlara bitişik konumdaki; a) Ayvalık-Burhaniye grabeni, b) Zeytindağ grabeni, c) Örenli-Eğiller (İvrindi) grabenidir (Şekil 26).

Bu az çok KKD-GGB gidişli bu yapılar, Bergama düzlüğünün içinde yerleştiği D-B gidişli çok genç bir yapısal çukurluk tarafından biçilmiştir (Şekil 26C). Bu genç alçalım alanına göre KKD-GGB uzanımlı tüm horst ve grabenler askıda kalmıştır. KKD-GGB gidişli fay sistemleri de, bu genç yapısal alçalımla biçilmekte ve sonlanmaktadır. Bergama grabeni olarak adlanan bu genç alçalım, kompleks bir yapıdır.Özellikle grabenin kuzey kenarı çok genç bir morfoloji sergilemektedir. Grabeni oluşturan faylar, doğuda DKD-BGB gidişli, batıda ise BKB-DGD gidişli olup (Şekil 22B), bu iki sistem birlikte bir çift (conjugate) fay sistemi halinde çalışmıştır. Faylar önemli derecede düşey atıma ve yanısıra doğrultu atıma sahiptir. Bu fay çifti birlikte K-G bir tansiyonel sistemin içinde bölgeyi biçerek Bergama grabenini açmaktadır. Bu gerilmenin sonucunda Çandarlı yöresindeki blok, ana kütleden kopup ayrılmağa başlamıştır (Şekil 21).

Bergama Grabeni'nin yaşı, KKD-GGB horst ve sistemini kesip parçaladığına göre bu sistemden daha gençtir. Bu bakımdan Pliyo-Kuvaterner olarak verilebilir. Bu sistemle yaşıt ve ilişkili volkanizma yoktur.

İnceleme alanının ayrıntılı incelenmesinden ortaya konulan sonuçlara göre bölgenin jeolojik gelişiminin ana evreleri aşağıdaki gibi özetlenebilir.

Bölgede metamorfik yaşlı temel kayaları üzerinde gölsel kireçtaşları ve şeyllerin egemen olarak yeraldığı bir ortak çökel dizi vardır. Bu istifin yaşı Alt Miyosen'e inmektedir. Bu istifin varlığı, o dönemde bölgede çok geniş yörelerin düzgün ve düzenli bir morfolojik örnek sergilediğini göstermektedir. Bu çökeller düşük enerji ortamında gelişmiş olup, çevre alanlarda süreklidir. İlk volkanizma bu çökellerle yaşıt olarak gelişmiş ve onlarla ardalanmaktadır. Volkanizmanın az çok KKD-GGB gidişli kırık sistemlerini kullandığı anlaşılmaktadır. Bu kırıkların varlığı bölgenin KKD-GGB açılma çatlaklarının gelişimine müsait bir yapısal nitelikte olduğunu göstermektedir. Alt-Orta Miyosen çökellerinin ve volkanizmasının Ege'deki güncel D-B gidişli grabenlerle eş yaşta olduğuna dair bu yörelerde hiç bir veri yoktur. Tersine bu alt Neojen havzalarının D-B gidişli havzalardan açıkca daha yaşlı oldukları görülmektedir. D-B havzaların açılmasıyla KKD-GGB gidişli horst ve garbenlerle bunlarda yer alan istif askıda kalmıştır (Şekil 26C).

Erken Miyosen'de başlayan çökelme ve volkanizma (Şekil 26A) Orta Miyosen'de de sürmüştür. Volkan çıkış merkezlerinin dizildiği KD-GB gidişli kırıklar ve onların yakın dolaylarında morfolojik düzensizlikler gelişmiş ve topografya arızalanmıştır. Bu alanlarda gölsel çökleme ortamı çoğunlukla yok olmuştur. Volkanik merkezlerden uzaklaşıldıkca, birbirleriyle

ilişkili olan göl-akarsu düzlükleri varlıklarını korumuş ve bu alanlarda çökellerin gelişmesi sürmüştür.

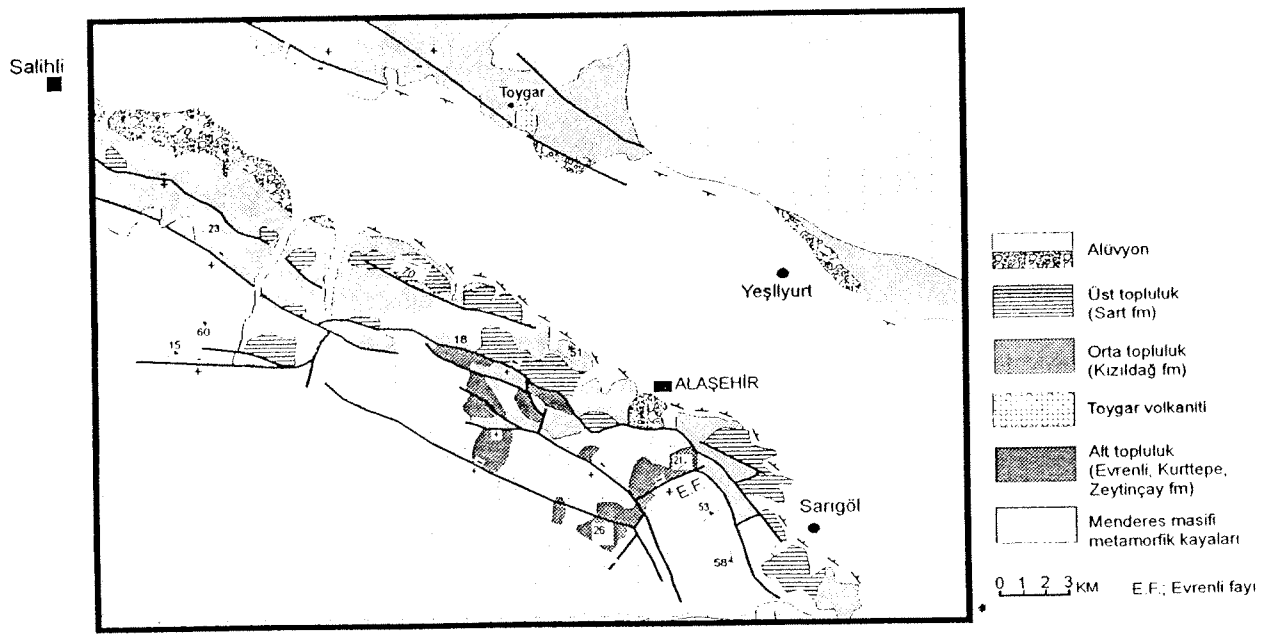
Geç Miyosen'de bölge az çok KD-GB gidişli faylara bağlı olarak yeni bazı horst ve grabenler gelişmiştir. Bu dönem çökellerinin fasiyes geçişleri, tümüyle K-KD doğrultulu faylara yaslı ve fay kontrolünde gelişmiş olup, bu örnek, sahada açıklıkla görülmektedir. Fay düzlemleri önünde fay göğüslüklerinden başlayıp, uzağa doğru tedricen gölsel kırıntılı çökellere ve kireçtaşlarına geçiş izlenebilmektedir (Şekil 26B). KKD-GGB graben havzaları dar (birkaç km) ve uzun oluklar halindedir. Sadece B kesimde Ege Denizi'yle örtülü alanlarda ve batı yönünde ne kadar devamlı oldukları bilinmemektedir. Çünkü su örtüsü altında bu sorun incelenmemiştir (Şekil 22B).

KD-GB graben gelişim sistemi içinde volkanizma etkinliği bariz biçimde azalmış sadece birkaç küçük bazalt lav akıntılarına özgü kalmıştır. Bu dönemde andezitik volkanizma tümüyle bitmiştir. Bu graben gelişimi Geç Miyosen-Pliyosen boyunca sürmüştür.

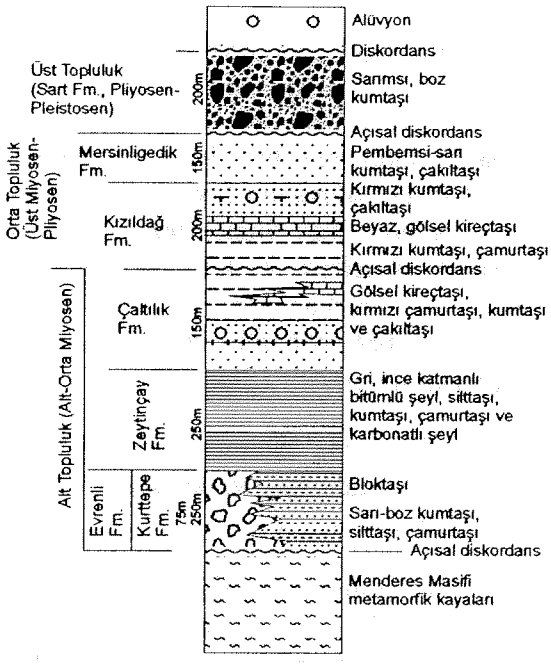
KD-GB gidişli yapı unsurları Geç Miyosen'den sonra D-B graben gelişimi ile parçalanarak süreklilikleri kesintiye uğramıştır (Şekil 26C). D-B grabenlere göre bu yapısal alçalımın iki tarafında askıda kalmışlardır. Pliyo-Kuvaterner yaşlı D-B gidişli graben gelişimi döneminde de volkanizma gelişimi yoktur.

5.2.5. Gediz (Alaşehir) grabeni ve dolayının jeolojisi.

Alaşehir-Salihli-Adala yöresinde KBB-GDD yönlü bir graben havzası yer alır (Şekil 4, 27). Alaşehir ya da Gediz grabeni adı verilen bu graben yaklaşık 150km boyunda ve 10-20km genişliğindedir. Bu koridor batı Türkiye'nin Tersiyer kabuk gerilmesinin kayıtlarının en iyi korunduğu bir örnektir. Alaşehir-Salihli arasında, grabenin KB-GD yay biçimli bir uzanımı vardır. Menderes masifi üzerinde açılan bu graben havzasının (Şekil 13) kırılgan deformasyona uğramış tavan bloğunda Erken Miyosen'den günümüze, terrijen klastik kayaların egemen olduğu, ortalama 2500 m kalın çökel bir istif vardır. Grabenin K ve G bölümlerinde yüzeylenen istiflerin stratigrafik, litolojik ve yapısal unsurlarının farklı oluşu bu grabenin asimetrik olduğunu gösterir.



Şekil 27. Gediz (Alaşehir) Grabeni ve çevresinin jeoloji haritası. E.F: Evrenli Fayı (Yılmaz vd., 1997a'dan).



Şekil 28. Gediz (Alaşehir) Grabeni ve çevresinin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti(Yılmaz vd., 1997a'dan değiştirilerek).

5.2.5.1. Alaşehir grabeni güneyinin jeolojisi.

Alaşehir güneyinde temelde Menderes Masifi'nin metamorfik kayaları yüzeylenir (Şekil 27). Onun üzerinde, Neojen yaşlı karasal çökel istifler yer alır. Neojen istiflerinde birbirinden uyumsuzluk düzlemleri ile ayrılan alt, orta ve üst topluluklar ayırtedilir (Şekil 28).

5.2.5.1.1. Alt Topluluk .

Alaşehir güneyinde yüzeylenen bu topluluk KKD-GGB uzanımlı Evrenli Grabeni'nin çökel dolgusudur. Bu topluluk birbirleriyle geçişli dört ayrı formasyondan oluşur.

5.2.5.1.1.1. Evrenli Formasyonu

Formasyon tipik olarak Alaşehir İlçesi güneyinde Evrenli Köyü ve çevresinde mostra verir. Başlıca bloktaşı (boulder) ve çakıltaşından oluşan birim alt topluluğun tabanında ve bazı kesimlerde arasında yer alır (Şekil 28).

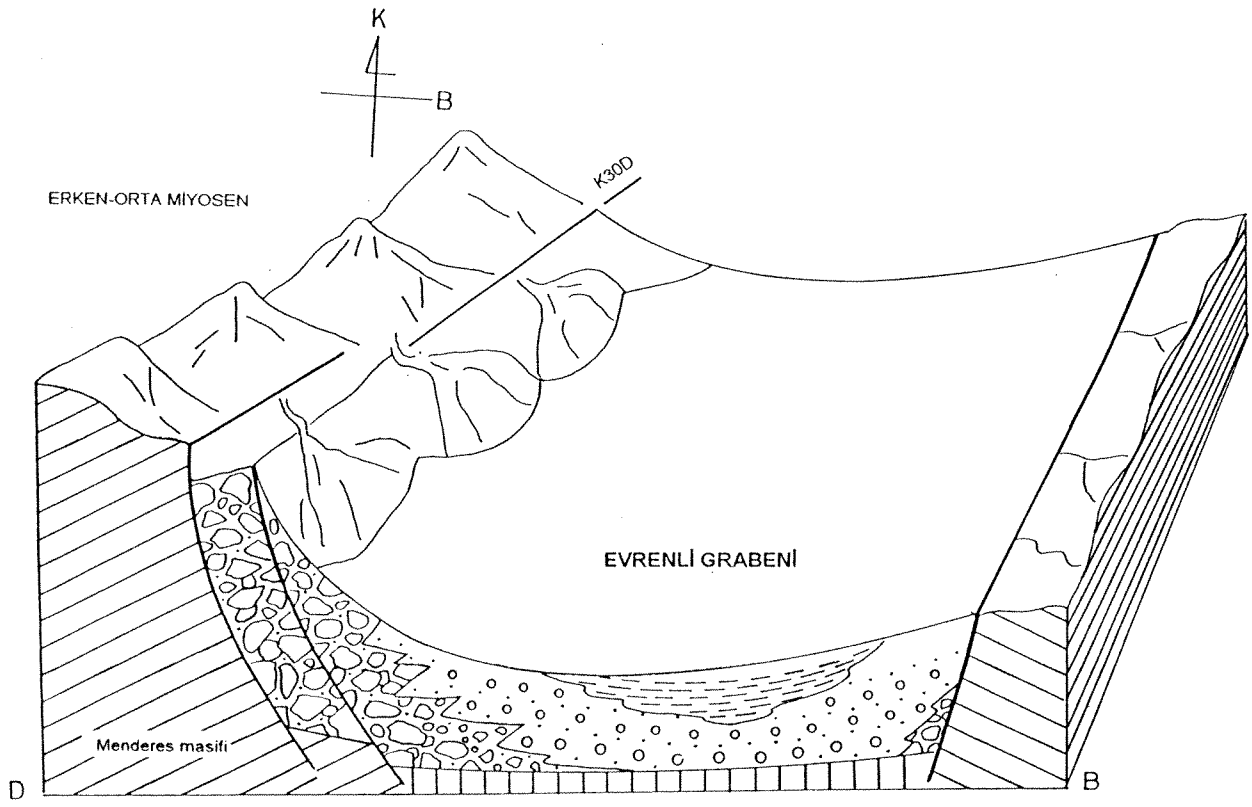
Evrenli Köyü kuzeyinde alt topluluğun tabanında yer alan formasyon iri breşik bloktaşı ve çakıltaşından oluşur. Birim gri-kahverengi renkli, belirsiz, kalın katmanıdır. Zayıf-çok zayıf boylanmış taneler köşeli ve gelişi güzel dağılmıştır. Tane boyları genellikle 10-80cm arasında değişir ve tümüyle temeldeki masifin şist ve gnayslarından türemiştir. Birimin bu düzeydeki kalınlığı 60 m dolayındadır.

Formasyon, Evrenli Tepe dolayında alt topluluğun tabanında değil içinde yer alır. Bu mevkiide altta Kurttepe formasyonunun kumtaşı-çamurtaşı-şeyl ardalanmalı düzeyi üzerinde erozyonal bir tabanla başlayan birim yaklaşık 40 m kalınlığındadır. Yaklaşık K-G uzanımlı bir mostra örneği sergileyen formasyon batı yönünde kamalanarak sonlanır.

Formasyon doğuda Evrenli Köyü doğusundaki K20D gidişli Evrenli Fayı ile sınırlanır (Şekil 27). Birimin bir kenarının bu fay ile sınırlanıyor olması ve faya yakın kesimlerde daha iri taneli-köşeli olması çökelmesinden, Evrenli Fayı'nın sorumlu olduğunu ortaya koyar. Çökelme ortamı Evrenli Fayı'na bağlı yüksek eğimli bir alüviyal yelpazedir. Fay dikliği boyunca oluşan yamaç dökütüsü, moloz akması ve yer kayması çökelleri doğudan batıya doğru akmıştır. Yelpaze çökelleri batı yönünde, yanal olarak gölsel kumtaşı-çamurtaşı-şeyl ardalanmalı birimlere geçer (Şekil 29).

5.2.5.1.1.2. Kurttepe formasyonu .

Başlıca çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı ve şeyl ardalanmasından oluşan formasyon tipik mostrasını Alaşehir güneyindeki Kurttepe Mahallesi çevresinde verir. Kumtaşları sarı-bej-yeşil renkli, ince-orta, belirgin paralel katmanlıdır. İnce-iri kum boylu olan kumtaşlarının ortalama bileşimleri litik govak, feldispatik grovak ve litik arenittir. Çamurtaşı-şeyl yeşilimsi gri-kahverenkli, belirgin ince-orta yarı paralel katmanlıdır. İstifin özellikle alt düzeylerinde örneğin, Evrenli Köyü K'inde yol yarmasında ve köyün doğusunda dolaylarında 10-15cm kalınlığında merceksi, parlak linyit düzeyleri yer alır.



Şekil 29. Evrenli Grabeni'nin gelişme dönemindeki konumunu gösteren taslak blok diyagram (Yılmaz vd., 1997a'dan).

İnceleme alanı G'inde Kurttepe ve Lülüllük Kaya yöresinde formasyon tabandaki Evrenli formasyonu üzerinde tedrici geçişli olarak bulunur. Çakıltaşının egemen olduğu çakıltaşı-kumtaşı ardalanmasından oluşan birim 20-25m kalınlığındadır (Şekil 28). Bu formasyona kumtaşının egemen olması, tabanda alüviyal yelpaze çökelleri ile (Evrenli fm), tavanda ise gölsel birim ile (Zeytinçay fm) geçişli olması, birimin yelpaze deltası ve sığ gölde çökeldiğini gösterir. Bölgede Erken Miyosen'de yaklaşık K10-20G gidişli ve faylarla denetlenen gölsel havzalar biçimlenmiştir. Faylardan ve havza kenarlarından uzak alanlarda göl içinde kumtaşı-çamurtaşı ardalanmalı birimler çökelmiştir. Havza kenarı fayların dönem dönem reaktivasyonları ile havza yelpaze deltası ile beslenmiş (örneğin, Evrenli Tepe çevresindeki bloktaşı ve çakıltaşları) ve sahilden havza içine doğru ilerleyen çakıl boylu gereç, ince taneli kırıntılar ile ardalanmıştır. Linyitler, delta ve yelpaze önü ortamın dağıtıcı kanal arası bataklıklarda oluşmuştur (Şekil 29).

5.2.5.1.1.3. Zeytinçay Formasyonu.

Başlıca kumtaşı-silttaşı-şeyl ardalanmalı formasyon alt topluluğun üst düzeylerine karşılık gelir. İstif görünür tabanda belirgin ince-orta paralel katmanlı kumtaşı-silttaşı-şeyl ardalanması ile başlar (Şekil 28). İstife alt düzeylerde şeyl, üst düzeylerde ise kumtaşı egemendir. Şeyllerin önemli bir bölümü laminalı ve petrollü şeyl özelliğindedir. Birimin alt düzeylerinde küçük ölçekli kayma-oturma yapıları ve konvolüt katmanlanma gelişmiştir.

Osmaniye Köyü-Kirazalan Mahallesi yol güzergahında birim metamorfik temel üzerine uyumsuzlukla gelmektedir (Şekil 28). İstif alt düzeylerde sarı-gri renkli, ince katmanlı, bol mikalı litik grovak ile başlamaktadır. Birimin orta ve üst düzeyleri ince katmanlı bitümlü şeyl-kumtaşı-silttaşı ardalanmasından oluşur. Birimin üst düzeyleri gri-sarımsı kahverengi renkli, ince katmanlı şeyl-çamurtaşından oluşur. Tepenin güneyinde birimin üzerinde düşük açılı uyumsuzlukla Kızıldağ

formasyonun çakıltaşları yer alır. Açıklanan özellikleriyle bu birim alt topluluğun, derinlerinde çökelmiş ıraksak türbidit fasiyesine karşılıktır. Birimdeki petrollü şeyl fas enerjili, redükleyici ortamda çökelmeyi gösterir. Bu da organik üretim ve korunm açıklarında ve derinde en fazla olduğunu gösterir.

5.2.5.1.1.4. Çaltılık Formasyonu.

Başlıca çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı ardalanması ve kireçtaşı arakatkıları içeren tipik olarak Çaltılık Köyü kuzey ve doğusunda yüzeylenir. Formasyon tabanda formasyonu üzerinde geçişli olarak çakıltaşı-kumtaşı ardalanması ile başlar. Kumtaşlar kahve-gri renkli, belirgin orta-kalın dalgalı katmanlıdır. Başlıca litik grovak bile kumtaşlarının boylanması ortadır. İstifin alt düzeylerinde kumtaşı, üst düzeylerinc egemendir. Yine alt düzeylerde gri, yeşil, açık kahve renkli olan birimde, üst düzeyle kırmızı renkler egemen olur. Formasyonun üst düzeyinde merceksi mikritik kireçtaşı yer alır. Kireçtaşı beyaz-bej renkli, belirgin orta dalgalı katmanlıdır. Kireçtaşının kalınlığı 35m dir. Alt topluluğun en üst düzeyini oluşturan formasyon, tabanda formasyonu ile uyumludur. Tavanda ise Kızıldağ formasyonu ile düşük açılı uyumsuzlu Birimin toplam kalınlığı yaklaşık 80 m'dir. Formasyon bölgede yer alan gölün dolı yansıtır. Çünkü istifte tane boyu üste doğru irileşir ve bu birimin daha üstünde açık gö bir birim bulunmaz. Bu dönemde debisi yüksek akıntılarla düşük enerjili göl ortamına taneli gereç taşınmış ve havza hızla doldurulmuştur. Alt topluluğun oluşum ortamları olunursa; Evrenli formasyonu; yüksek eğimli gravite egemen yelpaze, Kurttepe forma göl kenarı, Zeytinçay formasyonu; derin göl, Çaltılık formasyonu; sığ göl-düşük eğii egemen alüviyal yelpaze ortamlarını temsil eden veriler sunmaktadır.

5.2.5.1.2. Orta Topluluk.

Başlıca kırıntılı kayaların egemen olduğu orta topluluk birbiriyle geçişli iki ayrılmıştır (Şekil 28).

5.2.5.1.2.1. Kızıldağ Formasyonu.

Sahada kırmızı, bordo alacalı rengi ile hemen dikkat çeker. Başlıca çakıltaş çamurtaşı ardalanmasından oluşur. İstifte çakıltaşı-kumtaşı ardalanması egemendir. bordo- kırmızı-gri-yeşil renkli, orta-kalın paralel katmanlıdır. Tane destekli çakıllar ye yapı ve belirsiz derecelenme sunar. Çakıllar hemen tümüyle metamorfik kökenli şist ve ş türemiştir. Tane çapları 5-15cm arasında değişir. Zayıf boylanmış çakıllar, yuvarlaklaşmış ve orta küreselliktedir. Formasyon, tabanda metamorfik masif üzerin topluluk üzerinde uyumsuzlukla oturur. Tavanda ise Mersinligedik formasyonu ile Formasyon yaklaşık 400 m kalınlığındadır. Saha gözlemlerine ve önceki çalışmacıların 1987, Cohen vd., 1995) bulgularına göre birim akarsu-alüviyal yelpaze ortamında çö İstifin, bu dönemde gelişen ve güneyden beslenen yelpazeler ve akarsular, şevl nedeniyledir. Cohen vd. (1995) bölgede yaptıkları çalışmada birimden D-B ve KB-GD verileri bulmuşlardır. Bu ölçüler, inceleme alanımızda ölçtüğümüz KB-GD paleoakıntı uyumludur. Üst düzeylerde çakıltaşının giderek egemen olması bu dönemde olgun n hızla bozulduğunu ve engebenin arttığına işaret eder. Birimin üst düzeyleri yüksek y alüviyal yelpaze ve akarsu ortamlarının birlikte etkisi ile gelişmiştir.

5.2.5.1.2.2. Mersinligedik Formasyonu.

Orta topluluğun üst düzeylerinde yer alan formasyon başlıca çakıltaşı, kumtaşı çamurtaşından oluşur. İstifte kumtaşları egemendir. Gri-bej-pembe renkli kumtaşları b kalın paralel katmanlıdır. İnce-iri kum boylu taneler gevşek tutturulmuştur. Kumtaşları

formasyonun çakıltaşları yer alır. Açıklanan özellikleriyle bu birim alt topluluğun, açık gölün derinlerinde çökelmiş ıraksak türbidit fasiyesine karşılıktır. Birimdeki petrollü şeyl fasiyesi düşük enerjili, redükleyici ortamda çökelmeyi gösterir. Bu da organik üretim ve korunmanın gölün açıklarında ve derinde en fazla olduğunu gösterir.

5.2.5.1.1.4. Çaltılık Formasyonu.

Başlıca çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı ardalanması ve kireçtaşı arakatkıları içeren formasyon tipik olarak Çaltılık Köyü kuzey ve doğusunda yüzeylenir. Formasyon tabanda Zeytinçay formasyonu üzerinde geçişli olarak çakıltaşı-kumtaşı ardalanması ile başlar. Kumtaşları yeşil-açık kahve-gri renkli, belirgin orta-kalın dalgalı katmanlıdır. Başlıca litik grovak bileşimli olan kumtaşlarının boylanması ortadır. İstifin alt düzeylerinde kumtaşı, üst düzeylerinde çakıltaşı egemendir. Yine alt düzeylerde gri, yeşil, açık kahve renkli olan birimde, üst düzeylerde pembe, kırmızı renkler egemen olur. Formasyonun üst düzeyinde merceksi mikritik kireçtaşı arakatkıları yer alır. Kireçtaşı beyaz-bej renkli, belirgin orta dalgalı katmanlıdır. Kireçtaşının maksimum kalınlığı 35m dir. Alt topluluğun en üst düzeyini oluşturan formasyon, tabanda Zeytinçay formasyonu ile uyumludur. Tavanda ise Kızıldağ formasyonu ile düşük açılı uyumsuzlukla örtülür. Birimin toplam kalınlığı yaklaşık 80 m'dir. Formasyon bölgede yer alan gölün dolma evresini yansıtır. Çünkü istifte tane boyu üste doğru irileşir ve bu birimin daha üstünde açık göle ait başka bir birim bulunmaz. Bu dönemde debisi yüksek akıntılarla düşük enerjili göl ortamına giderek iri taneli gereç taşınmış ve havza hızla doldurulmuştur. Alt topluluğun oluşum ortamları özetlenecek olunursa; Evrenli formasyonu; yüksek eğimli gravite egemen yelpaze, Kurttepe formasyonu; göl-göl kenarı, Zeytinçay formasyonu; derin göl, Çaltılık formasyonu; sığ göl-düşük eğimli flüviyal egemen alüviyal yelpaze ortamlarını temsil eden veriler sunmaktadır.

5.2.5.1.2. Orta Topluluk.

Başlıca kırıntılı kayaların egemen olduğu orta topluluk birbiriyle geçişli iki formasyona ayrılmıştır (Şekil 28).

5.2.5.1.2.1. Kızıldağ Formasyonu.

Sahada kırmızı, bordo alacalı rengi ile hemen dikkat çeker. Başlıca çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı ardalanmasından oluşur. İstifte çakıltaşı-kumtaşı ardalanması egemendir. Çakıltaşları bordo- kırmızı-gri-yeşil renkli, orta-kalın paralel katmanlıdır. Tane destekli çakıllar yer yer binik yapı ve belirsiz derecelenme sunar. Çakıllar hemen tümüyle metamorfik kökenli şist ve gnayslardan türemiştir. Tane çapları 5-15cm arasında değişir. Zayıf boylanmış çakıllar, zayıf-orta yuvarlaklaşmış ve orta küreselliktedir. Formasyon, tabanda metamorfik masif üzerinde veya alt topluluk üzerinde uyumsuzlukla oturur. Tavanda ise Mersinligedik formasyonu ile geçişlidir. Formasyon yaklaşık 400 m kalınlığındadır. Saha gözlemlerine ve önceki çalışmacıların (Yağmurlu, 1987, Cohen vd., 1995) bulgularına göre birim akarsu-alüviyal yelpaze ortamında çökeltilmiştir. İstifin, bu dönemde gelişen ve güneyden beslenen yelpazeler ve akarsular, şevlerin varlığı nedeniyledir. Cohen vd. (1995) bölgede yaptıkları çalışmada birimden D-B ve KB-GD paleoakıntı verileri bulmuşlardır. Bu ölçüler, inceleme alanımızda ölçtüğümüz KB-GD paleoakıntı verileri ile uyumludur. Üst düzeylerde çakıltaşının giderek egemen olması bu dönemde olgun morfolojinin hızla bozulduğunu ve engebenin arttığına işaret eder. Birimin üst düzeyleri yüksek yatak eğimli alüviyal yelpaze ve akarsu ortamlarının birlikte etkisi ile gelişmiştir.

5.2.5.1.2.2. Mersinligedik Formasyonu.

Orta topluluğun üst düzeylerinde yer alan formasyon başlıca çakıltaşı, kumtaşı, silltaşı ve çamurtaşından oluşur. İstifte kumtaşları egemendir. Gri-bej-pembe renkli kumtaşları belirgin orta-kalın paralel katmanlıdır. İnce-iri kum boylu taneler gevşek tutturulmuştur. Kumtaşlarında yer yer

çapraz katman ve derecelenme gelişmiştir. Çakıltaşları belirsiz orta-kalın katmanlıdır. Çakıllar orta-iyi yuvarlaklaşmış, genellikle yassı ve uzun eksenleri katmana paralel dizilmiştir. İnce-orta çakıl boylu taneler matriks desteklidir.Çamurtaşı bej-yeşil renkli, belirgin ince katmanlıdır ve istifin %15-20'sini oluşturur. Formasyon tabanında yer alan Kızıldağ formasyonu ile uyumlu ve geçişlidir. Topoğrafik olarak üst kotlarda bulunan istifin toplam kalınlığı 150-200 m arasında değişir. Birimin litolojik özellikleri, engebeli bir morfolojide yer alan alttaki birime göre daha düşük enerjili, örgülü akarsu ve ıraksak alüviyal yelpaze ortamında gelişen bir çökelmeyi yansıtır.

Yılmaz vd. (1997a), Yağmurlu (1987), İztan ve Yazman (1990)'a göre orta topluluk Miyo-Pliyosen, Paton (1992)'e göre Tortoniyen-Mesiniyen, Seyitoğlu ve Scott (1994, 1996)'e göre ise Orta Burdigaliyen-Orta Serravaliyen yaşındadır. İnceleme alanının daha batısından orta topluluğun üst düzeylerinden (Göbekli fm), Emre (1996) tarafından derlenen gastropoda fosilleri (Dasiyen) Pliyosen yaşını vermiştir. Bizim gözlemlerimiz ve bölgesel korelasyon verilerine göre, bu birim alt topluluğun üzerinde uyumsuzlukla bulunması nedeniyle Orta Miyosen'den gençtir, olasılıkla Üst Miyosen-Pliyosen yaşındadır.

5.2.5.1.3. Üst Topluluk (Sart formasyonu).

Başlıca gri-bej-sarı renkli çakıltaşı, bloktaşı ve kumtaşından oluşan birim (Şekil 28) sahada morfolojideki dik yamaçlı tepeler ile tipiktir.

Birime egemen olan çakıltaşları belirgin kalın, yarı paralel katmanlı, zayıf-çok zayıf boylanmalı, tane destekli ve gevşek tutturulmuştur. Taneler egemen olarak temeldeki masifin gnays, kuvarsit ve şistlerinden derlenmiştir. Taneler yarı yuvarlaklaşmış orta-iri çakıl boyludur. Sık sık tane yönlenmesinin geliştiği çakıltaşlarında istifin üstüne doğru tane boyları ve katman kalınlıkları artar. Üst topluluk, alt topluluğu düşük açılı uyumsuzlukla üstler. Üst topluluk ile metamorfik temel arasındaki dokanak hemen her yerde K ve KD'ya eğimli normal faylıdır.

Üst toplulukdaki çökellerin bileşim, doku ve stratigrafik özellikleri G ve GB'dan beslenen alüviyal yelpaze ve yelpaze ile girik örgülü akarsu ortamını yansıtır. Cohen vd. (1995) bölgede yaptıkları çalışmada birimin alt düzeylerindeki küçük ölçekli kanallar ve imbrikasyona dayanarak paleoakıntı yönünü KKD olduğunu saptamışlardır. Birimin Kuzeyden güneye doğru gösterdiği kalınlık artışı üst topluluğu temelden ayıran fayın, çökelme boyunca aktifliğini korumuş bir büyüme fayı olduğunu belgeler.

Stratigrafik konumu, birimin, Pliyosen-Pleyistosen yaşında olabileceğini düşündürmektedir. Emre (1988), üst topluluğun üst bölümlerine paleontolojik verilere dayanarak Dacian (Erken Pliyosen) yaşını vermiştir. Ünay vd. (1995)'e göre ise birim Pleyistosen yaşlıdır. Birimin stratigrafik konumu, Geç Pliyosen veya sonrasında başlayıp Güncel'e kadar devam eden bir istifi temsil ettiği söylenebilir.

5.2.5.1.4. Alaşehir grabeni güneyinin yapısal özellikleri.

Alaşehir grabeni güneyinde farklı evrelerde gelişmiş üç farklı fay sistemi gözlenir (Şekil27). Bunlar;

- K30-40D doğrultulu olanlar
- K60-80B doğrultulu olan
- K15-70B doğrultulu olanlardır.

Her üç fay sisteminin de Neojen çökellerinin oluşumundan sorumlu oldukları anlaşılmaktadır. Bölgede Neojen çökellerinin güneydeki dağ sistemi içine doğru eğim kazanmalarının (back tilting) ve yerel diskordansların nedeni çoğunlukla bu faylardır.

5.2.5.1.4.1. K30-40D Doğrultulu Fay Sistemi.

Graben güneyinde az sayıda gözlenen bir fay sistemidir. Sisteme ait büyük faylardan birisi alt çökel topluluğu doğudan sınırlayan ve Evrenli Köyü GD'sunda yer alan Evrenli Fayıdır. Fay K30-35D gidişli ve KB'ya eğimli yüksek açılı normal bir faydır. Yaklaşık 4.5km uzunluğunda olan fay alt topluluk ile Metamorfik masif arasındaki dokanağı oluşturur. Evrenli Fayı Alt-Orta Miyosen havzasını açan ve havzanın doğu sınırını oluşturan fay konumundadır. Çünkü Evrenli formasyonunu oluşturan kaba konglomeraların gelişimini denetlediği açıktır. Alt topluluğu batıdan sınırlayan fayın ise birkaç yüz metrelik bir bölümü yüzeyde izlenir. Fayın büyük bölümü Soğukyurt Köyü güneyinde orta topluluğun altında kalarak izlenememektedir.

5.2.5.1.4.2. K60-80B Doğrultulu Fay Sistemi.

Alaşehir grabenin günümüzde görülen gidişine uyumlu olan ve orta topluluğun oluşumunu denetleyen fay grubudur. Bir sıyrılma (detachment) fayı niteliğindedir. K60-80B gidişli ve KD'ya düşük (15–20 ^{0}) açılarla eğimli olan bu fay, Salihli yöresinde orta topluluk mostralarının güneyini sınırlar (Şekil 27). Bu yörede fay ile oluşan taban bloğunda Menderes Masifi'ne ait kristalin temel, tavan bloğunda ise orta topluluğa ait çökeller yer alır. Ayrıca orta topluluğun korunmuş kesitlerinde, sedimenter fasiyeslerin dağılımı doğrudan sıyrılma fayının geometrisi ile ilgilidir. Fay boyunca orta topluluğa ait katmanlar faylara doğru 10-40^0'lik açılarla tilt olmuştur. Bu fay sistemi, masifin ilk yükselmesinden sorumludur. Bu nedenle masifin yükselmesine bağlı olarak öneyinde kırmızı karasal çökellerin (Orta topluluk) oluşum ve gelişimini denetlemiştir (Şekil 13). Bu yüzden fayın yaşı orta topluluğun çökelme yaşı olarak verilebilir. Bu yaş, aynı zamanda Bozdağ horstunun bugünkü dom konumuna ulaşma yönünde ilk yükselme evresinin de yaşıdır.

İnceleme alanında ana sıyrılma (detachment) fayı, Kayadibi Mahallesi güneyinde temeldeki Masif ile üzerindeki Evrenli formasyonu arasında gözlenmektedir. Fay düzlemi K30-40B ve 20GB konumludur. Fay düzlemi boyunca 15-20cm kalınlığında, yeşil renkli, yoğun makaslanmalı, ultramilonit nitelikli fay kili gelişmiştir.

Söz konusu detachment fayı B alanlarda Turgutlu çevresinde Örenköy-Gökgedik-Bozkır yöresinde, Salihli çevresinde Üçtepeler-Çamurhamamı-Allahdiyen yöresinde belirgin olarak izlenir.

5.2.5.1.4.3. K15-70B Doğrultulu Fay Sistemi.

Bölgedeki son tektonizma ile oluşan ve tavan bloğunu yüksek açılarla kesen faylar, bu sisteme aittir. K15-70B doğrultulu olan bu fay sistemi, Alaşehir Grabeni'nin genç dolgu çökelleri olan üst topluluğun oluşumunu sağlamıştır. Bu faylar Alaşehir batısında K70B, Alaşehir güneyinde D-B, Alaşehir doğusunda ise K15-25B doğrultuludur. Faylar arasında kalan bloklar Güneydeki dağ sırasından kuzey yönünde basamaklar halinde Alaşehir Grabeni'ne ulaşırlar.

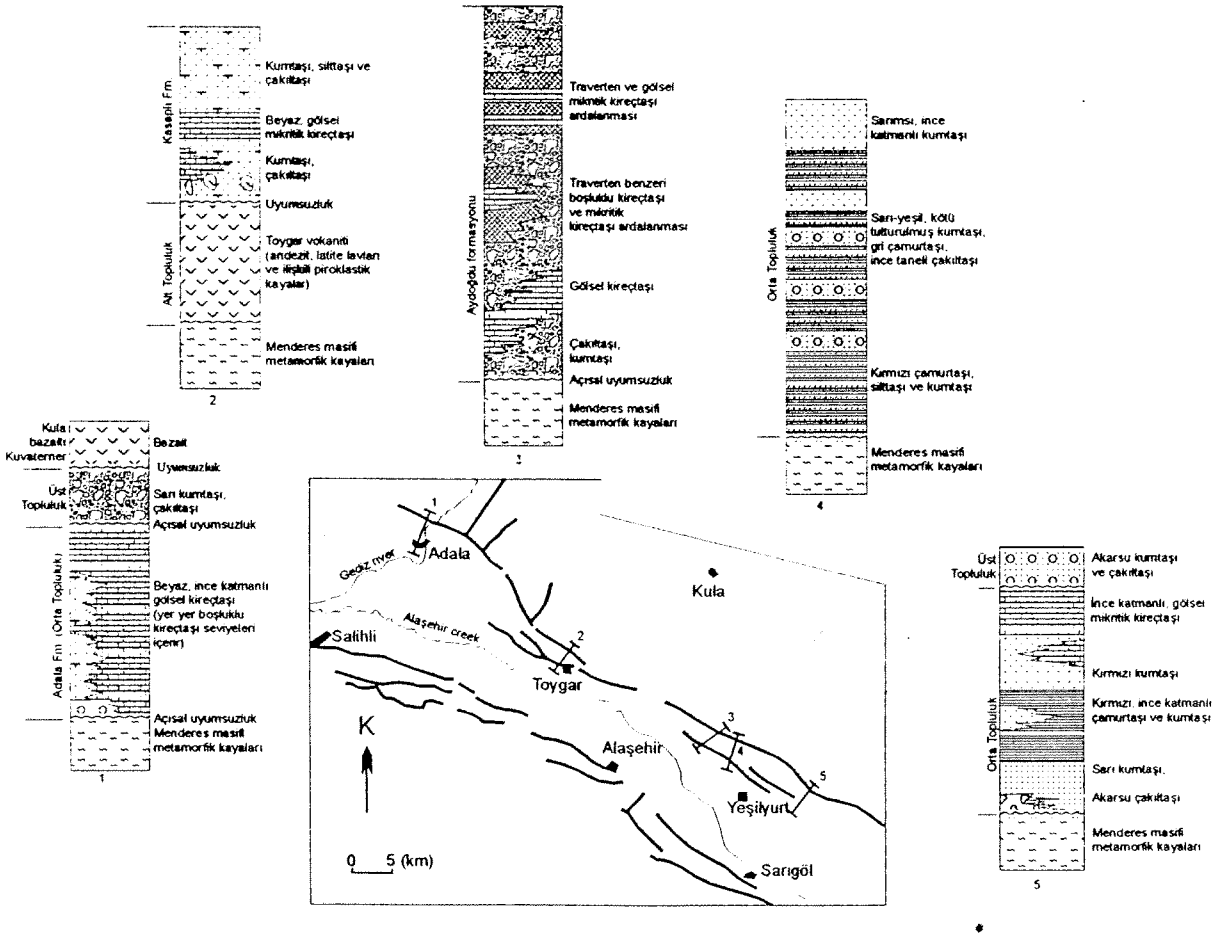
Üst topluluk ile metamorfik temel arasındaki dokanak genellikle faylıdır. Faya yakın alanlarda üst topluluğa ait katmanlar dağ yönünde ortalama 30^0 eğim kazanmıştır (backtilting). Bölgedeki üst topluluğun kalınlığını ve yayılımını denetleyen graben kenarı fayları, çökelme boyunca aktif olan sinsedimenter büyüme fayı özelliğini taşır. Grabenin bugünkü konumunda, üst topluluğun güncel graben dolgusuna göre Güneyde ve askıda kalmış olmalarına bakıldığında grabenin depolanma merkezinin zaman içinde bu fay sistemiyle Kuzeye doğru göç ettiği anlaşılmaktadır.

Alaşehir Grabeni'nin kuzey ve güney kenarları morfolojik ve yapısal yönden birbirinden farklıdır. Güney kenar dar vadiler ve yüksek eğimli yamaçlarla temsil edilen yüksek engebeli bir morfoloji sergilemektedir. Buna karşın kuzey kenar daha tatlı yamaçlarla temsil edilir.

Alaşehir grabeni kuzey ve güneyinde yapılan arazi gözlemleri kuzey kenarda faylanmanın güney kenardaki faylardan daha sonra başladığını göstermektedir. Bu faylara bağlı olarak Menderes Masifi'ni yükseltip, orta topluluğu oluşturan sıyrılma fay sisteminin gelişmesinden sonra, bölge yaygınca ve etkili bir aşındırmaya uğramıştır. Bu aşındırma düzlemi günümüzde değişik düzeylerde ve Bozdağ'ın üst kotlarında izlenmektedir. Bu aşındırma düzleminden olasılıkla hemen sonra, grabenin bu yöresi faylanarak, yükselen Menderes Masifi'nin kuzeyinde uzanan, geniş bir düzlüğü kuzeyden sınırlayarak, bugünkü Alaşehir Grabeni'nin belirli dar bir zonda sınırlanmasına yol açmıştır. kuzey kenar fayları aktivitelerini yitirirken, güney kenarda bugünkü sarp morfolojiyi oluşturan ve masifi bugünkü yüksek kotlara ulaştıran 3.grup fay sistemi gelişmeye başlamıştır. Böylece fay sisteminin etkinliği güneyde başlamış, kuzeye kaymış daha sonra grabenin tekrar güneyinde canlanarak devam etmiştir. Bunun sonucunda başta sadece Bozdağı yükselten ve kuzeyindeki alanı çökerten sıyrılma fay sistemi, kuzeydeki fayların gelişmesi ile Alaşehir grabeni olarak bilinen yapısal oluğun oluşmasına neden olmuştur. Bu genç faylar, sıyrılma fayını kesmiş ve ötelemiştir.

5.2.5.2. Alaşehir grabeni kuzeyinin jeolojisi.

Gediz gabeninin kuzey kanadı güney kanadından istif ve yapısal öğeler açısından farklılıklar sergiler. Bunun yanında grabenin kuzey kanadındaki istifler, yanal yönde birbirinden farklıdır (Şekil 30). Bu nedenle kuzey kanattaki istifler üç farklı alanda tanıtılacaktır.



Şekil 30. Gediz (Alaşehir) Grabeni'nin kuzey kenarında, farklı yörelerdeki istiflerin konumunu gösteren harita (Yılmaz vd., 1997a'dan).

5.2.5.2.1. Adala Yöresi.

Adala yöresinde Neojen yaşlı istif temeldeki Menderes Masifi'nin metamorfik kayaları üzerinde Adala kireçtaşı, Kasaplı formasyonu ve Kula bazaltı ile temsil edilir.

5.2.5.2.1.1. Adala Kireçtaşı.

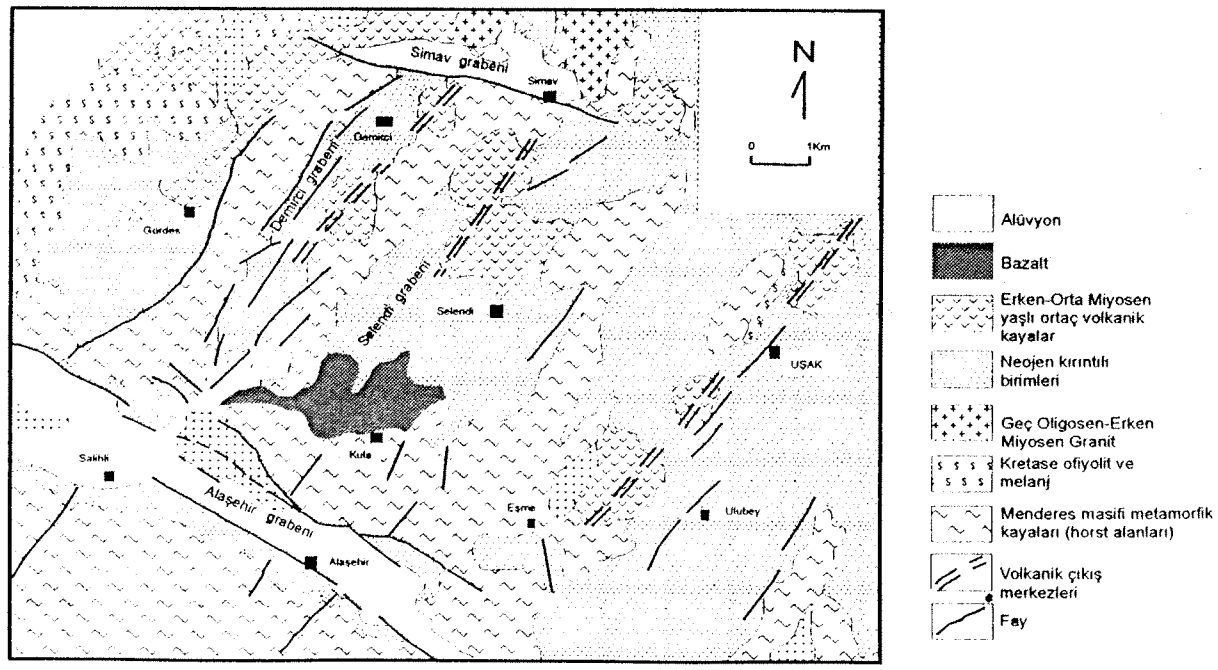
Başlıca kireçtaşından oluşan birim Adala Kasabası KD'sunda yaklaşık 10km^2'lik alanda yüzeylenir. Kireçtaşı, bej-beyaz renkli, belirgin orta-kalın paralel katmanlı ve serttir. Mikrit-killi mikrit bileşimli kireçtaşı, yer yer pizolit, küresel-silindirimsi-dallı budaklı tek veya kaynaşmış laminalı, kabuk parçaları içerir. Kireçtaşı, tabanda metamorfik kayalar üzerinde 5-10 cm'i geçmeyen ince kumlu bir düzey ile uyumsuz olarak oturur. Tavanda ise Kasaplı formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülür (Şekil 30). Birimin kalınlığı 150 m dolayındadır. Kireçtaşı sakin göl koşullarında çökelmiştir. Söz konusu bu göl, graben güneyindeki aktif kenardan uzak, engebenin az olduğu kırıntının gelmediği bir bölgede konumlanmıştır.

5.2.5.2.1.2. Kasaplı Formasyonu.

Çakıltaşı, kumtaşı ardalanmalı ve kireçtaşı arakatkılı birim Alaşehir Grabeni'nin kuzey kanadında yaygınca yüzeylenir. İstif tabanda kırmızı-pembe-kahverengi renkli, belirsiz orta-kalın katmanlı çakıltaşları ile başlar. Şist, gnays, kuvarsit ve kireçtaşından derlenmiş olan orta-iri boylu çakıllar zayıf-orta yuvarlaklaşmış ve zayıf boylanmıştır. Çakıltaşları üste doğru kumtaşları ile ardalanırlar. Kumtaşları, bej-gri renkli, belirgin ince-orta katmanlı, belirsiz derecelenmeli ve gevşek tutturulmuştur. İstifin özellikle üst düzeylerinde bej-beyaz renkli, orta katmanlı, bol erime boşluklu mikritik kireçtaşı arakatmanları yer alır. Formasyon tabanda metamorfik masif ve Adala kireçtaşı üzerinde uyumsuz olarak bulunur. Birimin kalınlığı 150-200 m civarındadır. Formasyon, Emre (1996)'ye göre Pleyistosen yaşındadır. Birim yüksek enerjili örgülü akarsu ortamında çökelmiştir. Kırıntı gelişinin durduğu geç evrede küçük sığ gölsel alanlarda kireçtaşı çökelebilmiştir.

5.2.5.2.1.3. Kula Bazaltı.

İnceleme alanında çıkış merkezlerinin izlendiği, geniş bir alana yayılmış (Şekil 31) ve uzaktan siyah rengi ile göze çarpan bazalt yer alır. Bazaltın üzeri toprak ve bitki örtüsünden yoksundur.



Şekil 31. Gediz ve Simav grabenleri arasındaki alanın jeoloji haritası.

Tabanda birkaç cm'lik pişme zonu ile başlayan birim, altta 5-10 m kalınlığında bazaltik kül, üzerinde 2-3m'lik vesiküler gaz boşluklu bazalt akma breşi ve 50 m kalınlığında bazalt lavı ile son bulur. Lavlarda olivin ve hornblend fenokristalleri gözle tanınmaktadır. Alkali olivin bazalt bileşimli (Ercan, 1982) olan bazaltlar üç ayrı evrede püskürmüşlerdir (Ercan, 1982). Bazaltların birinci evresi 1.1 my. (Borsi vd., 1972), ikinci evresi 100.000 yıl, üçüncü evresi ise 10 000-12000 yıl önce oluşmuştur (Erinç, 1970; Tekkaya, 1976, Bunbarry, 1992).

5.2.5.2.2. Toygar Bölgesi.

Toygar Köyü ve çevresi Gediz Garbeni kuzeyinde Miyosen volkanizmasının mostra verdiği tek yöredir (Şekil 30).

5.2.5.2.2.1. Toygar Volkaniti.

Toygar Köyü çevresinde Neojen istifinin görünür tabanında andezit-latit-dasit bileşimli volkanik kayalar yer alır. Bunlar K30-40D gidişli kırıklardan çıkan ve dom konumlu bir volkanik çıkış merkezidir. Volkanitler yeşil, bej, ve pembe renkleri ile göze çarpar. Porfiritik dokulu lavlarda plajioklas ve hornblend fenokristalleri gözle seçilir.

Volkanit metamorfik masif üzerinde uyumsuz oturur. Tavanda ise Kasaplı formasyonu ile uyumsuz örtülür. Yaklaşık 1.5-2km^2'lik bir alanda yüzeylenen volkanitin mostra gidişleri yaklaşık K30-40D'dur. Volkanik kayaların görünür kalınlığı 100 m dolayında, yaşı ise 15 my dır (yaynlanmamış veri, M. Yazman, sözlü görüşme, 1996; G. Seyitoğlu sözlü görüşme, 1996; T. Ercan sözlü görüşme, 1996) verilmiştir.

5.2.5.2.2.2. Kasaplı Formasyonu.

Formasyon başlıca çakıltaşı, kumtaşı ve kireçtaşından oluşur. İstif tabanda genellikle pembe-kahverengi renkli, belirgin orta-kalın katmanlı çakıltaşı ile başlar. Orta-İri boylu, zayıf boylanmalı, yuvarlak-yarı yuvarlak çakıllar yer yer binik yapılıdır. Çakılların %90'ı metamorfitlerden %10'u ise kireçtaşı ve andezit-latit türü volkanitlerden derlenmiştir.

Toygar Köyü kuzeyinde istif tabandaki Toygar volkaniti üzerinde volkanit elemanlı 1m kalınlığında bej-pembe renkli çakıltaşı-kumtaşı ile başlar. Bu düzeyin hemen üzerinde 5-6m kalınlığında bej-beyaz renkli belirgin orta-kalın katmanlı, yer yer silisleşmiş mikritik kireçtaşı yer alır. Formasyon üstte çakıltaşı-kumtaşı ardalanması ile devam eder. İstifin farklı kesimlerinde ince mikritik kireçtaşı arakatmanları yer alır.

Birim tabanda Metamorfik masif ve Toygar volkaniti üzerinde açısal uyumsuzlukla bulunur. Toygar kuzeyinin kuzeyinde ise masif ile Kasaplı formasyonunun ilişkisi faylıdır. Bu yörede birimin kalınlığı 400 m dolayındadır.

5.2.5.2.3. Aydoğdu Bölgesi

5.2.5.2.3.1. Aydoğdu Formasyonu.

Alaşehir Grabeni'nin bu bölümünde Neojen istifi çakıltaşı ve traverten ile temsil edilir (Şekil 30). Aydoğdu Köyü kuzeyinde istif metamorfik masif üzerinde gri-bej-kahverengi belirsiz orta-kalın katmanlı, yamaç molozu nitelikli çakıltaşı ile başlar. Çakıllar köşeli, zayıf boylanmış, iç düzenlenimi hiç olmayan, orta-iri taneli, matriks destekli ve gevşek tutturulmuştur. Taneler şist, gnays ve kuvarsit kökenlidir. Tabandaki yaklaşık 75m kalınlığındaki çakıltaşı düzeyinin üzerinde beyaz-bej renkli, ince-orta dalgalı katmanlı traverten yer alır. Traverten içinde ince katmanlı kumtaşı-silttaşı arakatmanları yer alır. Travertenin kalınlığı 40-50 m civarındadır. Traverten üzerinde tekrar, tabandaki çakıltaşı benzeri düzey gelir.toplam kalınlığı 250-300 m olan istifte

traverten en az dört kez tekrarlanır. Formasyon tabanda metamorfik masif üzerinde uyumsuz olarak bulunur ve grabenin kuzeyi faylı kenarının gelişimi ile yaşıttır. Bu nedenle, yaşının Pleyistosen–Kuvaterner olduğu söylenebilir. Birim, kuzeydeki masifi yükselten fayın önünde alüviyal yalpaze ortamında çökelmiş bir çökel istifidir. Fay aktivitesinin durduğu dönemlerde olasılıkla faydan çıkan karbonatlı sular kalın traverten oluşumunu sağlamıştır. Bölgede yamaç molozu ve traverten ardalanmalı istif kuzey yönünde, dağa doğru birkaç kez tekrarlanmıştır. Bu gözleme göre birimin oluşumundan sorumlu fay bir tane olmayıp, kuzeye doğru progresif olarak göç eden bir kaç tane fay olmalıdır. Günümüzde Alaşehir Grabeni'nin kuzey kenarında güneydeki kadar aktif fay morfolojisi gösteren çok yüksek eğimli sırtlar gözlenmemekle birlikte, bu kenarda da birçok fayın varlığı görülmektedir.

5.2.5.3. Alaşehir grabeni kuzey alanlarının jeolojisi.

Alaşehir grabeni kuzeyinde kalan alanlarda bir çok K-G gidişli graben vardır (Şekil 31). Bunlardan sadece birisi; Demirci grabeni tanıtılacaktır. Çünkü bu grabende jeolojik kayıt daha eksiksizdir.

5.2.5.3.1. Demirci Grabeni'nin jeolojisi

Demirci Bölgesi'nde Menderes masifi içinde, KKD-GGB gidişli bir graben yer alır (Şekil 32). Graben Güneyde Alaşehir grabeni, Kuzeyde Simav grabeni, batıda Gördes ve doğuda Uşak-Selendi Havzası'nı sınırlayan horstlarla çevrilidir. Graben, Gediz ve Simav grabenlerine az çok dik, Gördes ve Selendi havzalarına paralel konumdadır (Şekil 31). Havzanın bu konumu, GGB-KKD doğrultulu fayların denetiminde gelişmiştir (Şekil 32). Havzayı sınırlayan fayların öneyinde iri taneli çökeller birikmiş, havza ortasına doğru ise ince taneli akarsu ve göl çökelleri gelişmiştir (Şekil 33). Havzanın en üst birimini oluşturan kayalar (orta topluluk), hem çöküntü alanlarında, hem horst bloklarının üzerinde gözlenmekte ve doğuda Selendi Havzası'na uzanmaktadır (Şekil 31). Graben yaklaşık 1500 m kalınlığında çökel ve volkanitlerden oluşan bir istif kapsar (Şekil 33). Grabende 2 topluluk ayırtedilmiştir. Bunlar alt ve orta topluluklardır.

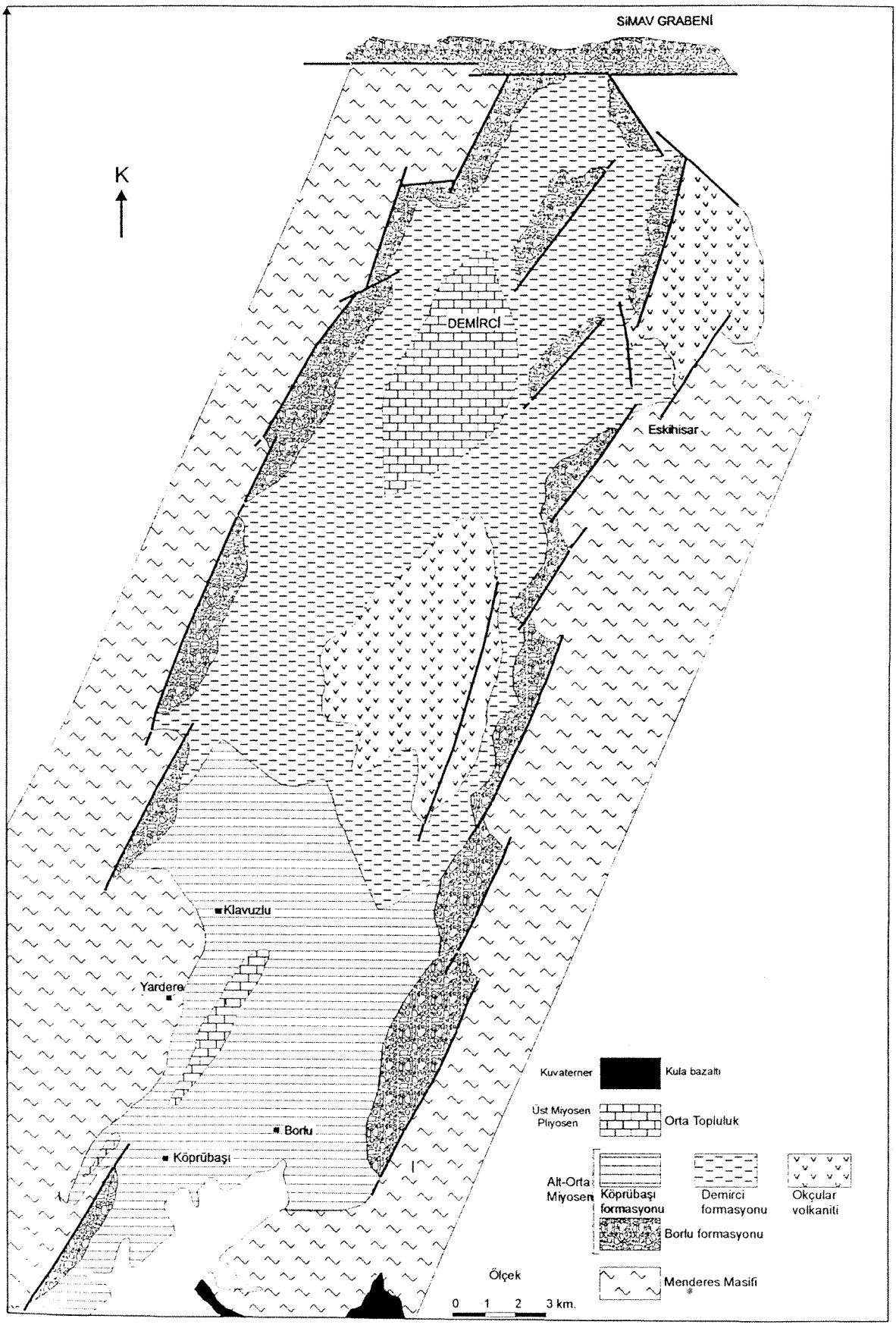
5.2.5.3.1.1. Alt Topluluk

Alt topluluk içinde, alttan üste Şekil 33A ve 33B'de gösterilen 4 kaya birimi vardır. Formasyon niteliğindeki bu birimler Borlu, Köprübaşı ve Demirci formasyonları ve Okcular volkanitidir.

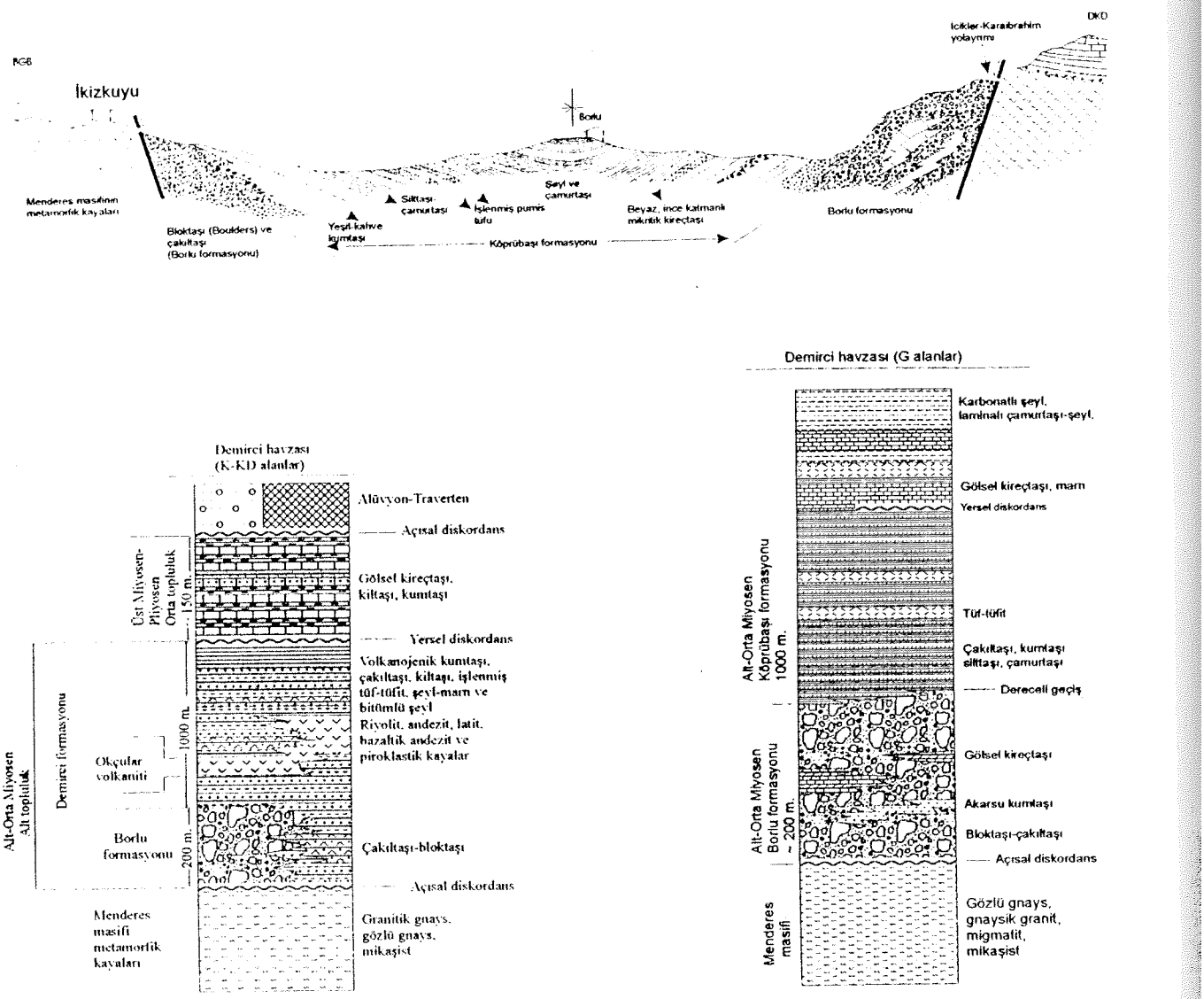
5.2.5.3.1.1.1. Borlu Formasyonu.

Başlıca bloktaşı, çakıltaşı. kumtaşı ve kireçtaşından oluşan formasyon tipik olarak Borlu Beldesi doğusunda, Demirköprü Barajı batısında, Demirci batısında Mahmutlar-Örücüler Köyleri arasında, Demirci kuzeyinde Kadot., Akdere ve Hisar dolaylarında ve Demirci doğusunda Eskihisar batısı ve Yiğitler Köyü çevresinde yüzeylenir.

Formasyon tabanda gri-sarı-kahverengi renkli, belirsiz orta-kalın, dalgalı katmanlı bloktaş ve çakıltaşı ile başlar. Zayıf-çok zayıf boylanmalı taneler temele ait gnays, şist, metakuvarsit ve mermerlerden derlenmiştir. Tane büyüklükleri 3-100 cm arasında değişir. Zayıf yuvarlaklaşmış taneler genellikle tane desteklidir. Birimin matriksi ise bol mikalı kumdur. Borlu formasyonu, Demirci Havzası'nın en alt birimini temsil eder. Birim mostra verdiği hemen her alanda GGB-KKD uzanımlı fayların öneyinde birikmiştir (Şekil 32 ve 33A). Mostra gidişleri de bu fayları izlemektedir ve doğrultu boyunca oldukca devamlıdır. Faylara bitişik alanlarda iç düzeni zayıf, çoğun kaotik iç yapılı birim, faylardan uzağa doğru nispeten düzenlenmekte ve tane boyları incelmektedir. Formasyon, Demirci Grabeni'nin batısında ve doğusunda yüzeylenir. Formasyon tavanda ise Demirci formasyonu ile geçişli ve uyumludur.



Şekil 32. Demirci Grabeni'nin jeoloji haritası (Yılmaz vd., 1997a'dan).



Şekil 33 A. Demirci Grabeni'nden D-B yönünde alınmış jeoloji enine kesiti (Yılmaz vd., 1997a'dan). B. Demirci Grabeni'nden genelleştirilmiş stratigrafi kesitleri (Yılmaz vd., 1997a'dan).

Formasyonun havzanın batısında ve doğusunda faylarla sınırlanıyor olması ve zayıf boylanmış bloktaş ve çakıltaşından oluşması nedeniyle alüviyal yelpaze (alluvial fan) ortamında çökeldiği düşünülmektedir. Yelpaze çökellerinin kireçtaşları ve diğer gölsel çökeller ile girik olması yelpazenin göl ile geçişli olduğunu ortaya koyar (Şekil 33A). Mahmutlar yöresinde formasyonun çökeldiği dönemde, tektonizma ile aynı dönemde bir volkanik faaliyetin de başladığı anlaşılmaktadır.

Borlu formasyonu üzerinde yer alan istif litolojik özellikleri açısından başlıca 2 farklı kaya grubu ayırtedilir. Bu ayırtta istifte volkanik etkinliğin varlığı/yokluğu ana unsurdur. Volkanik gereç lav/tüf-tüfitce zengin birimleri içerir ve kuzey alanlarda egemen olan kesim Demirci formasyonu, bağıl olarak daha güneyde yer alan volkanik gereç içermeyen kesim ise Köprübaşı formasyonu olarak adlanmıştır. Bu iki formasyon birbirleriyle yanal geçişlidir (Şekil 33B).

5.2.5.3.1.1.2. Köprübaşı Formasyonu.

Başlıca kumtaşı, çamurtaşı, şeylden oluşan birim tipik mostrasını Köprübaşı Kasabası çevresinde verir (Şekil 32). Formasyon, Yardere Köyü dolayında temel üzerinde gri-mavimsi gri-

yeşil renkli, belirgin orta katmanlı çakıltaşı ile başlar.taneler gnays, şist ve kuvarsit kökenli, orta-iyi yuvarlaklaşmış ve tane desteklidir. İstif üste doğru kumtaşı ve marn-çamurtaşı ardalanmasına geçer. Daha üstte ise beyaz-bej renkli, belirgin orta katmanlı, kof, silisleşmiş kireçtaşı yer alır. (Şekil 33). Çakıltaşları giderek sarımsı-boz renkli, laminalı, yer yer çapraz katmanlı kumtaşı ve silttaşına geçer. İstfin bu düzeyinde yeşil renkli, ince-orta katmanlı volkanojenik kumtaşları ve bunlarla girik işlenmiş pumis tüfü ve kül tüfleri bulunur. Volkanojenik katkıların gözlenmeye başladığı bu düzeylerden itibaren, Borlu'ya doğru, ince kırıntılı kayaların içinde beyaz renkli gölsel, laminalı karbonatlı şeyl, marn, mikritik kireçtaşı arakatmanları gözlenir. Formasyon, Borlu dolaylarında kireçtaşları ile yanal-düşey geçişli olan yeşil kiltaşı, çamurtaşı, şeyl ve sittaşı ardalanması ile sona erer.

Formasyon tabanda, Masif üzerinde uyumsuz, Borlu formasyonu üzerinde geçişli ve uyumludur. Birim tavanda ise orta topluluk ile örtülür.

5.2.5.3.1.1.3. Demirci Formasyonu.

Başlıca kumtaşı, çamurtaşı, marn, şeyl, lav, tüf\tüfitten oluşan birim Demirci ve çevresinde geniş alanlarda yüzeylenir (Şekil 32, 33). İstif tabanda genellikle kumtaşları ile başlar ve bu düzeylerde formasyona egemendir. Kumtaşları gri-yeşil renkli, belirgin ince-orta katmanlı ve zayıf-orta tutturulmuştur. Litik grovak, litik arkoz bileşimli kumtaşları kötü-orta boylanmıştır. İstifin üst düzeylerine çamurtaşı, şeyl ve petrollü şeyl egemendir.

Çökel ve volkanitlerden oluşan formasyonda volkanit/çökel oranı havzanın ortasına ve kuzeyine doğru artar. Volkanik çıkış merkezleri kenarlarında çökellerle piroklastikler ardalanmalıdır. Çıkış merkezlerinde ise formasyona andezit-latit bileşimli lavlar egemendir.

Formasyon, tabanda metamorfik temel üzerinde uyumsuz, Borlu formasyonu ve Okcular volkaniti ile geçişli, tavanda ise orta birim ile yersel paralel uyumsuz olarak bulunur. Birimin kalınlığı havza kenarlarında 100-150 m iken havza ortalarında 1500 m dolayındadır.

Formasyon, Ercan vd. (1978) ve İnci (1984)'nin Yeniköy formasyonuna karşılık gelir. Ercan vd. (1978) birimi Orta-Üst Miyosen, İnci (1984) ise Demirci güneyinde Alt-Orta Miyosen, Demirci kuzeyinde derlediği sporomorf topluluğuna göre Üst Miyosen olarak yaşlandırmışlardır. Akgün ve Akyol (1987), formasyon içindeki organik içerikli düzeylerden elde ettikleri palinolojik verilere göre birimin Orta Miyosen yaşlı olduğunu belirtmişlerdir. Ancak bu formasyon, bölgesel korelasyonlar ve girik ilişkili olduğu 15-19 my yaşlı (Ercan, 1982) volkanik kayaların yaşlarına göre Alt-Orta Miyosen yaşlıdır.

Demirci formasyonu alüviyal yelpazelerin ıraksak kesimlerinde volkanizmanın da eşlik ettiği bir göl ortamında çökelmiştir. Petrollü şeyl gölün açık ve derin kesiminde çökelmiştir.

5.2.5.3.1.1.4. Okcular Volkaniti.

Demirci Havzası'nın orta ve kuzey kesimlerinde yüzeylenen andezit, latit, dasit, riyolit ve bazaltik andezit bileşimli lav ve bunlarla ilişkili piroklastitler Okcular volkaniti adıyla tanımlanmıştır. Birim egemen olarak yeşil gri ve pembemsi renkli, hemikristalen-porfirik-mikrolitik dokulu andezit ve latit bileşimli lavlardan oluşur. Demirci Havzası içinde Okcular volkanitinin 2 büyük mostrası bulunur (Şekil 32 ve 33B). Bunlardan birincisi havzanın orta kesimlerinde görülmekte ve yaklaşık GB-KD yönlü bir uzanım sunmaktadır. Diğer mostrası ise havzanın KD kesimlerinde olup yine GB-KD uzanımlıdır. Birimin yaklaşık GB-KD gidişli kırık zonlarından yüzeye çıktığı ve bu yörelerin çıkış yerlerine karşılık geldikleri anlaşılmaktadır.

Okcular volkaniti daha kuzeyde (Bergama-Burhaniye) yer alan volkaniklerle korele edilebilir benzerlik ve niteliktedir. Uşak yöresinde Ercan (1982), Ercan vd. (1978, 1985) benzeri kayalardan 16-20 my arasında değişen yaşlar elde etmişlerdir. Gördes Havzası merkezi bölümündeki volkanik domlardan K-Ar yöntemi ile 18.4+0.8 my-16.3+0.5my (Erken Miyosen) yaşları elde edilmiştir (Seyitoğlu vd., 1994).

5.2.5.3.1.2. Orta Topluluk

Demirci Havzası'nda yer alan orta birim başlıca kireçtaşı, daha az marn ve çamurtaşı ile temsil edilir (Şekil 32, 33). Kireçtaşı bej-beyaz renkli, belirgin orta katmanlı, yer yer silisleşmiş ve karstik erime yapılıdır. Mikrit ve killi mikrit bileşimlidir. Başlıca mostraları Demirci-Simav yolu ve Demirci-Gördes yolu boyunca izlenir. Ayrıca, Demirci Havzası ile Selendi Havzası'nı ayıran horst bloğu üzerinde görülmektedir (Şekil 31).

Birimin Demirci formasyonu ile dokanağında iki ayrı tür ilişki sergilemektedir. Bazı kesimlerde, bu birimler arasında göze çarpan bir uyumsuzluk yoktur. Ancak diğer bazı alanlarda Demirci formasyonu ile orta birim arasında yersel uyumsuzluk görülmektedir. Demircinin hemen güneyinde, Gördes yol yarmasında Demirci formasyonunu etkileyen bir fayın öneyinde, Demirci formasyonundan derlenmiş blok ve çakıllar içeren fay önü molozlarının geliştiği ve faydan Kuzeye doğru gereç boylarının inceldiği, nihayet beyaz killi kireçtaşları ve karbonatlı kumtaşlarına geçtiği açıklıkla görülmektedir. Birimin bu ilişkileri dışında Borlu-İcikler yolu üzerinde orta birimin doğrudan temel üzerinde yer aldığı ve bu birimin üzerinde karbonat bağlayıcılı ince bir taban çakıltaşı ile oturduğu görülür. Çakıltaşının üzerinde karbonatlı kumtaşı ve ince katmanlı, beyaz killi mikritik kireçtaşı yer alır. Bu istif doğuya doğru Selendi Havzası'nın birimlerine kavuşur.

Orta topluluğun bu ilişkileri, birimin havza ortasında, diğer birimlerle genellikle uyumlu olduğunu ancak, havza kenarlarında veya horstların üzerinde temel kayalarını doğrudan örttüğünü göstermektedir. Bu ilişkilerin diğer bir önemi Orta birimin horst ve graben alanlarını aştığını ve Demirci, Selendi havzalarını ortak olarak örttüğünü göstermesidir (Şekil 31).

Birimin kalınlığı >100 m.dir. Alt topluluk ile olan stratigrafik ilişkisi gözönüne alındığında birimin Orta Miyosen'den sonra Geç Miyosen'de gelişmeye başladığı anlaşılmaktadır. Orta birim, İnci (1984) tarafından Demirci formasyonu içinde incelenmiş ve Alt Pliyosen yaşı vermiştir. Bu yaşı da dikkate alarak birime Alt Miyosen–Pliyosen yaşı vermek uygundur.

Birim, Demirci grabeni içindeki gölsel havzanın dolduğu ve sığlaştığı bir dönemde çökelmiştir.

5.2.5.4. Jeolojik evrim

Alaşehir-Salihli ovası genç yapı unsurları ile çevrelenmiş bir bölgede yer alır. Bu ova Ege graben sisteminin en önemli çöküntü alanlarından birini oluşturur. Bölgenin temelini Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı Menderes masifi oluşturur. Metamorfik kayaları örten ilk örtü birimi Alt-Orta Miyosen yaşlıdır.

Alaşehir-Salihli Bölgesi'nde iki farklı evrede gelişmiş, uzanımları ve oluşum mekanizmaları farklı olan graben biçimli havzalar yer alır (Şekil 31). Bu grabenlerden ilk evrede gelişenler Batı Anadolu'nun Alt-Orta Miyosen'de etkili K-G sıkışma rejimi sırasında oluşmuştur. Evrenli grabeni bu ilk evrede gelişen, KKD-GGB yönlü, tektonik kontrollü, uzunlamasına bir havzadır. Graben dolgusu, faya yaslı, yüksek enerjili, kaba gereçli alüviyal yelpaze çökelleri ile başlayıp, faydan uzağa doğru tedricen, gölsel, ince taneli kırıntılılara geçmektedir. Havza istifinin en üstünde yer

alan çakıltaşı-kumtaşı ardalanmalı birim, havzanın dolma evresini gösterir. Evrenli Havzası'nın bu birimleri topluca alt topluluğu oluşturur.

Batı Anadolu'da ikinci evrede gelişen grabenler kabuğun Geç Miyosen'den günümüze K-G yönlü gerilmesi ile ilişkilidir. Alaşehir grabeni gelişiminin başlangıcı bu ikinci evreye raslar. KBB-GGD ve D-B uzanımlı Alaşehir grabeni az çok K-G gidişli Gördes, Demirci, Uşak-Selendi, Evrenli grabenlerini kesmektedir. Bu yeni dönemde gelişen grabenleşme sırasında, daha önce gelişmiş olan graben ve horstlar, Alaşehir Grabeni'nin kuzey ve güneyindeki horstlarda asılı kalmışlardır (Şekil 31).

Alaşehir grabeni, gelişimine, yaklaşık D-B doğrultulu Kuzeye eğimli bir sıyrılma (detachment) fayı ile başlamıştır (Şekil 13, 27). Bozdağ'ın ilk yükselme evresinden sorumlu olan bu fay, Salihli yöresinde orta topluluk mostralarının güneyini sınırlar. Orta topluluğun sedimenter fasiyeslerin dağılımı doğrudan bu sıyrılma fayının geometrisi ile ilgilidir. Alüviyal yelpazelerde kırmızı çakıltaşı-kumtaşı depolanırken, faydan uzakta gölsel kumtaşı-çamurtaşı ve kireçtaşı çökelmiştir. Grabenin K kenarına komşu alanlarda gözlenen Adala kireçtaşı, bu sıyrılma fayının uzağında sakin göl koşullarında çökelmiştir.

Bölgedeki son ana tektonizma, sıyrılma fayı ile oluşan tavan bloğunun, yüksek açılı faylarla faylanmasıdır. K15-70B trendli olan bu fay sistemi, Alaşehir Grabeni'nin genç dolgu çökelleri olan, çakıltaşı ve kumtaşından oluşan üst topluluğun oluşumunu sağlamıştır. Üst topluluk ile metamorfik temel arasındaki dokanak genellikle faylıdır. Bölgedeki üst topluluğun kalınlığını ve yayılımını denetleyen graben kenarı fayları, çökelme boyunca aktif olan sin-sedimenter büyüme fayı özelliğini taşır.

Gediz Grabeni'nin kuzey ve güney kenarları morfolojik ve yapısal yönden birbirinden farklıdır. Güney kenar dar vadiler ve yüksek eğimli yamaçlarla temsil edilen yüksek engebeli bir morfoloji sergilemektedir. Buna karşın kuzey kenar daha tatlı yamaçlarla temsil edilir. Gediz Grabeni kuzey ve güneyinde yapılan arazi gözlemleri kuzey kenarda faylanmanın güney kenardaki faylardan daha sonra başladığını göstermektedir. Demirci yöresinde KKD-GGB gidişli, 90 km uzunluğunda, 20 km genişliğinde uzunlamasına bir graben havzası yer alır (Şekil 31). Graben batı ve doğuda Menderes Masifi'nden oluşan horstlarla sınırlanırken, Kuzeyde Simav Grabeni, Güneyde ise Alaşehir grabenleri ile çevrelenmiştir (Şekil 31).

Alt-Orta Miyosen'de açılan havza, gelişimini Pliyosen'e dek sürdürmüştür. Havza KKD-GGB doğrultulu aralı-aşmalı fay sistemi ile açılmıştır (Şekil 32). Fayların büyük bölümü doğrultu atımları olan eğim atımlı oblik faylardır. Havzada 1500 m kalınlıkta olan istif, gelişimlerindeki farklılıklar nedeniyle alt ve orta topluluklar olarak ikiye ayrılmıştır. Alt topluluk, havzanın başlangıç ve gelişim aşamalarında, orta topluluk havzanın olgunluk evresinde depolanmıştır.

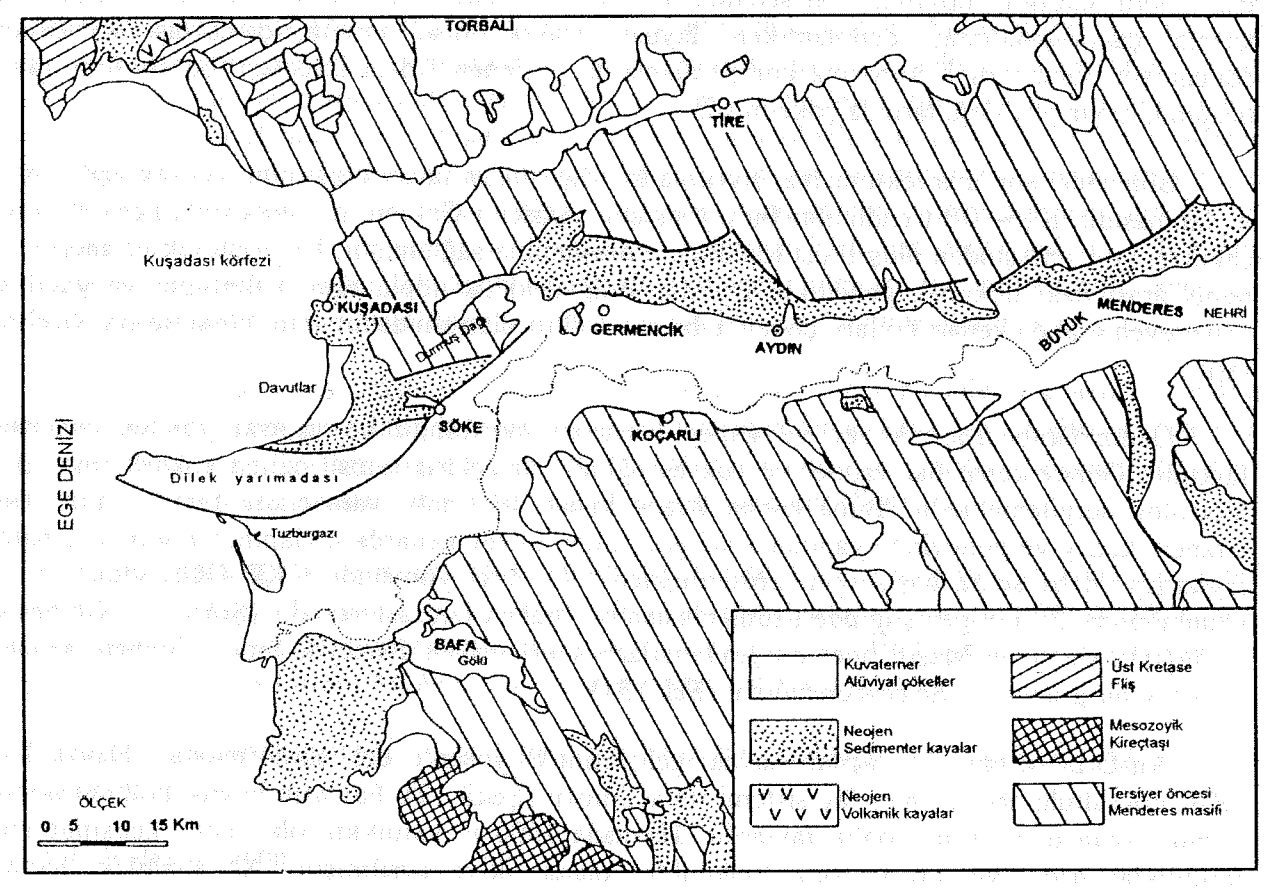
Alt topluluk havzanın her iki kenarında, tabanda alüviyal yelpaze, yelpaze-göl geçişinde gelişmiş bloktaşı-çakıltaşı ile başlar. Tektonik aktivitenin durduğu dönemlerde, bu kaba kırıntılı birimler arasında gölsel kireçtaşı mercekleri yer almıştır. İstif, faylardan uzakta, havzanın orta kısımlarına ve üste doğru, düşük enerjili, gölsel kumtaşı-çamurtaşı-şeyl ve marn ardalanması ile temsil edilir.

Grabenin açılmasına paralel olarak, özellikle havzanın K bölümlerinde yaygın bir volkanik etkinlik başlamıştır. Volkanik etkinliğin ürünleri çökellerle her düzeyde geçişlidir (Şekil 33A, B). Volkanik topluluk andezit, traki-andezit, latit, dasit ve riyolit gibi kayalardan oluşan geniş bir kompozisyonal bileşim sergiler. Piroklastik gereçler bu topluluğa egemendir.

Orta topluluğu oluşturan gölsel kireçtaşı, kiltaşı, kumtaşı Üst Miyosen-Pliyosen'de çökelmiştir. Orta topluluk düşük enerjili bir ortamda depolanmış ve K-G graben havzanın dolma evresini yansıtır. Çünkü bu evrede gelişen gölsel kireçtaşları K-G gidişli horst ve grabenleri birlikte örtmüştür.

5.2.6. Söke-Kuşadası arasındaki bölgenin jeolojiisi.

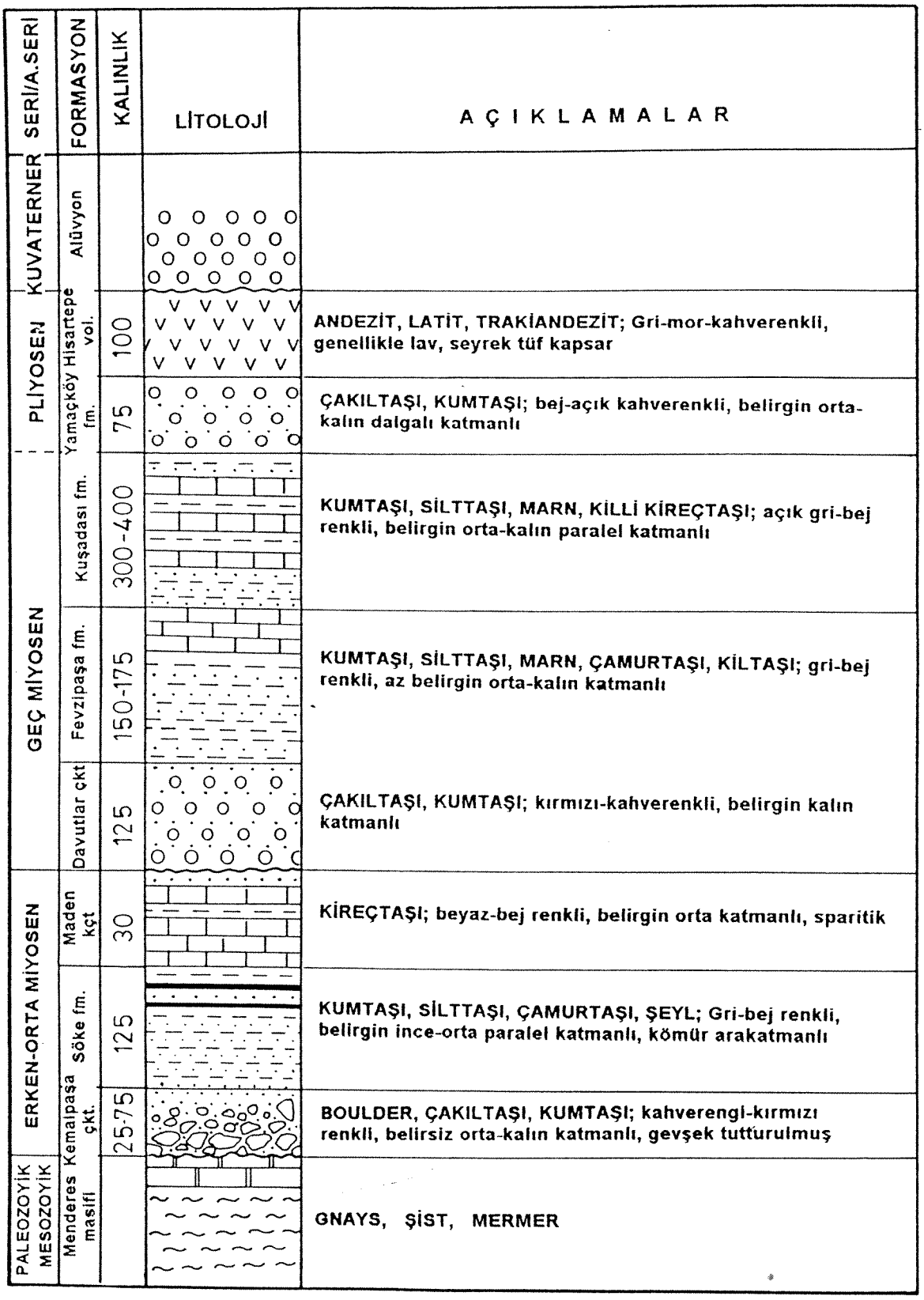
Büyük Menderes Grabeni Denizli yakınlarından başlayarak batıya doğru Aydın-Ortaklar'a kadar, D-B gidişini sürdürüken, Ortaklar yakınlarında GB'ya doğru dönmektedir (Şekil 13 ve 34). Kuşadası, Davutlar ve Söke yöresinde Menderes Masifi'ne ait metamorfik kayaların oluşturduğu yapısal yükselime göre, çöküntü oluşturan KD-GB doğrultulu bir başka Neojen mostrası yer alır. Bu graben güneyde Dilek Yarımadası Dağları (Samsun Dağları), kuzeyde ise Durmuş Dağ ile sınırlanmıştır (Şekil 34). İki horst arasında yer alan ve kenarları çoğunlukla yüksek eğimli normal faylarla sınırlanmış olan bu alan, Neojen yaşlı karasal istifleri içerir.



Şekil 34. Büyük Menderes Grabeni ve çevreleyen alanların jeoloji haritası.

Söke Neojen Havzası'nın harita örneği, batıya ve kuzeye doğru giderek genişleyen üçgenimsi bir konuma sahiptir (Şekil 34). Havza, Davutlar-Söke arasında KD-GB, Davutlar-Kuşadası arasında ise az çok K-G bir trende sahiptir. Havzadaki yaklaşık 1000 m kalınlığındaki istifinin büyük bölümü KB'ya tilt olmuştur. Kenarlarının hemen tümü faylı olan bu havzada asimetrik bir subsidans profili gelişmiştir. İnceleme alanının görünür temelini Menderes Masifi'nin Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı gnays, şist ve mermerleri oluşturur. Temelin üzerinde Neojen yaşlı karasal çökeller yer alır (Şekil 35). Bu çökeller tektonizma ile denetlenen bir havzanın ürünüdür. Bu havza bu çalışmada Söke Havzası adıyla adlanmıştır. Söke Havzası'nda yer alan Neojen yaşlı istif kaya stratigrafi birimlerine ayrılarak haritalanmıştır. Neojen çökelleri birbirlerinden, düşük açılı uyumsuzluk yüzeyleri ile ayrılabilen alt, orta ve üst çökel birimler şeklinde 3 kaya stratigrafi

birimine ayrılmıştır. İstifin görünür en alt düzeyleri bölgenin GD'sunda Söke çevresinde, üst düzeyleri ise KB'da Kuşadası ve çevresinde gözlenir.



Şekil 35. Söke-Kuşadası arasında yeralan Neojen Havzası'nın genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Gürer vd., hazırlanmakta'dan).

5.2.6.1. Alt Topluluk

Alt topluluğun çökel dizisi faya yaslı, birbiriyle geçişli, yüksek enerjili, kaba gereçli alüviyal yelpaze çökelleri ile başlayıp, faydan uzağa doğru tedricen gölsel, ince taneli kırıntılı ve karbonatlara geçmektedir. Alttan üste doğru Kemalpaşa çakıltaşı, Söke formasyonu ve Maden kireçtaşından oluşan dizi (Şekil 35) aşağıda sırasıyla tanıtılacaktır.

5.2.6.1.1. Kemalpaşa çakıltaşı.

Başlıca boulder ve breşik çakıltaşından oluşan birim tipik olarak Söke'nin GB'sında yer alan Kemalpaşa Mahallesi çevresinde yüzeylenir.

Birim tabanda, kahverengi-gri-yeşil renkli, belirsiz orta-kalın dalgalı katmanlı, gevşek tutturulmuş, boulder ve polijenik çakıltaşı ile başlar. Zayıf-çok zayıf boylanmalı, köşeli taneler temele ait gnays, şist, metakuvarsit ve mermerlerden derlenmiştir. Birimdeki tane büyüklükleri 5-30cm arasında değişir. Alt düzeylerde tane destekli, üst düzeylerde ise matriks destekli olan birimin matriksi kırmızı-bordo renkli, bol mikalı kumtaşı ve çamurtaşıdır. İstifte tane boyu tabandan tavana belirgin olarak küçülür. Birim içinde imbrikasyon gösteren çakıltaşlarından yapılan paleoakıntı ölçümleri akıntıların GD'dan KB'ya doğru olduğunu gösterir.

Birimin metamorfik masif ile olan ilişkisi genellikle faylıdır. Söke batısındaki Gelinuçurankaya çevresinde birimin temel üzerinde uyumsuz bir dokanakla bulunduğu gözlenmiştir. Çakıltaşı güneyden KDD-GBB doğrultulu fay ile sınırlanırken kuzey yönünde daha üstteki Söke formasyonu ile geçişli ve uyumludur. Bu ilişki Kocataş Dere vadisinde, Söke şehir merkezinde ve Söke-Kuşadası yolunda görülür.

Formasyonun kalınlığı Söke KB'sında 75m, Söke KD'sunda ise 20 m dolayındadır. Birimden herhangi bir fosil derlenememiştir, ancak stratigrafik konumu göz önüne alındığında diğer Neojen istifleriyle, örneğin kuzeyde Gediz Grabeni, güneyde Büyük Menderes Grabeni çevresiyle korele edildiğinde, Alt Miyosen yaşlı olduğu tahmin edilmektedir.

Formasyonun, Masif ile sınırının genellikle faylı olması ve faya yakın kesimlerde daha iri taneli olması, çökelmeden bu fayın sorumlu olduğunu ortaya koyar (Şekil 34A). Zayıf boylanmış köşeli-yarı yuvarlak, boulder ve çakıltaşından oluşan birim, alüviyal yelpaze ortamında çökelmiştir. Birimin bileşenleri, Masifin hızla yükselerek aşınması ve kısa mesafeler taşınmasından sonra depolanmıştır. Klastik bir kama niteliğindeki birimin üstte kumtaşı-silttaşı ve çamurtaşı ardalanmalı gölsel çökeller (Söke fm) ile uyumlu olması yelpazenin göl ile geçişli olduğunu ortaya koyar.

5.2.6.1.2. Söke formasyonu.

Başlıca kumtaşı-silttaşı-çamurtaşı ardalanmasından ve merceksi kömür arakatkılarından oluşan birim (Şekil 35) tipik kesitini Söke civarında verir.

Kumtaşları gri-bej renkli, ince-orta, belirgin paralel katmanlı ve belirsiz derecelenmelidir. Kumtaşları litik arenit, litik grovak ve sublitarenit bileşimlidir. İstifin değişik düzeylerinde yer alan silttaşı, çamurtaşı ve şeyl gri–bej-açık yeşil renkli, belirgin, ince-orta katmanlıdır. İstifte üste doğru birkaç düzeyde bitümlü şeyl gözlenmiştir (Bargu ve Turgut, 1993).

Birimin içinde farklı düzeylerde turba ve linyit yatakları yer alır. Bu linyit yatakları daha çok Söke KB'sında yaygındır ve halen işletilmektedir. İstifin farklı düzeylerinde olan linyitin toplam kalınlığı 3.5-5m arasında değişmektedir. Hacıosman Tepe batısındaki kesitte istifte 3-80 cm arasında değişen kalınlıklarda 19 adet linyit ve turba düzeyi yer alır.

Birimin litolojik özellikleri kırıntılı egemen sığ bir gölde çökelmeyi destekler. Birim içindeki turba ve linyitler ise gölün bataklıklarında çökelmiş olmalıdır.

5.2.6.1.3. Maden kireçtaşı.

Başlıca mikritik, yer yer sparitik kireçtaşı ve killi kireçtaşından oluşan birim (Şekil 35), tipik mostrasını Söke vadisi batısında verir. Kireçtaşı beyaz-bej renkli, belirgin, orta, paralel katmanlı ve serttir. Kireçtaşı katmanları arasında yer yer ince katmanlı silttaşı-şeyl arakatmanları yer alır. Morfolojide dayananımlı çıkıntılar yapan kireçtaşı alt topluluğun en üst birimidir ve bölge için kılavuz bir düzey niteliğindedir.

Birimin yaygın mostraları Söke Deresi vadisi, Yenidoğan Mahallesi çevresinde ve Löngez Dere'de bulunur. Kireçtaşı, tabanda Söke formasyonu ile geçişli, tavanda ise Davutlar çakıltaşı ile uyumsuz örtülür. Birimin kalınlığı 10-30 m arasında değişir.

Kireçtaşının özellikle alt düzeylerinde bol miktarda ostrakod ve planorbis fosilleri gözlenmiştir. Ternek (1959), Becker-Platen (1970) ve Yüksel (1971) derledikleri gastropod ve ostrakod fosillerine dayanarak birime Miyosen-Pliyosen yaşlarını vermişlerdir. Birimin stratigrafik konumu ve çevreyle korelasyonu, Alt-Orta Miyosen yaşında olabileceğini düşündürmektedir.

Kireçtaşı açık ve nispeten durgun göl koşullarında çökelmiştir. Bu ortam gölün havza güneyindeki aktif kenardan nispeten uzaktır. Havza kenarlarında engebenin az olduğu ve buna bağlı olarak kırıntının gelmediği dönemde kireçtaşı çökelmiştir.

5.2.6.2. Orta Topluluk

İnceleme alanında yaygınca mostra veren ve Masifin hızla yükselmesine bağlı gelişen bu topluluk, alt topluluk üzerinde açısız uyumsuzlukla yer alır (Şekil 35). Çalışma alanında bu topluluk içinde birbirinden farklı 3 formasyon ayırtlanmıştır. Bunlar alttan üste doğru Davutlar çakıltaşı, Fevzipaşa formasyonu ve Kuşadası formasyonudur.

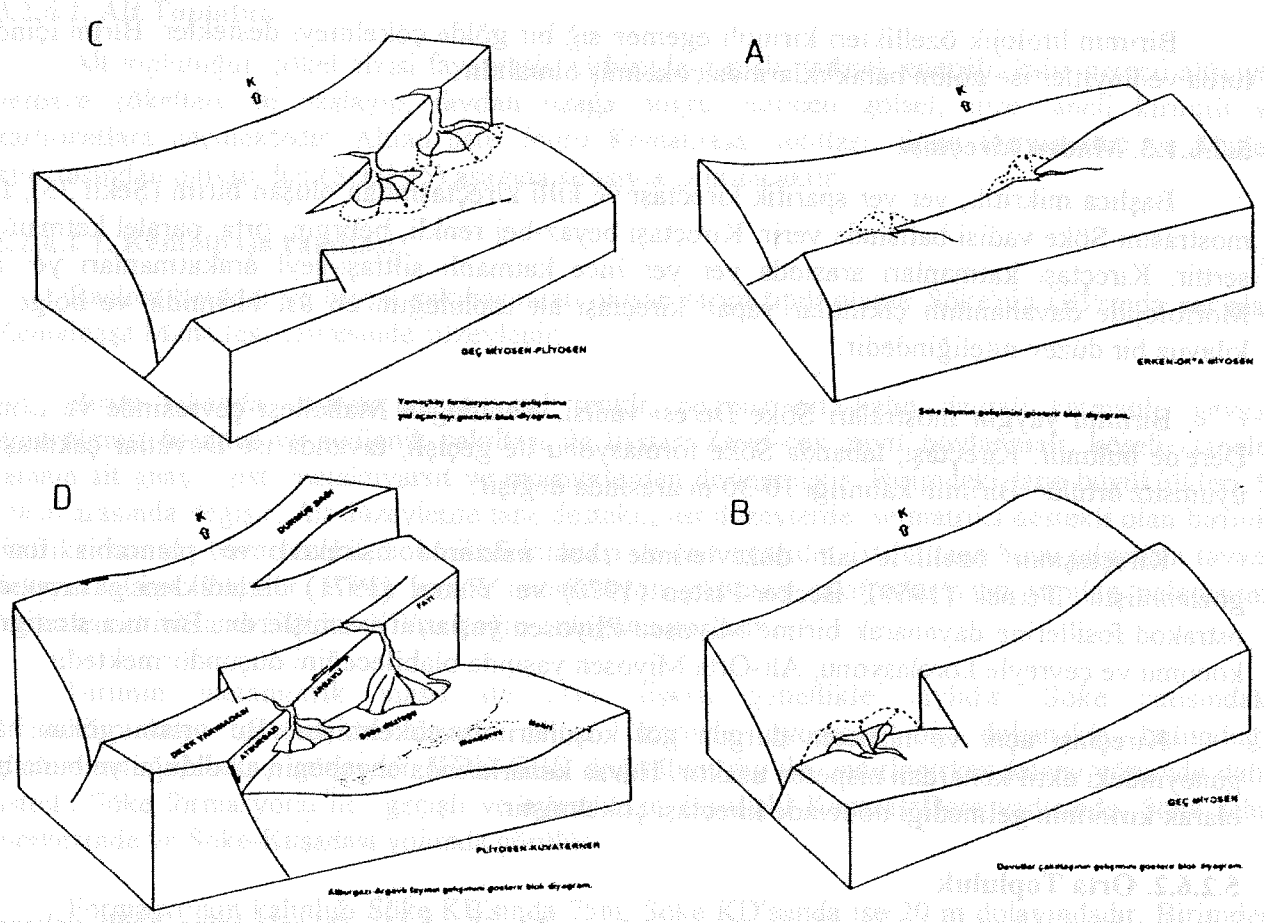
5.2.6.2.1. Davutlar çakıltaşı.

Başlıca çakıltaşından oluşan birim tipik olarak Söke vadisinin D yamacında ve Davutlar güneyindeki Arap Dere vadisinde mostra verir. Formasyon tabanda bej-açık gri renkli, belirsiz, orta-kalın ondüleli katmanlı çakıltaşı ile başlar. Çakıltaşı orta-iri çakıl boylu, orta-iyi yuvarlaklaşmış ve küreselleşmiş, zayıf boylanmış ve zayıf tutturulmuş tanelerden oluşur. Taneler tümüyle temeldeki Masife ait mermer, şist ve kuvarsitlerden derlenmiştir. Çakıltaşları, istifin üstüne doğru iri taneli kumtaşı ile ardalanır.

Birim, Davutlar Kasabası güneyinde masifi yükselten D-B doğrultulu fayın önünde yelpaze ve yelpaze-akarsu ortamında çökelmiştir (Şekil 36B). Gelişimi tümüyle fay ile denetlenen birim fayın uzun süren aktivasyonu nedeniyle oldukca kalınlaşmış ve gelişimini izleyen dönemde güneydeki masife doğru tilt olmuştur.

5.2.6.2.2. Mersintepe kireçtaşı.

Kumlu kireçtaşı, killi kireçtaşı ve mikritik kireçtaşından oluşan birim, tipik mostrasını Söke KD'sundaki Mersin Tepe ve çevresinde verir. Kireçtaşı sahada beyaz rengi ve morfolojide oluşturdukları dayanımlı düzeyler ile çevresindeki birimlerden kolaylıkla ayırtedilir. Kireçtaşı, merceksi geometrili belirgin orta-kalın, ondüleli katmanlı, çoğunlukla mikritik dokulu yer yer kumlu ve killidir. Kireçtaşı, Davutlar çakıltaşı ve Fevzipaşa formasyonu ile uyumludur. Tavanda ise Yamaçköy formasyonu ile düşük açılı uyumsuzlukla örtülür.



Şekil 36. Söke-Kuşadası Neojen Havzası'nın jeolojik evrimini gösteren taslak blok diyagramlar (Gürer vd., hazırlanmakta'dan).

5.2.6.2.3. Fevzipaşa formasyonu.

Formasyon başlıca kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı ve kiltaşından oluşur. Söke KB'sında geniş alanlar kaplayan birime silttaşı ve kiltaşı egemendir. Kumtaşları gri-bej renkli, belirgin orta katmanlı ve gevşek tutturulmuştur. Bol miktarda mika içeren kumtaşları belirgin derecelenmelidir.

İstif, Yamaç Köy çevresinde kumtaşı-silttaşı-çamurtaşı ardalanmasından oluşur. İstifin farklı düzeylerinde sık sık K10-20D yönlü çakıltaşı kanalları yer alır. Birim içinde birkaç düzeyde 1-5cm kalınlığında, 10-15cm uzunluğunda kahverengi-turuncu renkli, kuruma çatlakları görülür. Bu özelliği ile birim tipik akarsu kanalı ve taşkın düzlüğü çökelleri niteliğindedir.

Yeni Söke çevre yolu dolayında, bej-açık gri renkli, böbreğimsi ayrışmalı silttaşı ve kiltaşı mostra verir. İstifin yaklaşık orta düzeylerinde en az iki turba düzeyi yer alır. Turba düzeylerinin alt ve üst düzeylerinde bol miktarda pelecypoda ve gastropoda kavkıları yer alır. Formasyonun değişik düzeylerinde seyrek bitki ve balık fosilleri gözlenmiştir (Bargu ve Turgut, 1993).

Ağaçlı Köyü kuzeyindeki Golf sahası doğusunda, birim içinde yer yer çakıltaşı-kumtaşı kanalları gözlenmiştir. Kanal içindeki imbrikasyon gösteren çakıltaşlarında yapılan paleoakıntı ölçümlerinde beslenmenin K20D yönlü olduğu saptanmıştır. Formasyon, tavanda Kuşadası formasyonu ile uyumludur.

Açıklanan özellikleriyle bu birim akarsu ve kısmen derin, sakin açık göl koşullarında çökelmiştir. Birimdeki turba fasiyesi düşük enerjili, oksijence fakir bir ortamda gelişmiştir.

5.2.6.2.4. Kuşadası formasyonu.

Başlıca killi kireçtaşı, marn, mikrit, silttaşı ve kumtaşı ardalanmasından oluşan formasyon, tipik mostralarını Kuşadası ve çevresinde vermektedir.

Birim, belirgin ince-orta, paralel katmanlı ve oldukca monotondur. Söke-Kuşadası yolu boyunca birimde, farklı ölçekte, sinsedimenter ve postsedimenter açık kıvrımların ve fayların geliştiği gözlenir.

Birim tabanda Fevzipaşa formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir. Bu geçiş Ağaçlı Köyü kuzeyindeki Kaymak ve Çakal Tepe çevresinde gözlenir. Kuşadası doğusunda Tülü Dağı eteklerinde formasyonun orta seviyelerine karşılık gelen kumtaşı-killi kireçtaşı-marn ardalanması transgresif aşmalı olarak temelin üzerine gelmektedir. Birim tavanda ise Hisartepe volkaniti ile uyumsuzlukla örtülür. Birimin kalınlığı 300-400 m civarındadır.

Kuşadası formasyonu açık ve sakin göl koşullarında çökelmiştir. Orta topluluğun yaşı Üst Miyosen–Pliyosen olarak tahmin edilmektedir.

5.2.6.3. Üst Topluluk.

5.2.6.3.1. Yamaçköy formasyonu.

İnceleme alanında D-B doğrultusunda uzanan mostra örnekleri sunan, başlıca çakıltaşı ve kumtaşından oluşan formasyon (Şekil 35) tipik mostralarını Yamaçköy çevresinde verir.

Birime egemen olan çakıltaşı bej-sarı renkli, belirsiz orta-kalın katmanlı ve gevşek tutturulmuştur. Yuvarlaklığı ve küreselliği orta-zayıf olan taneler Metamorfik masifin şist, kuvarsit, mermer ve serpantinitlerinden derlenmiştir. Matriks bol mikalı kum ve silttir. Birimde alttan üste doğru tane boyu irileşen bir istiflenme gözlenir. Formasyon, tabanda orta topluluk üzerinde belirsiz açısız uyumsuzlukla oturur. Birimin bileşim, doku ve yapısal özellikleri fay ile denetlenmiş bir çökelmeyi yansıtır. Orta topluluğun gelişiminden sonra, düzensiz yapı ve morfolojinin gelişimi ile birlikte yeni bir ortam başlamış, düşük enerjili ortam bitmiş ve yerini yüksek enerjili bir ortama bırakmıştır. Birim Kuzeydeki Masifi yükselten fayın öneyinde depolanmış (Şekil 36c), K ve KB'dan beslenen bir alüviyal yelpaze (lateral fan) ve yelpaze-göl geçişinde çökelmiştir. İstifte tane boyu üste doğru irileşir. Bu birimden daha üstte göle ait herhangi bir birim yoktur. Üst topluluğun yaşı Pleyistosen–Holosen olarak tahmin edilmektedir.

5.2.6.3.2. Hisartepe volkaniti.

Söke ve Davutlar çevresinde mostra veren bazalt ve bazaltik andezit türünde lavlardan oluşan volkanitler, Söke batısındaki Hisartepe'de tipik olarak gözlendiğinden Ercan vd. (1985) tarafından Hisartepe volkanitleri adıyla adlanmıştır (Şekil 35). Volkanitler sahada koyu gri-kahverengi renkleri ve dayanımlı morfolojileri ile diğer birimlerden kolay ayırtedilir. Volkanitler Söke Havzası'ndaki çökelleri kesip üzerlerine akmışlardır. Hisartepe'de volkanitler ile çökeller arasındaki dokanakta pişme zonları gelişmiştir.

Volkanitler 100-125m görünür kalınlıktadır. Söke Havzası içinde irili-ufaklı 10 adet mostrası olan volkanitler başlıca; Hisartepe, Küçük Hisartepe, Çakaltepe, Taşlıdağ, Hamamcı Tepe çevresinde mostra verirler.

Volkanitler, Söke Havzası'ndaki Alt ve Orta topluluğun tüm birimlerini kesip üzerlerinde yer aldıklarından Üst Miyosen ve daha genç yaşta olmalıdır. Volkanitlerde Ercan vd., (1985) tarafından yapılan radyometrik yaş tayininde 6.99+0.22 my yaş elde edilmiştir.

Bölgesel gidişleri GB-KD olan volkanitlerin aynı yönlü kırık zonlarından yüzeye çıktıkları ve bu yörelerin çoğunun çıkış merkezlerine karşılık geldikleri anlaşılmaktadır.

5.2.6.3.3. Alüvyon.

Büyük Menderes Nehri, Ege Bölgesi'nin en büyük akarsuyudur ve aktif gerilmeli tektonizmanın denetiminde olan Büyük Menderes Grabeni içinde akmaktadır (Şekil 37). Söke-Miletos arasında vadinin genişliği 17-20 km dolayındadır. Alüvyon içinde vadinin her iki kenarında mostra veren metamorfik ve çökel kayaların değişik boyutlarda kırıntısına rastlamak olasıdır.

Söke İlçe merkezinin yaklaşık 15 km güneyinde Özbaş çiftliği yakınlarında alüvyonda yapılan sondajlarda, yüzeyden 50 m derindeki kumtaşlarının Pliyo-Pleyistosen yaşında oldukları belirlenmiştir (Ternek, 1959). Fosil topluluğunun sahil ve delta ortamını karakterize ettiği saptanmıştır. Becker-Platen ve Löhnert (1972), denizel ve delta ortamlarında yaşayan bu formları içeren kumları Söke çevresinde araştırmış ve bu bölgenin bir zamanlar deniz-delta geçişinde bulunduğunu belirtmişlerdir.

Jeolojik ve arkeolojik veriler Ege Denizi'nin 6.000 yıl önce Aydın-Germencik-İncirliova hattının güneyine kadar ilerlediğini göstermektedir. Ege Denizi'nin bu girintisi literatürde antik Latmik Körfezi olarak bilinmektedir. Tarihsel veriler körfezin MÖ 500 yıllarında Magnesia, Priene ve Myus'a kadar uzandığını göstermektedir. Bölgedeki aktif gerilmeli tektonizmaya rağmen B. Menderes'in taşıdığı sedimanlar havzayı hızla doldurmuştur. Havzada çökme/çökelme oranı çökelme lehinde gelişmiştir. B. Menderes'in oluşturduğu delta, zaman içinde batı yönünde ilerleyerek 300 km^2 den daha büyük antik Latmik Körfezi'ni kapatmıştır. B. Menderes deltası günümüzde deniz içinde 20 km'den fazla uzanmakta ve akarsu egemen delta özelliğindedir. Akarsu ağzı günümüzde her yıl denize doğru yaklaşık 8-10 m ilerlemektedir.

5.2.6.4.Yapısal jeoloji.

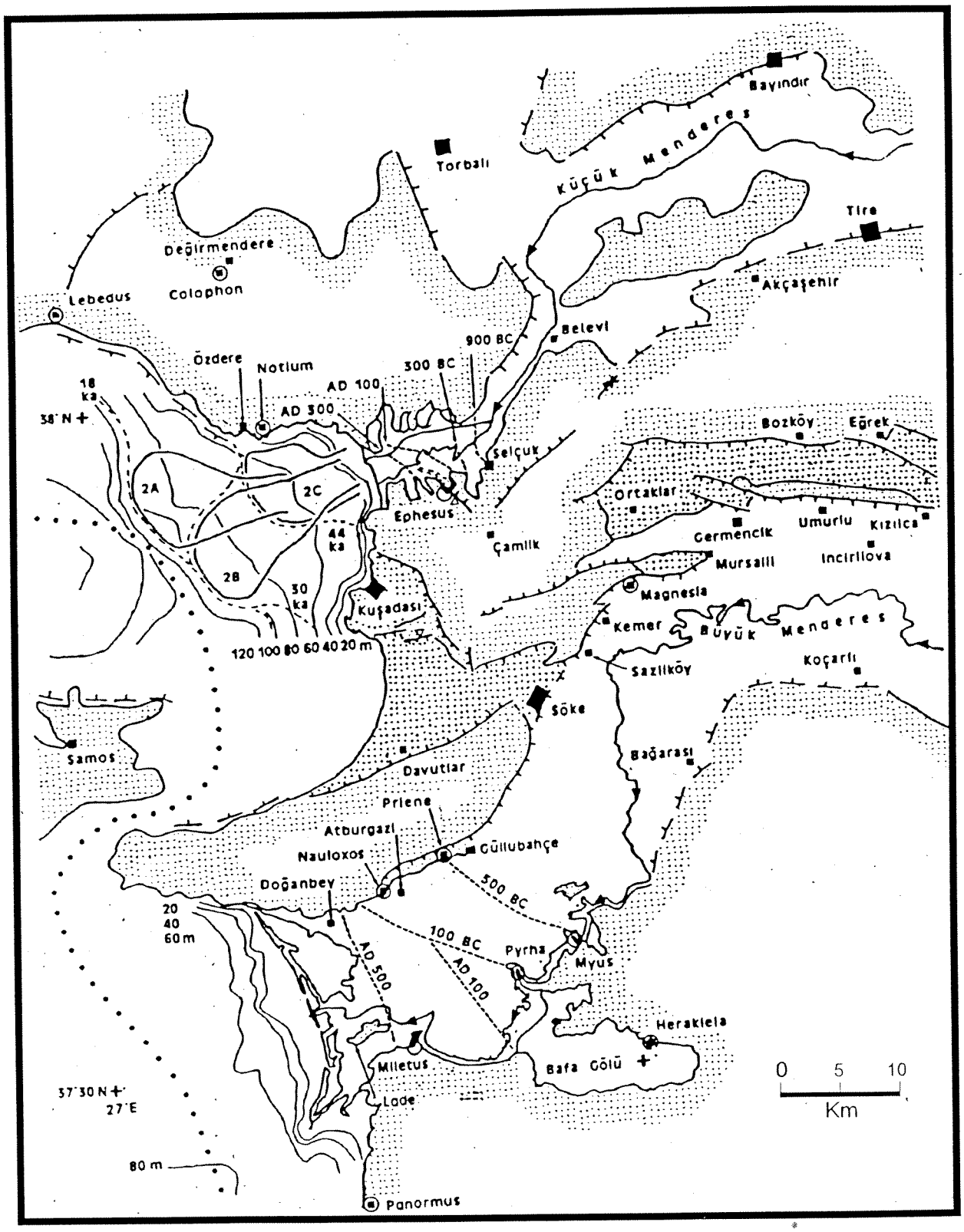
Söke-Kuşadası yöresinde farklı evrelerde ve yönlerde gelişmiş fay sistemleri gözlenir (Şekil 34, 36 ve 37). Bu fay sistemlerinin önemli bir bölümünün Söke ve Büyük Menderes havzalarının gelişiminde rol oynadıkları saptanmıştır.

5.2.6.4.1. Söke fay sistemi.

Söke ve çevresinde K40-70D doğrultulu normal faylar yer alır. Bölgede gözlenen faylardan ilki KD-GB doğrultulu ve yaklaşık 6 km uzunluğunda olan Söke Fayıdır. Bu fay Söke Havzası'nın güney sınırını oluşturur ve Söke Havzası'nın gelişiminde tetiği çeken faydır. Fay ile fayın güneyinde yer alan masif yükselmiş ve masiften derlenmiş boulder, çakıltaşı ve kumtaşından oluşan yelpaze istifi gelişmiştir (Şekil 36D ve 37). Faydan kuzey yönünde uzaklaşıldığında kırıntılıların tane boyu tedrici olarak küçülmektedir. Faydaki aktivasyonun devamı ile fayın kuzeyinde yer alan Söke Havzası giderek genişlemiş ve derinleşmiştir.

Söke Havzası'nı kuzeyden sınırlayan Alimbey Fayı K45D doğrultulu yaklaşık 5 km uzunluğundadır. Fay ile fayın kuzeyinde yer alan masif ve havzanın taban birimleri, havzanın üst birimlerine göre yükselmiştir (Şekil 36 C, D). Fayın güneyinde ve hemen önünde yeni bir yelpaze sistemi gelişmiştir. Söke Havzası'nın son dolgusu olan bu yelpaze çökelleri tümüyle bu fayın denetiminde gelişmiştir. Bu fay geniş bir düzlüğü kuzeyden sınırlayarak Söke Grabeni'nin dar bir

zonda sınırlanmasına yol açmıştır. Söke Fayı ile Alimbey Fayı arasında KD-GB doğrultulu koridorda uzanan havzanın tüm birimleri, Alimbey Fayı'na doğru KB yönünde tilt olmuşlardır.



Şekil 37. Büyük Menderes Grabeni'nin batı kesiminde Efes-Milet arası ve çevre alanlarını gösteren morfo-tektonik harita (Westaway, 1994'ten).

5.2.6.4.2. Davutlar fay sistemi.

Davutlar kasabası güneyinde (Şekil 34, 37) birbirine paralel D-B doğrultulu 3 fay gözlenir. Bu faylardan daha güneyde yer alanı masif içinde, ortadaki Masif ile Neojen istifi arasında, kuzeyde yer alanı ise Neojen birimleri arasındadır. Bu faylar olasılıkla güneyden kuzeye doğru gençleşmektedir ve en kuzeyde yer alan fay, ilkine göre daha sonra gelişmiştir. Güneyde yer alan fay ile fayın güneyindeki blok kuzeydekine göre yükselmiştir (Şekil 36D). Fayın kuzeyinde yaklaşık 1 km^2 lik alanda havzanın taban birimleri askıda kalmıştır. Ortada yer alan fay ile Masif, Neojen birimlerine göre yükselmiş ve hemen önünde kalın bir yelpaze, yelpaze-akarsu çökeli birikmiştir. Bu fayın zaman içinde aktivasyonu ile faya yaslı gelişmiş olan tüm istif, faya doğru 20-30^0 lik açılarla tilt olmuştur. Davutlar fay sisteminin en kuzeyinde yer alan fay ise ilk iki faya göre daha sonra gelişmiştir. Bu fay ile hem havzanın farklı birimleri hem de havza birimleri ile Kuvaterner çökelleri yan yana gelmiştir.

5.2.6.4.3. Kuşadası fay sistemi.

Kuşadası yöresinde 3 farklı yönde gelişmiş fay gidişleri gözlenir. Bunlardan ilk ikisi olasılıkla aynı dönemlerde gelişmiş ve bir fay çifti oluşturan KB–GD ve KD-GB doğrultulu olan faylardır (Şekil 34). Bu faylar ile masif, havzanın birimlerine göre yükselmiştir. Kuşadası güneyinde Neojen birimleri içinde üç veya dört tarafı faylı olup metamorfik temeli yükselten horstlar yer alır. Bu fay sistemi havzadaki birimlerden gençtir.D-B doğrultulu faylar ise bölgenin en genç fay sistemidir. Bölgedeki önemli morfolojik unsurlardan olan Durmuş Dağı'nı önemli mertebede yükselten bu tür faylardır (Şekil 36D). Ayrıca Kuşadası KD'sundaki Pilav Tepe'yi kuzey ve güneyden sınırlayan, Soğucak Köyü kuzeyindeki Akmalı ve Babahüseyin Tepeyi Kuzeyden sınırlayan ve Kartallıkaya'yı Güneyden sınırlayan faylar D-B yönlü faylardır. Bu tür faylardaki fay düzlemleri üzerindeki fay çizgileri tümüyle normal atımı göstermektedir.

5.2.6.4.4. Tuzburgazı-Argavlı fay sistemi.

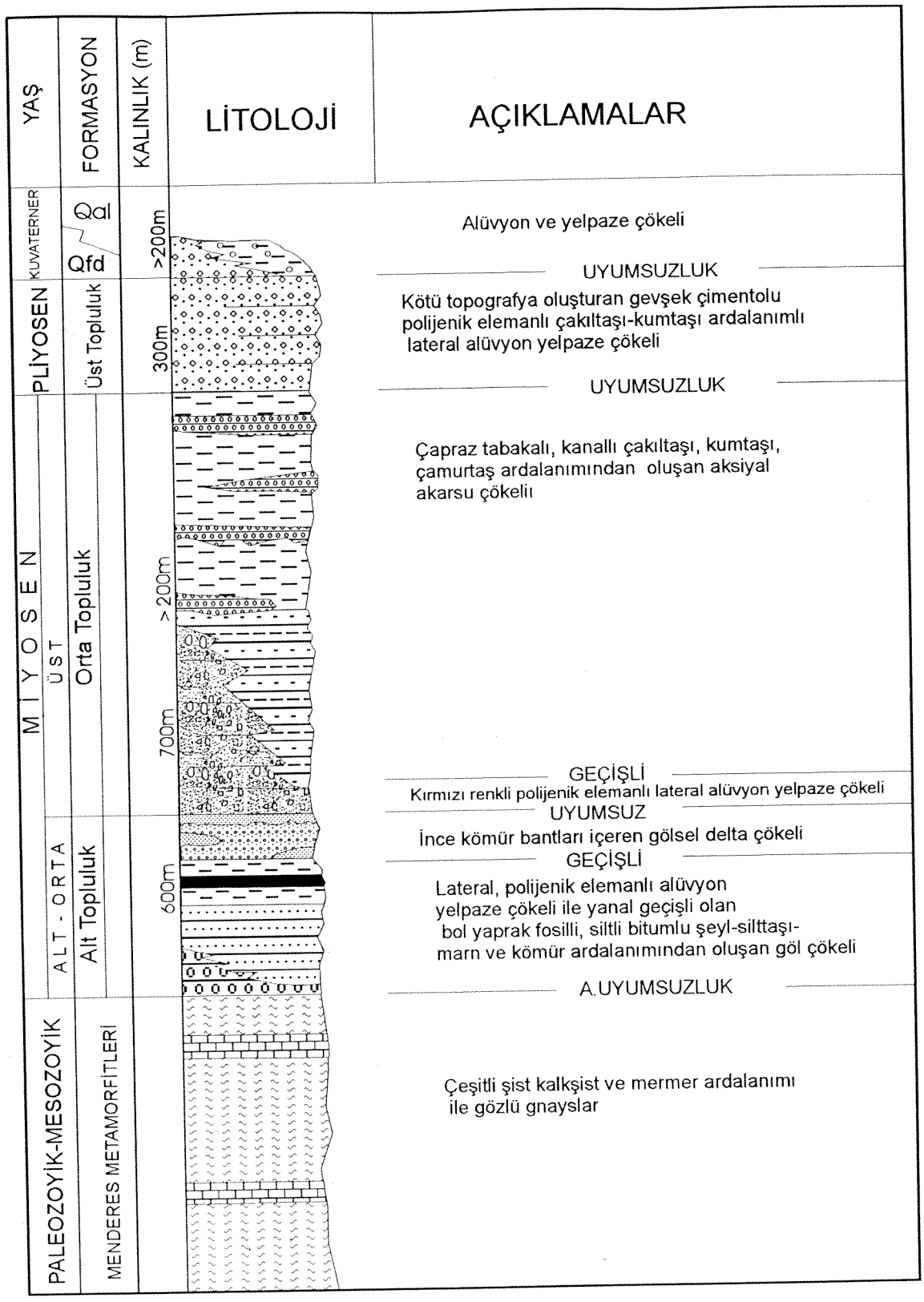
Bölgenin en genç fay sistemidir (Şekil 34, 36D, 37). Tuzburgazı-Argavlı arasında K30D doğrultulu izlenen bu fay Tuzburgazı'ndan batıya D-B doğrultulu izlenmektedir. Fay sistemi ile Dilek yarımdası ve Durmuş Dağı Büyük Menderes ovasına göre önemli mertebede yükselmiştir. Bu fay sistemi ile önceki tüm yapılar ve istifler bugünkü Büyük Menderes Havzası'na göre askıda kalmıştır. Bu fay sisteminin gelişiminden sonra fayın KB'sında kalan bölge yaygınca ve etkin bir aşındırmaya uğramıştır. Fay sistemine ait bazı fay düzlemlerinde normal atım ve yer yer sol yönlü oblik atım gözlenmiştir. Bu fay sistemi, geniş B. Menderes düzlüğünü kuzeyden sınırlayarak Söke Grabeni'nin dar bir zonda sınırlanmasına yol açmıştır.

5.2.7. Büyük Menderes Grabeni çevresinin jeolojisi; Ortaklar-Aydın-Dalama yöresi.

Büyük Menderes Grabeni, Gediz Grabeni'nin, jeolojik açıdan Bozdağ horstuna göre, güneye bakan simetrik bir unsuru olarak değerlendirilebilir. Bu grabenin gelişiminde ve evriminde oluşan jeolojik unsurlar Gediz Grabeni'nin güney kenarında tanıtılan jeolojik unsurların eşdeğeridir. Bu bölgede tanınan istifler, bunların yaşları ve gelişme unsurları Gediz'dekilerle birebir korele edilebilir.

Germencik-Aydın çizgisinin kuzeyinde kalan yörede (Şekil 34), birbirleriyle diskordan 3 ayrı kaya birimi ayırtlanmıştır. Grabenin güneyindeki horstlarda yeralan Neojen istifi ise daha sürekli bir istifdir. İstifte üç ayrı kaya birimi ayırtlanmıştır (Şekil 38).

İncelenen yörede K-G çekme kuvvetlerinin etkisi ile yaklaşık D-B, KD-GB doğrultulu genç fayların mevcut olduğu görülmüştür. Bölgedeki Neojen istifleri alttan üste doğru alt topluluk, orta



Şekil 38. Büyük Menderes Grabeni'nin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (İztan ve Yazman, 1990'dan).

topluluk, üst topluluk olarak ayırt edilmiş ve bu sıraya göre anlatılmıştır. Bunlar, Gediz Grabeni güneyindeki Alt, Orta ve Üst toplulukların eşdeğerleridirler.

5.2.7.1. Alt Topluluk.

Birim, Menderes Masifi'nin temel metamorfik kayaları üzerinde tabanda birbirinden farklı litolojileri bünyesinde blok olarak bulunduran, üste doğru kaba konglomera-kumtaşı ardalanmasına

dönüşen daha üstte ise marn, şeyl ve tüfitlerden oluşan bir istif özelliğindedir. Birimin üstünde orta topluluk diskordan olarak yer alır.

Birim Germencik-Ortaklar hattının kuzeyinde Çamköy'ün 1.5 km güneyinde, 1 km kuzeyinde ve batısında olmak üzere 3 ayrı alanda mostra verir (Şekil 34). Aydın linyit işletmeleri ve Dalama güneyindeki haritalama alanının tamamını bu istiften oluşur.

Temel kayalar üzerinde, başlıca blok ve çakılları metamorfik kayalardan türeme; şist, gnays, mermer ve kuvarsitlerin oluşturduğu kaba bloklu bir birim başlar. Taneler genellikle köşeli, yarı köşelidirler. Tabakalanmasız, boylanmasız ve derecelenmesiz olup, kötü tutturulmuştur. Birim üste doğru tanelerin incelmesi şeklinde devam eder. Mor, şarabi renkli, iyi tutturulmuş fakat kötü boylanmalıdır. Mor renkli birimin üzerinde sarımsı-boz renkli, kötü tutturulmuş, orta-kaba taneli kumtaşları bulunur. Kumtaşları şeyllerle ardalanır üste doğru ise tümüyle istifteki şeyller egemen olur. Şeyl; gri, koyu gri renkli, kartonumsu tabakalı ve bitumludürler.

Aydın linyit işletmelerinin bulunduğu alanda alt topluluk, Aydın-Çine yolunun 10.km'sinden başlayarak KDda Kovacık deresine, doğuda ise Pınar deresine kadar uzanarak oldukça geniş bir alanda mostra verir. İstif, tabanda metamorfik temel kayaları üzerinde, çökelmeyle eş zamanlı oluşmuş, bir fay şevi önünde, bloklu bir birim olarak başlar. Bloklu birimi oluşturan tanelerin boyları çakıl ile on metreyi bulan büyüklük sınırları içerisindedir. Büyük blokların miktarı küçüklere göre oldukça fazladır. Birim kötü boylanmalıdır, derecelenme ve tabakalanma göstermez. Bloklu birimin tane boyu üste doğru incelir. Kumtaşları ise iyi tutturulmamıştır ve bol mikalıdır. Kumların aralarında çok ince kömür düzeyleri görülür. Bu kumlu orta düzeyden sonra, birim üste doğru şeyl, marn ve yer yer tüfitlerin görüldüğü bir birime geçer. Şeyller, beyazımsı-krem renkli, orta-ince tabakalı, kırılgan ve dağılgandır. Marnlar şeyller ile ardalanmalı olarak bulunurlar. Bol miktarda yaprak fosilleri içerirler. Ekonomik olan kömür bu düzeylerde bulunmaktadır. Şeyl-marn düzeylerinin aralarında beyazımsı-krem renkli, çok hafif olan tüfitler yer alır. Bu alanlar çökelme ortamının en sakin ve olasılıkla derin olduğu alanlardır.

Dalama güneyinde Çavdar Köyü ve çevresinde görülen alt topluluk; Aydın-Çine yolunda, Madran Çayı üzerinde kurulmuş olan Çine barajının bulunduğu alandan başlayarak yaklaşık KDya doğru, Çıkrıkalanı-Alhan köylerine kadar uzanan oldukça geniş bir alanda yüzeylenmektedir. Çökelmeyle eş yaşlı olan bir fay şevinin önünde gelişmiş olan çok kaba bloklar içeren bir birim ile başlar. Birim yaklaşık 500 m kalınlığındadır. Üste doğru tane incelmesiyle, kötü tutturulmuş kumtaşına geçerler. Kumlu birimin içersinde yanal devamlılıkları fazla olmayan koyu gri-gri renkli, bitümlü, ince-orta tabakalı, kolay dağılan karton şeyller bulunur. Bu düzeylerde ince damarlar şeklinde, işletilen kömür oluşumları içermektedir. Çökelmeyi kontrol eden fayların doğrultusu KD-GB ve KB-GD 'dur.

Alt topluluk altta, fay kontrollü bir çökelme ürünüdür, üstte ise mevsimsel koşullara bağlı olarak birbiri üzerine yığılan ve tekrarlanan alüvyonal yelpaze birikintilerinden oluşmuştur. Çökelme ortamının faydan uzaktaki alanlarında, gölsel fasiyesteki kireçtaşları, doğrudan metamorfik kayalar üzerinde birincil bir dokanakla oturmaktadır.

5.2.7.2. Orta Topluluk.

Bu birim çalışma alanında, Germencik-Aydın hattının kuzeyinde oldukça geniş bir alanda yüzeylenir (Şekil 34). En iyi mostraları Aydın-İzmir otoyolundan Dağyeni Köyü'ne giden yol yarmasında ve Kovalan deresinde görülür. Birim başlıca zayıf tuturulmuş, kötü boylanmalı, tabakalanması belirgin olmayan, kırmızı çakıltaşlarıyla başlar. Birimin üst düzeylerinde çakıltaşı-bol mikalı kum ardalanması baskındır. İstif üste doğru çakıltaşlarının azalmasıyla birlikte kum ve silt boyutundaki malzemenin egemen olduğu üst düzeylere geçilir. Alt topluluğun üzerinde birim;

orta-iri taneli, kötü tutturulmuş, kırmızı renkli çakıltaşları olarak yer alır. Üst düzeylere doğru birimin içerisinde 3-4m. kalınlığa ulaşan kireçtaşı mercekleri görülür.

Orta Topluluk, Alt topluluğu düşük açılı bir uyumsuzlukla üsteler. İstifin metamorfik kayalarla olan dokanağı çoğu yerde faylıdır. İstif faya yakın kesimlerde, metamorfik temel kayalara doğru eğimlenmiştir (back-tilting). Orta topluluk; alüvyal yelpaze ortamında çökelmiştir. Büyük Menderes Grabeni'nin kuzey kesimindeki çökellerin, memeli faunasına dayanılarak, erken Pliyosen-erken Pleyistosen'de çökelmeye başladığı belirtilmiştir (Sickenberg vd., 1975). Ancak çevre alanlarla korele edilerek geç Miyosen'de başladığı söylenebilir. Olasılıkla geç Miyosen-Pliyosen yaşlıdır. Çünkü, kırıntılı istif, grabenin güneyinde gölsel kireçtaşlarına geçmektedir. Bu kireçtaşı istifinden, Nazilli güneyinde Bozdoğan Grabeni içinden elde edilen memeli fosilleri ile Üst Türoliyen yaşı verilmiştir (Becker-Platen vd., 1977).

5.2.7.3. Üst Topluluk.

Topluluk. Egemen litolojileri blok, çakıl ve yer yer kumların oluşturduğu bir istiftir. Çakıltaşları, orta-iyi ve yuvarlaklaşmış olup tabakalanma ve derecelenme göstermezler. Birim, altta orta topluluk üzerinde diskordan olarak oturur. Birim grabenin güncel dolgusunu temsil etmekte olup Pliyo-Kuvaterner yaşlıdır.

5.2.7.4. Yapı ve tektonik evrim.

Gediz Grabeni'nin benzeri ve simetriği özelliğindeki Büyük Menderes Grabeni'nin yapısal ögeleri de Gedizde anlatılanlarla benzer olduğu için burada bu bilgiler tekrar edilmeyecek, sadece ana hatları kısaca verilecektir.

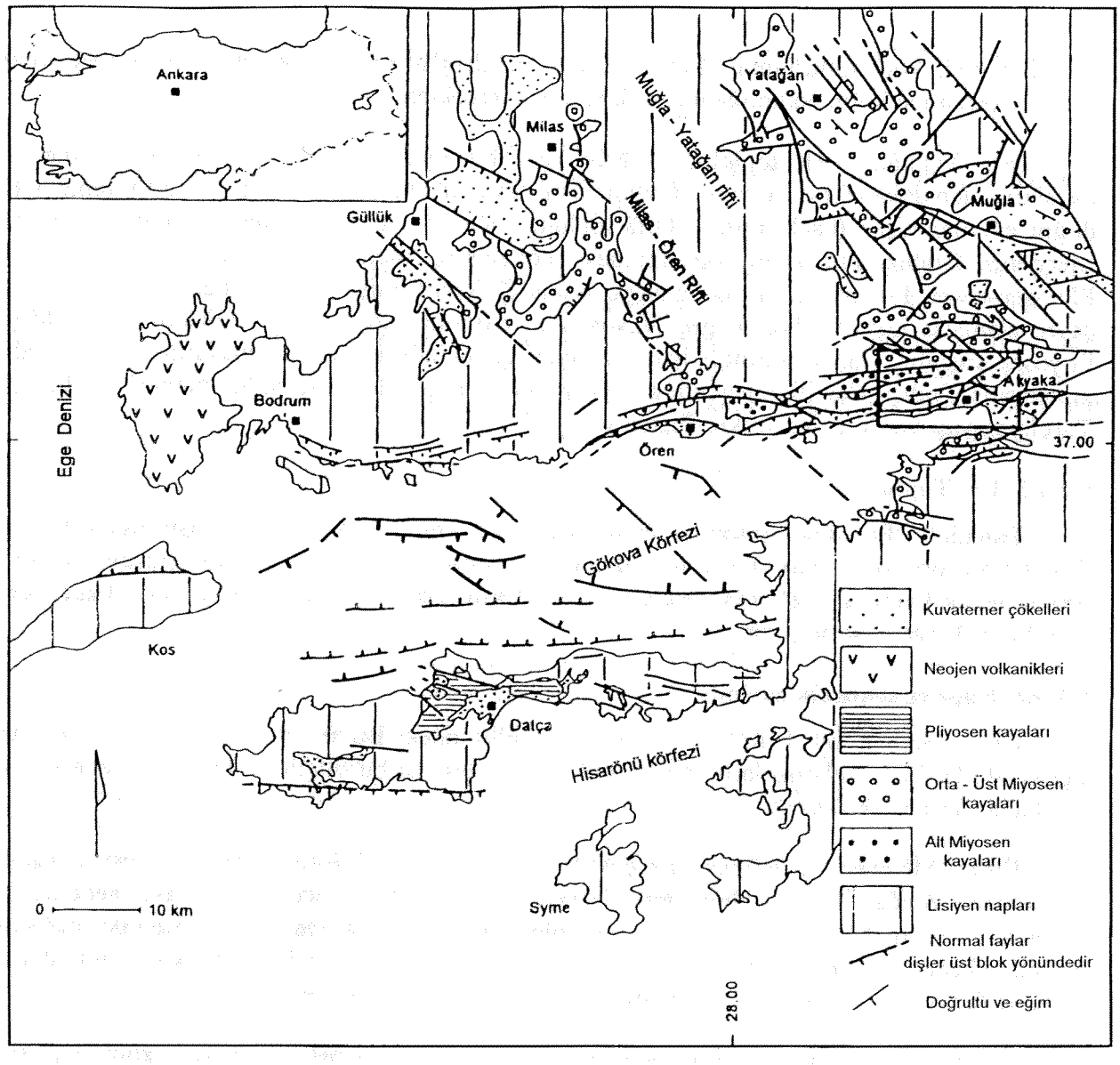
Erken Miyosen'de, bölgede az çok K-G (KD-GB ve KB-GD) gidişli horst ve grabenler gelişmiştir. Bunlar Bozdağ horstunun oluşum döneminden önce vardır. Bu nedenle, Gediz yöresinden Büyük Menderese doğru devamlı oldukları düşünülmektedir. Birgi'den Bozdağ boyunca Salihliye kadar, dağı K-G enine biçen önemli fay sisteminin, ayrıca Bayındır kuzeyinde dağı enine biçen K-G fay sisteminin bu gibi zonlara karşılık geldiği söylenebilir.

Geç Miyosen'de Bozdağ yükselmeğe başlamış ve onu kuzey ve güneyde sınırlayan sıyrılma fayları gelişmeğe başlamıştır (Şekil 13). Bu dönemde, Gedizin kuzeyinde gelişen K-G gidişli kros grabenlerin, Büyük Menderes güneyinde benzerleri olarak Karacasu, Bozdoğan ve Çine grabenleri gelişmeğe başlamıştır. Bölgede egemen D-B gidişli Büyük Menderes Grabeni, Geç Miyosen'den sonra, olasılıkla Geç Miyosen-Pliyosen'de gelişmiş olan güneydeki egemen yapıdır.

5.2.8. Gökova Grabeni Çevresinin Jeolojisi

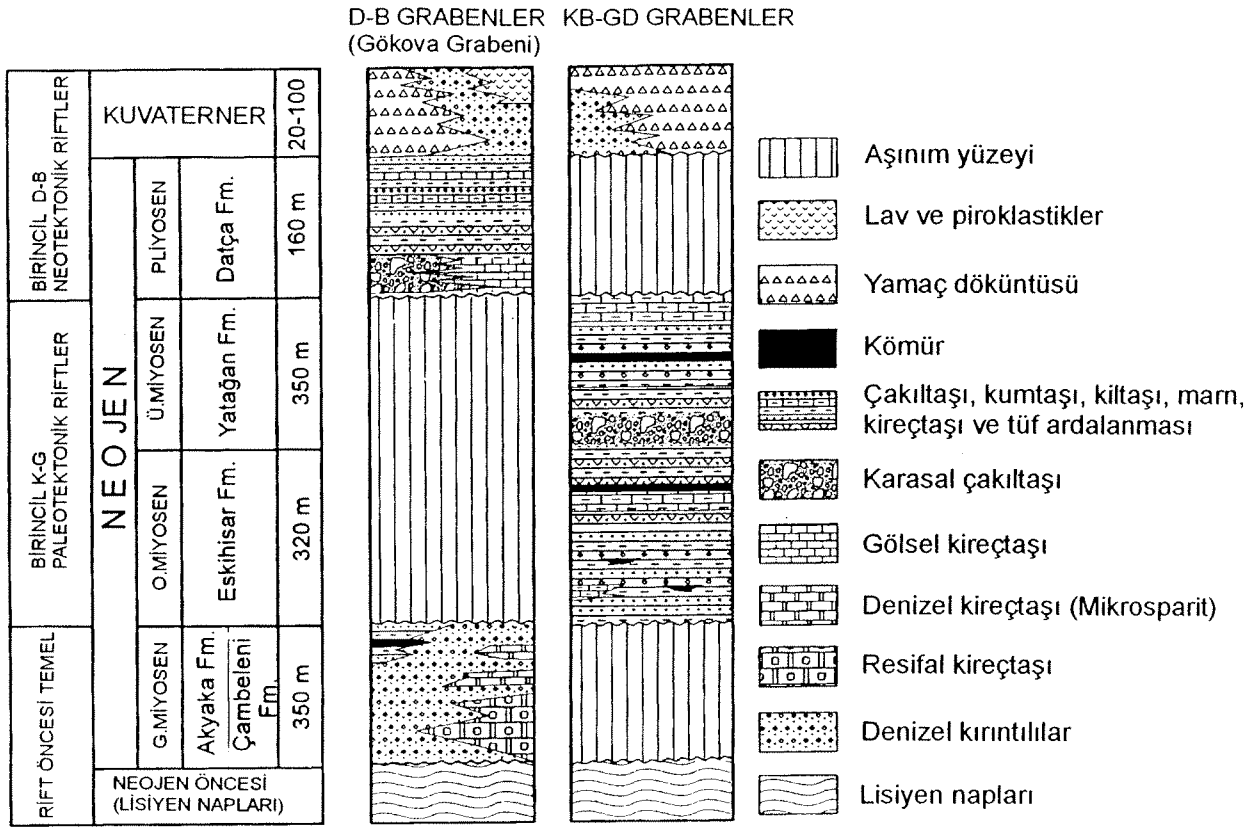
Gökova Grabeni'nin jeolojisi Görür vd. (1995) tarafından anlatılmıştır. Burada bölgenin kısa bir tanımı ile yetinilecektir.

Gökova Körfezi'nin çevresinde Likya (Elmalı) napları temeli oluşturur (Şekil 39). Likya (Lisiyen) napları, kuzeyde Menderes masifi ile güneyde Toroslar arasında geniş bir yer kaplar. Napların üzerinde ise Neojen istifleri yeralır. Likya napları bu yörede, Orta kompleks (intermediate complex) (de Graciansky vd., 1967; Gutnic vd., 1979) ve onun üzerinde yer alan bir peridotit napından oluşur. Orta kompleks, Mesozoik yaşlı platform karbonat istifi ve üst Kretase yaşlı fliş ve yaban flişi istifi gibi tektonik dilimlerden oluşur. Peridotit napı homojen bir peridotit ile onu kesen mafik ve ultramafik dayk kayalarından oluşur. Peridotite Gökova Körfezi'nin güney ve GB'sında kopuk mostralar halinde rastlanır. Likya naplarının Neojen örtüsü Gökova Körfezi çevresinde yaygınca mostra verir (Şekil 39).



Şekil 39. Gökova Körfezi ve çevreleyen alanın jeoloji haritası (Görür vd., 1995'ten).

İstifin tabanını Alt Miyosen yaşlı istif oluşturur. Bunlar Gökova Körfezi çevresinde D-B gidişli normal faylarla kesilmiştir. Alt Miyosen istifi başlıca 2 kaya grubundan oluşmaktadır (Şekil 40). Altta konglomeralar vardır. Bunlar kötü katmanlı, kötü boylanmalı, sarı renkli bir birimdir. Çakılları yuvarlaklaşmış, metamorfik kayalar ve Mesozoyik karbonat istifine ait gereçten derlenmiştir (Akkaya fm.). Bunun üzerinde düşük açılı bir diskordans ile kırmızı klastik bir birim yer alır (Kızılağaç fm.). Bunlar yanal yönde beyaz, sarı, foraminiferli kumtaşlarına geçer. Bu birimdeki bentik foraminiferler, Akitaniyen-Burdigaliyen yaş aralığını göstermektedir (Görür vd., 1995). Bunlarla eş zamanlı çökelmiş çamurtaşı-marn ve kumtaşlarından oluşan karasal-gölsel istifte ise kömür düzeyleri ve gastropod fosilleri vardır. Bu istifte ara katkı olarak görülen akarsu konglomeralarında paleoakıntı yönleri çökel gerecin kuzey ve KB'dan derlendiğini göstermiştir. İstif, yukarıda tanıtılan nitelikleri ile bir geçiş çökelme ortamını temsil eder; sığ denizden paralik bataklık ve alüvyon yelpazesine geçen özellikler sergilemektedir (Görür vd., 1995). Bu çökeller, Likya naplarının sırtında, nap yerleşmesi sırasında gelişmiştir ya da napların yerleşmesinden hemen sonra gelişmiş bir istif olarak değerlendirilmektedir (Görür vd., 1995).



Şekil 40. Gökova Körfezi ve çevreleyen alanlarda, D-B uzanımlı ve K-G uzanımlı havzalarda yeralan istifleri gösteren stratigrafi kesitleri (Görür vd., 1995'ten).

Gökova Körfezi'nin kuzeyinde birisi Yatağan Muğla yöresinde, diğeri ise onun daha batısında (Milas-Ören çevresinde KB-GD uzanımlı 2 Neojen havzası yer almaktadır (Şekil 39). Bu 2 havza bir horst ile ayrılmıştır. Havzalar yaklaşık 30 km. enindedir. Boyları 80 km'ye yakındır. Havzaların K-G gidişleri, daha genç E-W faylarla kesilmiştir ve yer yer iç düzenleri bozulmuştur. Çökel istifler havzaları sınırlayan faylara doğru 5-30° tilt olmuşlardır. K-G havzalardaki istif başlıca 3 kaya grubundan oluşmuştur. Altta Eskihisar formasyonu yer alır. Bu birim tabanda gri-yeşil konglomera, kumtaşı ve kiltaşı ardalanmasından oluşur. Kiltaşı düzeyleri içinde kömür düzeyleri vardır. Ayrıca bitki fosilleri, gastrodop ve polen içermektedir. Kırıntılı kayalarda ise omurgalı ve gastropod fosilleri vardır (Benda vd., 1974; Becker-Platen vd, 1977; Sickenberg ve Tobien, 1971; Atalay, 1980). Bu birimi üzerleyen birim, killi kireçtaşı ve kireçtaşı ardalanmasından oluşur. İçinde tüf ara katkıları ve linyit düzeyleri tanınır. Atalay'ın (1980) ayrıntılı fosil tanımlamalarına göre istif Orta Miyosen (Astrakiyen) yaşlıdır.

İkinci kaya stratigrafik topluluk Yatağan formasyonu olarak tanınmaktadır (Atalay, 1980). Bu birim, kalın (≈350 m) bir konglomera, kumtaşı, kiltaşı, killi kireçtaşı, kireçtaşı ardalanmasıdır. İçinde omurgalı, gastrapod ve bitki fosilleri vardır. İstifin tabanında kaba kırıntılılar yer alırlar. Bunlarda katmanlanma zayıf olup, birim iri (>10cm) çakıllardan oluşmuştur. Çakıllar çoğun metamorfik kaya kökenlidir. Kaba klastikler yanal ve düşey yönde ince kırıntılı ve nihayet karbonatlara geçmektedir. Atalay (1980) bu birimden Turoliyen yaşı elde etmiştir.

Üçüncü kaya stratigrafi birimi ince taneli çökellerden oluşur. Bu istifte alüvyon ve denizel çökeller yer alır. Alüvyon kara (doğuda) alanlarında, denizel çökeller ise deniz dolaylarında (batıda) gelişmiştir. Birim Kuvaterner yaşlıdır.

Gökova Körfezi, D-B doğrultulu bir rifti temsil eder (Şekil 39). Riftin büyük bir kesimi, Ege Denizi suları altındadır. Riftin daralarak bittiği doğu kesimde, küçük bir alan karada yer alır. Bu alan Akyaka'nın yaklaşık 10 km doğusunda sonlanmaktadır. Rift'in her iki kenarı da faylıdır. Ancak, kuzey kenar daha dik bir şev oluşturur. Bu fay basamaklarında Neojen çökelleri fay düzlemlerine doğru tilt olmuştur.

Rift dolgusunun çökelleri Pliyo-Kuvaterner yaşlıdır. Pliyosen çökelleri kalın katmanlı, beyaz, gölsel, onkolit ve pizolitli kireçtaşlarıdır. Bu çökeller üste doğru konglomera, kumtaşı, marn, dolomit ardalanmasından oluşan bir birime yerini bırakır (Orombelli vd., 1967; Kapan ve Taner, 1994). Bu akarsu-göl çökellerini, yeşil kiltaşı-kumtaşı marn birimi izler. İçilerinde bol gastropod ve lamellibranş fosilleri vardır.

Kuvaterner çökeller, fay önü çökelleri, yelpaze çökelleri ve denizel çökellerden oluşan kırıntılı ve karbonat istifidir. Bunlardan 15-10 000 yıl yaşlar elde edilmiştir (A.Barka ve S. Akyüz ile sözlü görüşme).Yelpaze çökelleri ve fay önü çökel istif 100 lerce metre kalın, boylanmasız, zayıf tutturulmuş çakıllardan oluşur.

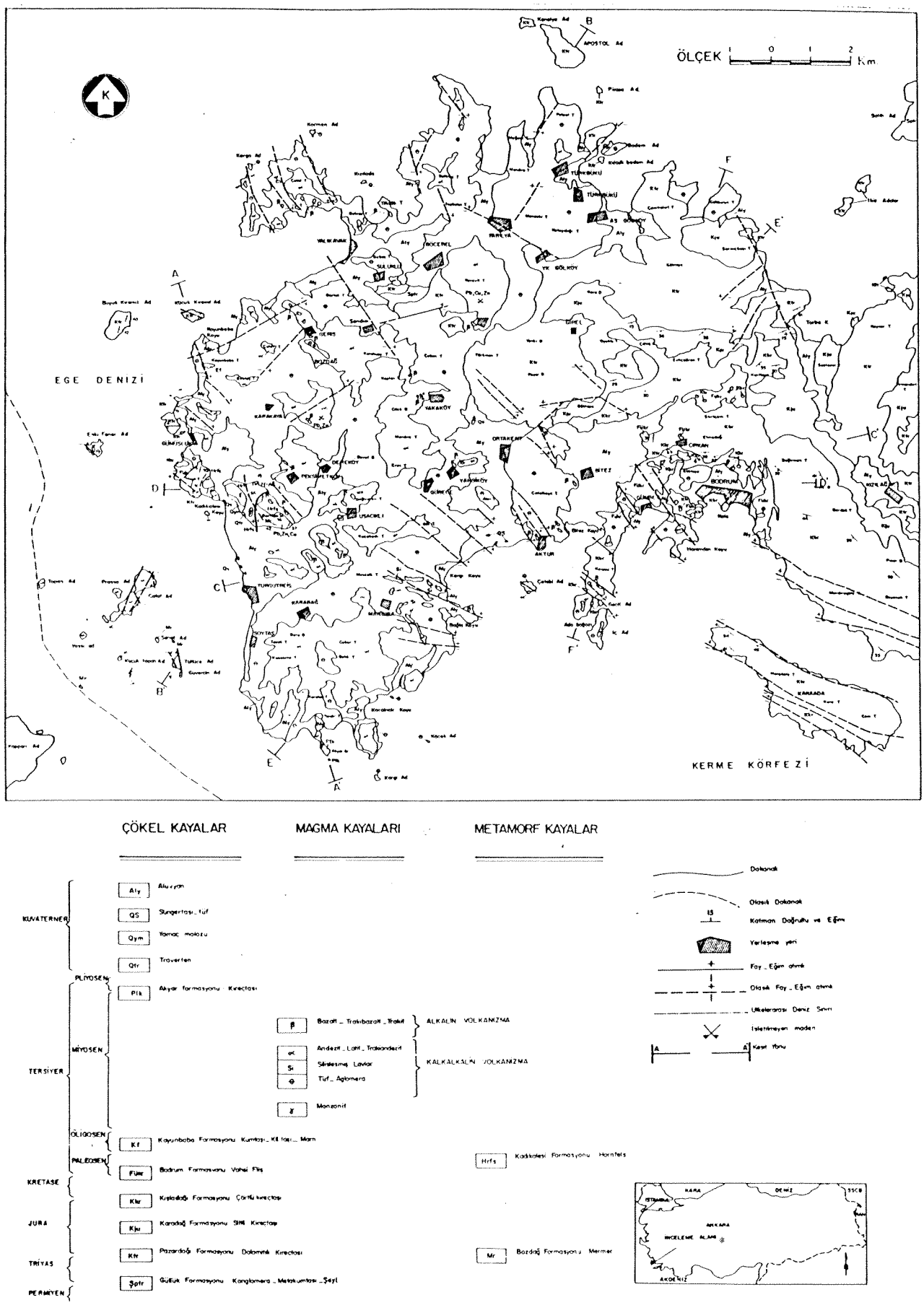
5.2.8.1. Bodrum Yarımadası.

Bodrum Yarımadası'nda temel Paleozoyik yaşlı, zayıf metamorfik, konglomera, kumtaşı, şeyl ardalanmasından oluşur. Bunun üzerinde Mesozoyik yaşlı karbonat kayalarının egemen olduğu, rekristalize kireçtaşı ile Üst Kretase yaşlı fliş ve yaban flişi yeralmaktadır. Bu topluluklar Likya naplarına aittir.

Likya naplarının üzerinde volkanik kayaların egemen olduğu bir Neojen istif yer almaktadır (Şekil 41). Neojen istifinin tabanında yaşı belirlenememiş, fosilsiz, sert, kumtaşı-marn-kiltaşı ardalanması oluşan bir birim vardır. İyi katmanlı, yaklaşık 100 m kalın bu birimin üzerinde ise onu kesip, üzerlerine akmış lavlar ve piroklastik kayalar yer alır. Bu birim, Ercan vd. (1984a)'ne göre Ege adalarında örneğin Kappari, Pserinos ya da Istanköy'de görülen Üst Eosen flişini ya da Ören kuzeyi, Gökova ve Ula çevresindeki Oligosen flişini (Bremer, 1971) andırmaktadır. Ancak benzeri birimin, Ören-Alakilise-Kullak Bölgesi'ndeki, mostralarından Akitaniyen denizel fosilleri saptanmıştır (Hakyemez ve Örçen, 1982). Bu yörelerdeki birim ise Görür vd. (1995)'nin tanımladığı Akitaniyen-Burdigaliyen, denizel flişinin benzeridir. Birim, Akdeniz'in Alt Miyosen çökellerini temsil etmekte olup, kuzeydeki Para Tetis'den, Batı Anadolu-Ege Bölgesi'nde yükselmiş bir kara alanı ile ayrılmaktadır (Steinenger ve Rogl, 1984).

Bodrum Yarımadası'nda magma kayaları yaygın ve egemendir. Bunlar çeşitli plütonik ve volkanik kayalarla temsil edilirler. Magmatizmanın ilk ürünleri Kadıkalesi yakınındaki magmatik bir sokulumdur (Rober ve Cantagrel, 1977). Bu sokulum yaşlı kayalarda kontak metamorfik bir zon geliştirmiştir. Benzeri monzonitler Tüllüce, Küçüktapan, Sarıot ve Yassı adlı adacıklarda da mostra vermektedir (Ercan vd.,1984a). Kadıkalesi monzonitinden 11.2±1.6 yaş elde edilmiştir (Pişkin, 1980). Bodrum Yarımadası'nda daha sonra etkin bir volkanizma başlamıştır. Volkanizma, andezit, latit-dasit lavları ile bunların piroklastik ürünlerini oluşturmuştur. K/Ar yöntemi ile lavlardan 9.7-9.7±1 yıl yaşlar elde edilmiştir (Pişkin, 1980). Lavlar, CA bileşimlidir. Kerme Körfezi'nin Üst Miyosen yaşlı istif içindeki tüf düzeyleri bu volkanizma ile kökensel ve zamansal ilişkilidir. Milas, Muğla neojen istfindeki tüfler de aynı dönemde gelişmiştir (Becker-Platen vd., 1977; Besang vd., 1977).

Ortaç-asit bileşimli bu CA volkanik evreden sonra, alkalin bileşimli ve bazik nitelikli bir volkanizma evresi gelişmiştir. Bu evrede alkali olivin bazalt dayk ve lavları çıkmıştır. Bu dayklar ve lavlar KB-GD doğrultulu kırık ve faylarını kullanmıştır (Ercan vd., 1984a). Bu evrenin volkanik kayalarından 7.75-7.90±0.25 yıl yaşlar elde edilmiştir (Rober ve Cantagrel, 1977).



Şekil 41. Bodrum Yarımadası'nın jeoloji haritası (Ercan vd., 1984'ten).

Akyar Burnu'nda Üst Miyosen lavları üzerinde diskordan oturan marn, killi kireçtaşlarından oluşan bir istif mostra verir. Birim kavkı parçalı ve fosillidir. Sığ denizel-karasal geçiş ortamı sergileyen bu kayalar, Datça Yarımadası'nda, Istanköy'de ve Kerme Körfezi dolayında varlığı bilinen Pliyosen denizel istifin eşdeğeri olarak değerlendirilmektedir.

5.2.8.2. Yapı ve Tektonik gelişim.

Yukarıdaki açıklamalardan da görüleceği gibi bölgenin jeolojik gelişiminde farklı zaman, ortam ve doğrultularda gelişmiş istifler oluşmuştur. Alt ve Orta Miyosen istifleri, D-B gidişli graben çökellerinin ve onların gelişimini denetleyen fayların oluşumundan önce çökelmiştir. Bu nedenle bunların gelişiminin bu sistemle jenetik ilişkisi yoktur. Ayrıca, Alt-Orta Miyosen çökelleri oluşmaları sırasında ve sonrasında K-G bir sıkışma sistemi içinde deforme olmuştur.

Geç Miyosen'de Muğla-Yatağan ile Milas-Ören boyunca K-G havzalarda çökelme gelişmiştir. Bunlar Menderes Masifi'nin hızlı yükselmesi dönemiyle ilişkilidir. O yükselimi saran periferal havza ile jenetik ilişkilidir. Yükselmeyi olanaklı kılan sıyrılma fay sistemi üzerinde, yani tavan blokunda yer almaktadırlar. Menderes Masifi'nin yükselmesi ile yaşıt bu istif, rejyonal bir K-G gerilmenin verisi olarak değerlendirilerek, bölgede gerilmenin yaşı kabul edilebilir. Bu yükselme, Menderes Masifi'nin, Gediz ve Büyük Menderes arasında, Bozdağ dolayındaki yükselimi ile yaşıttır. O yükselime bağlı olarak gelişen istiflerle de yakından benzerlidir. Bu veri, Kerme Körfezi'nin hemen bitişiğindeki Istanköy (Kos) Adasında saptanan geç Miyosen gerilme yaşı ile de uyumludur (Böger, 1978). Daha sonra, geç Pliyosen'de D-B fay sistemleri gelişmiştir. Bu faylar, önceki bütün yapısal öğeleri kesmektedir. Gökova Grabeni bu normal faylarla açılmıştır. Geç Pliyosen'de körfezin gelişimi sırasında doğu yönünde sokulan deniz kara içinde geniş bir alanı kaplamıştır.

5.2.9. Batı Anadolu'da Magmatizma.

Batı Anadolu'da yaygın bir magmatik kaya topluluğu yer alır (Şekil 12 ve 42). Bunlar Biga Yarımadası ile Ege sahil şeridinde yoğundur. Güneye doğru, özellikle İzmir güneyinde oldukça seyrektir. Ancak Bodrum Yarımadası boyunca volkanizmanın yoğun olduğu bir kuşak da vardır. İzmir ile Bodrum Yarımadası arasındaki bölgede magmatik toplulukların yoğun olmamakla birlikte hiç bulunmadığı gibi bir kanı varsa da bu doğru değildir. Örneğin Büyük Menderes çevresinde, seyrek bazı magmatik kaya mostraları vardır. Bunlardan birisi Ortaklar kuzeyindeki bir yarı derinlik magma kaya topluluğudur. Diğeri ise Yenice-Karasu ve onun doğusundaki sırtlarda yaygınca görülen felsik tüflerdir. Aydın kömür işletmeleri çevresinde de volkanik bazı katkıların varlığından söz edilmektedir.

İzmir-Bodrum arasındaki alanda magma kayalarının eksikliği, bu yörede gelişmemiş olmalarından çok, bunlar oluştuktan sonra aşınarak yok olmuşlardır. Çünkü bu alanda Menderes Masifi yer alır. Menderes Masifi'nin günümüzdeki konumunu kazanmak üzere son yükselmeye başladığı dönem Geç Miyosen'dir. Bu yükselim sırasında üzerinde yer alan örtünün önemli bir kısmı tektonik ve aşınma yoluyla sıyrılmıştır. Bu nedenle, masifin üzerinde de gelişmiş olan bu volkanik örtü bu dönemde yok olmuş olmalıdır. Masif üzerinde böyle bir örtünün varlığını düşündüren önemli bir veri masifin ileri derecede metamorfik kayalarını kesen granitlerin varlığıdır. Kula'dan (N. Verge ile sözlü görüşme), Bozdağa (Hetzel vd., 1995, Güngör, 1998) ve Büyük Menderes Grabeni çevresine (İztan ve Yazman, 1990; Hetzel ve Reischmann, 1996), kadar, masifin hemen çevresinde bu granitik toplulukların varlığı bilinmektedir. Batı Anadolu plütonik toplulukları ile volkanik topluluklar arasında yakın bir zaman/mekan ve köken ilişkisi olduğu bilinmektedir (Yılmaz, 1989; Karacık ve Yılmaz, baskıda; Altunkaynak ve Yılmaz, baskıda; Genç, baskıda). Bu ilişkinin bu yörelerde de geliştiğini destekleyen 2 kritik mostra vardır. Bunlardan birisi Ortaklar kuzeyindeki yaklaşık 2 km^2 genişliğindeki granodiyorit porfir domudur. Bu topluluk, yüzeye

ulaşmamış hipabisal topluluklardan volkaniğe geçen bir konum sergilemektedir. Bu topluluğun kayaları da bölgenin granodiyoritik derinlik kayaları ile petrolojik yönden bir çok ortak özelliklere sahiptir.

Batı Anadolu'nun magmatik toplulukları Oligosen'den başlayarak (≅30 my) gelişme göstermiştir. Magmatik faaliyet Erken Miyosen'de şiddetlenmiş, Orta Miyosen'de azalarak sönümlenmiştir. Orta Miyosen sonu, Geç Miyosen başı arasına rastlayan dönem, magmatizmada bir zayıflama ya da suskunkunluk dönemidir. Geç Miyosen'de yeni bir volkanizma döneminin başladığı görülür. Bu dönem, Pliyosen'de devam etmiştir. Kuvaterner'de volkanizma, Batı Anadolu da, Kula yöresi dışında, görülmez.

Batı Anadolu magmatizmasındaki 2 etken dönem, hemen bütün özellikleriyle farklı magma toplulukları geliştirmiştir. Oligosen-Erken Miyosen döneminin ürünleri felsik-nötr bileşimli kayalardır. Bu dönemde gerçek bazaltik kayalara rastlanmaz. Geç Miyosen-Pliyosen volkanizma dönemi ise egemen olarak bazaltik lavları geliştirmiştir. Bu dönemin volkanik ürünleri, ilk dönemle karşılaştırıldığında daha az ve seyrektir. Ancak Biga Yarımadası'ndan, Denizli'ye kadar geniş bir bölgede bu volkanik evrenin ürünlerine dağınık mostralar halinde rastlanır.

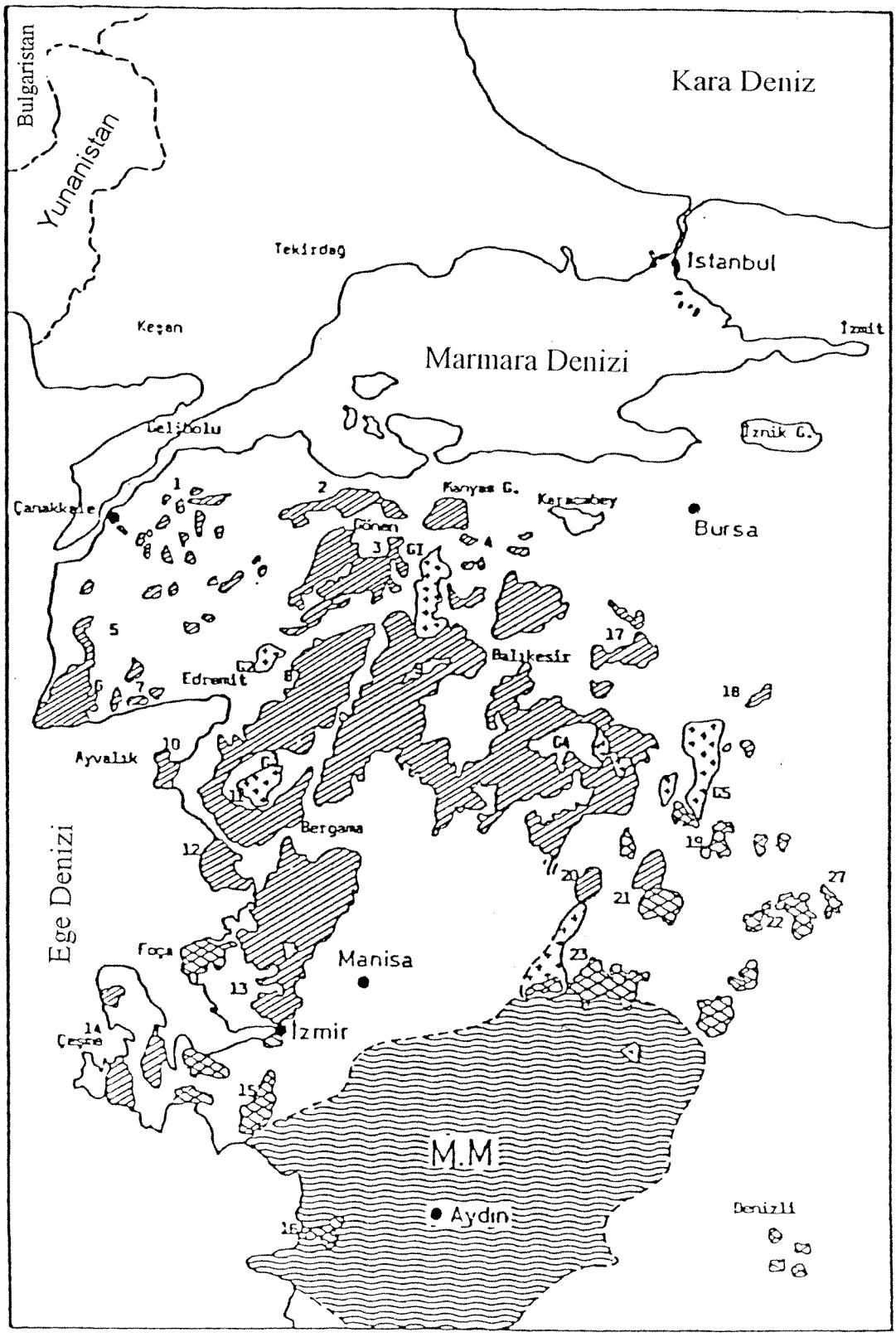
Batı Anadolu'nun birinci evre magmatizması, plütonik, hipabisal ve volkanik kayaları geliştirmiştir. Bunlar çoğunlukla belli yörelerde yoğunlaşmış olup iç içe bir bir konum sergilemektedir. Kestanbol, Bayramiç, Salarya, Eybek, Kozak plütonları bunun iyi örnekleridir. Granitik kayalardan elde edilen yaş verileri plütonizmanın yakalşık 30-20 m. yılları arasında geliştiğini göstermektedir. Ancak yaşlar 25m. çevresinde daha yoğundur. Volkanik kayalardan elde edilen yaşlar plütonik kayalardan elde edilenlerle üstlenirler. Bunlar da 30-15m. yıl arasındaki geniş bir zaman aralığını kapsamaktadır. Ancak en büyük yoğunlaşma 19-17my.ları arasındadır. Geç Oligosen de başlayan plüton yerleşmesi, Epizonda belli bir derinlikte başlamış (Yılmaz, 1989; Karacık, 1995; Altunkaynak, 1996) plütonun kabukta subvolkanik derinliklere ulaşmasına kadar sürmüştür. Batı Anadolu'da incelenen plütonik toplulukların çevresinde gelişmiş olan ve onlarla yaşıt, hipabisal levha-dayk sokulumları ile plütonik kayalar birbirlerini kesmektedir. Levha ve dayk sokulumları ise lavların besleyici bacaları olarak görev yapmıştır (Altunkaynak, 1996). Bu veriler, plütonizma ve onunla jenetik ilişkili yüzey kayalarının gelişimlerinin zaman/mekan ortaklığını belgelemektedir. Bir diğer değişle plüton derinde yerleşirken, yüzeye ulaşan magma ise volkanik toplulukları geliştirmiştir.

Batı Anadolu'daki magmatik kayaçların dağılımları Şekil 42'de, bunların yöreleri, yaşları vb., gibi önemli bazı özellikleri Tablo 1 de sergilenmektedir.

Batı Anadolu'nun Oligosen-Erken Miyosen yaşlı plütonik kayaları çoğun granodiyorit bileşimli, homojen plütonlardır. Ancak içlerindeki kayaların bileşimleri diyoritten adamellite kadar değişimler sergilemektedir. Nadiren siyenit bileşimine de yerel olarak rastlanır (Kestanbol Plütonu; Karacık, 1995). Çeperlerinde çoğun lökokratik-aplitik geç dönemde sokulmuş kayalardan oluşan bir zon görülür. Çevrelerinde kontak metamorfizma oluşturmuşlardır. Kontak metamorfizma granitin hemen bitişiğinde amfibolit fasiyesine ulaşır. Bu dar kesimde kontak migmatitlerin geliştiği de görülür (Örn; Kestanbol ve Kozak plütonları), (Karacık, 1995; Altunkaynak, 1996). Kontakdan uzağa albit-epidot hornfels fasiyesi kayalarına 100 m.'lik bir zon içinde geçilir. Plütonlar yükselmelerinin son dönemlerinde az çok KD-GB gidişli kırık-fay zonlarını kullanarak pasif yolla, sığ derinliklere ulaşmıştır. Bu nedenle çoğunun uzanımları KD-GB doğrultusundadır.

İlk evre volkanik kayalar çoğunlukla andezit ve latitler' den oluşur. Ancak petrografik olarak bazaltik andezitten-riyolite kadar geniş bir yelpazede kayalar türetmiştir. Bazı alanlarda örneğin; Zeytindağ-Maruflar Bölgesi'nde volkanik istif aşmalı olarak, silisik püskürmelerle, bazaltik

andezite doğru düzenli bir değişim içinde evrim geçirmiştir. Bu nedenle stratigrafik en üst düzeyleri temsil eden platoda yaygınca koyu renkli, bazaltik andezit lav akıntıları egemendir.



Şekil 42. Batı Anadolu'daki magmatik toplulukları gösteren jeoloji haritası. MM: Menderes Masifi, Çapraz tarama: bazalt, +: granit, enine tarama: nötr ve asit volkanik toplulukları göstermektedir (Yılmaz, 1989'dan).

İlk evre volkanizması strato volkanları oluşturmuştur. Bunlar çoğunlukla, her yörede şiddetli püskürmelerle, piroklastik gereç püskürterek faaliyete başlamıştır. Volkanizmanın çıkış merkezleri granitik plütonlarınki gibi KD-GB gidişli fay ve kırık zonlarını izler ve çoğunlukla plütonların çevresinde dizilirler. Çıkış yerleri yakınında lavlar, lahar ve çamur akıntıları egemen olup birbirleriyle ardalanmaktadır. Çıkış merkezlerinden uzağa doğru piroklastik akış ürünü kayalar ve daha da uzağa piroklastik yağmur birikimleri (pyroclastic fall deposits) tedricen artarlar. Piroklastik yağmur birikimleri hemen her yörede düşük enerjili ortamda çökelmiş, gölsel çökellerle bir arada ve onlarla geçişli ve ardalanmalıdır. Bu nedenle su ortamında işlenmişlerdir. Bu gözlem, birinci evre volkanizmasının geliştiği dönemde, Batı Anadolu'nun, bütünüyle, Ege Denizi'nin bulunduğu kesimi de içeren tüm bölgede, yüksek bir alan niteliğinde olduğunu belgelemektedir. Bu yüksek alan, içinde düşük enerjili gölsel çökellerin geliştiği göl (ler) halindedir. Bu ortamın, yüksek ve yataya yakın bir plato konumunda olduğu anlaşılmaktadır. Bu özelliği ile bugünkü Doğu Anadolu ya da Tibet Bölgesi'nin konumuna benzetilebilir.

Geç Oligosen-Orta Miyosen arasında yani; birinci volkanizma evresinde gelişen nötr-felsik bileşimli volkanizma, çoğunlukla kalkalkalen bileşimlidir. Bu volkanizmanın bir kısmında alkali element konsantrasyonu şoşonit alanına ulaşmaktadır. Bu volkanizmanın ortak özellikleri, alkalice, uçucularca zengin olmalarıdır. LIL Elementleri de zenginleşmiştir. Bu zenginleşme magmanın ^{87}Sr / ^{86}Sr izotop bileşimlerinde de kendisini gösterir (Şekil 12).

Magmanın kimyasal özellikleri; (Yılmaz, 1989; 1990; Seyitoğlu vd., 1994; Ercan vd., 1985; Genç, baskıda, Karacık, 1995; Karacık ve Yılmaz, baskıda; Altunkaynak, 1996, Altunkaynak ve Yılmaz, baskıda) ve izotop özellikleri (Güleç, 1991; Ercan vd., 1985) tarafından tanıtılmıştır. Bu magma yukarı mantoda, zenginleşmiş bir kaynaktan türemiş ve kabuktan geçerken %40-50'ye varan oranlarda kirlenerek hibrit bir bileşim kazanmıştır. Bu volkanizma dalma-batma ve/veya çarpışma tektonik ortamlarında gelişen magmalara benzer özellikler sergilemektedir. Ancak gelişim sürecinde, bölgede bir dalma-batmanın geliştiğini kanıtlayan jeolojik veriler yoktur.

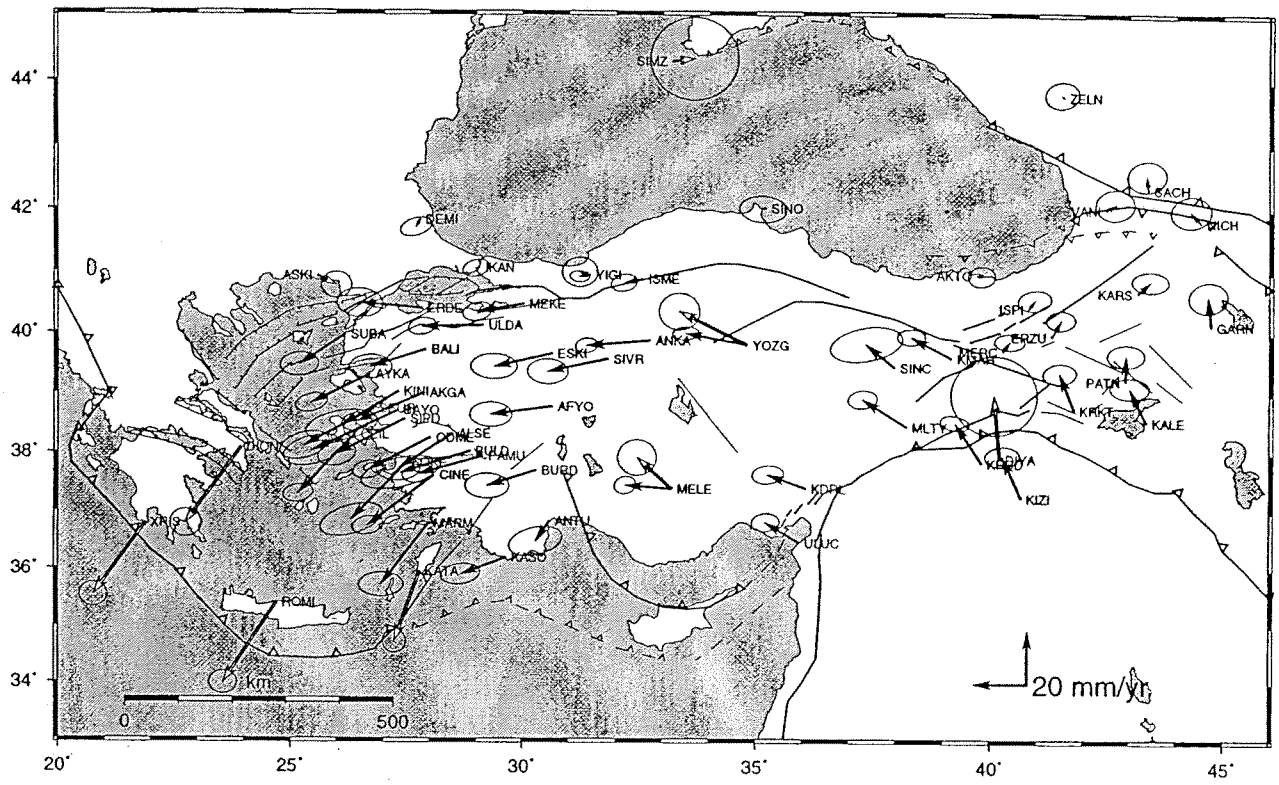
Manto kaynağının zenginleşmesi ve yay türü magma oluşması, daha önceki, örneğin Geç Kretase dönemindeki dalma-batma sırasında yukarı mantoda, litosferik mantonun kirlenmesinin sonucu olmalıdır. Andezitik-latitik bileşimli lavların içlerinde bazik ksenolitlerin bulunuşu, bölgede bazaltik magmanın belki de baştan beri var olduğunu, ancak yüzeye ulaşmadan bileşimlerinin değiştiğini düşündürmektedir. Yunt Dağı'ndaki volkanik sıralanım, magma bileşimini zaman içinde asitten baziğe doğru birkaç kez değişim geçirerek tekrarlandığını, magma odasına her defasında bazik magma eklenmekte olduğunu işaret etmektedir. Bazik magma, bazalt olarak bölgede Geç Miyosen'den evvel görülmez.

Geç Miyosen'de, bölgenin K-G gerilmeye başladığı sürede, kısa bir suskunluk döneminin (14-10 my.) ardından, yeni bir volkanizma dönemi başlamıştır. Bu dönemde hemen tümüyle, bu döneme kadar bölgede görülmeyen bazalt lavları çıkmıştır. Mostra alanları küçük olmakla birlikte bazik magma 9 ile 4 m. yıllar arasında bölgede çok yaygınca gelişmiştir. Çoğunlukla D-B doğrultulu açılma çatlaklarını ve normal fayları izleyerek çıkan bu lavlar, genellikle alkalen bileşimlidir. İzotop oranları çoğunlukla yukarı manto türevli ve katışıksız olduklarını göstermektedir. Bunlar rift ortamında gelişen bazaltlara benzemektedir. Bunların yanısıra bazı bazaltlar tıpkı andezit-latit türü önceki dönemde gelişen hibrid lavlara benzeyen, zayıf alkalen ya da geçiş bileşimleri sergilemektedir. (Yılmaz, 1989). Bu özellik, bölgede K-G gerilmenin başladığı ve litosferin inceldiği sürede bile, zenginleşmiş litosferik yukarı mantonun yer yer korunmuş olduğunu ve hala magma üretme imkanı bulmuş olduğunu düşündürmektedir.

6. EGE BÖLGESİ'NİN AKTİF TEKTONİZMASI.

Bölgede aktif tektonizma üzerinde gerçekleştirilmiş, rejyonal ölçekli çalışmalar henüz yeterli sayıda ve detayda değildir. Fay kinematiği üzerinde yerel bazı çalışmalar (Dumon vd. 1981; Angelier vd. 1981) ya da uzay fotoğrafı değerlendirmeleri şeklinde (Zanchi vd.,1993) bazı rejyonal çalışmalar ve değerlendirmeler yapılmıştır. Benzeri çalışmalar Ege adalarında da vardır (Simeakis vd. 1989).

Ege'nin aktif tektonizması 2 önemli jeolojik olayın etkisi altında gelişmektedir. Bunlar; a) Ege dalma-batma sistemi ve b) Arabistan levhasının, Bitlis sütur kuşağı boyunca Anadolu'yu kuzey yönünde sıkıştırmasıdır (Şekil 43). Bu nedenle Ege, günümüzde tektonikçe aktif bir bölge niteliğindedir.



Şekil 43. Anadolu levhasında hareket yönü ve hız vektörlerini gösteren harita (Relinger ve Barka, 1997'den).

Arabistan ile Lavrazya levhaları Bitlis süturu boyunca Orta Eosen sonunda; yaklaşık 40 m.yıl önce çarpışmışlardır (Yılmaz, 1993). Bu çarpışma Hindistan-Asya çarpışması ile az çok aynı döneme rastlar. Çarpışmayı izleyen dönemde levhaların birbirlerine yaklaşmaya devam etmeleri, önce okyanustan arta kalan denizel ortamları yok etmiştir. Bu, erken Miyosen'e kadar sürmüştür. Erken Miyosen, Allokton napların Arabistan platformu üzerine itilip yerleşme dönemidir (Yılmaz vd., 1993). Levhaların yaklaşmaya devam etmeleri, erken Miyosen'den sonra, Doğu Anadolu'da kıta kabuğunu kısaltıp, kalınlaştırmıştır. Geç Miyosen sonuna kadar, yakınlaşma Doğu Anadolu'nun kendi hacmi içinde, kısalmaya neden olan yapılar oluşturarak karşılanırken, 50 km'yi bulan kıta kabuğu (N. Canıtez ile sözlü görüşme) bu dönemden sonra Kuzey Anadolu (KAF) ve Doğu Anadolu (DAF) transform faylarının, Doğu Anadolu'da Karlıova'da birbirlerine kavuşmalarıyla, Anadolu levhasının sınırlarını belirlemiştir. Anadolu levhası Pliyosen'den başlayarak batı yönünde harekete geçmiştir (Şaroğlu ve Yılmaz, 1987). Anadolu levhasının Karlıova 3'lü birleşme noktasından (triple junction) batı yönünde kaçmaya başlaması ile Arabistan-Lavrazya çarpışmasının neden olduğu sıkışma, batıya aktarılmaya başlamıştır. Batı Anadolu ve Ege

günümüzde de bu kaçma rejiminden önemli ölçüde denetlenmektedir. GPS verilerine göre (Reilenger vd., 1997) Anadolu levhası doğu ve orta kesimlerde batı yönünde, yaklaşık 18-22mm/y hareket etmektedir. Hareket, batıda saatin tersi yönünde bir rotasyonal harekete dönüşerek, Ege Hendeği'ne doğru yüksek bir hızla (40 mm/y) ilerlemektedir (Şekil 43) (Müller vd., 1997). Bu hareket, hafif kıta kabuğunun, ağır okyanus kabuğu üzerinde, kayması gibi yorumlanabilir. Bir diğer bakışla, Doğu Akdeniz okyanus tabanı, Ege levhası altına doğru hızla dalıp batmaktadır.

Afrika'nın son 92 yıldan beri saatin tersi yönünde, kuzeye doğru hareket ettiği, paleomanyetizma verilerinden bilinmektedir. (Dewey vd., 1973, 1988). Hareket vektörü son 10 my'danberi, önceki NE olan vektöriyel hareketinden sapıp K-G yönüne dönüşmüştür. Afrika'nın Avrupa'ya doğru yaklaşım hızı yılda yaklaşık 10 mm olarak hesaplanmaktadır. Okyanus hendeğinde gerçek kısalma ise 50-70 mm/y.'dır.

Beniof zonunun eğim açısı 100 km.ye kadar yaklaşık 23° iken, buradan daha derine doğru artarak 38°ye ulaşmaktadır (Papazachos, 1990). Bu zonun 40 ile 100 km lik kesimindeki depremlerin fay çözümleri, magnitüdü 8'i bulan, ters atımlı fayların geliştiğini işaret etmektedir. Doğu Avrupa kratonundan elde edilen temsilci değerlerle karşılaştırılarak hesaplandığında, tomografya verileri, dalan levhanın 80 ile 140 km arasında, astenosferde kısmi ergime geliştirmesi gerektiğini ortaya koymaktadır. Bunu destekleyen veri yay volkanizmasının varlığıdır.

Anadolu levhasının batıya hareketinin motoru Şengör ve Kidd'e (1979) göre Doğu Anadolu'da kısalıp kalınlaşma, Mc Kenzie (1972) ye göre ise bu kalınlaşmanın depo ettiği gravitasyonel potansiyel enerjidir. Anadolu levhasının batıya hareketinin, Ege ve Batı Anadolu'da K-G yönlü bir gerilme ile karşılandığı görüşü, günümüzde yaygınca kabul görmektedir.

Ege Bölgesi'nin, K-G yönlü bir gerilme içinde biçim değiştirmesinin en açık verisi, Batı-Doğu doğrultulu grabenlerdir. Çünkü grabenler Ege'de jeolojik ve morfolojik en egemen unsurlardır. Grabenleri sınırlayan faylar boyunca bölge sismikçe aktiftir (Şekil 7c ve 7d). Faylar üzerinde birçok deprem kaydedilmektedir (Şekil 4, 7c, d).

Ege Bölgesi'nde K-G yönlü gerilme ve bunun neden olduğu graben yapıları, Philipson (1910, 1915) dan beri bilinmekte olup gerilmenin sürmekte olduğu sismik kayıtlarla belgelenmektedir. Bölgede sismik aktivite yaklaşık D-B gidişli kuşaklar boyunca yoğunlaşmıştır (Şekil 4, 7). Bunlar yapısal depresyon ve grabenleri çevreleyen fay zonlarına karşılık gelmektedir. Bu aktivite 30 ½°E ile 26°E boylamları arasında görülür (Şekil 7b). Bundan daha batıya ve doğuya doğru etkisi hızla azalmaktadır. Sismik aktivite normal fayların hareketleriyle bağlantılıdır. Normal fayların bölgede egemen yanal unsur oluşturmaları satelit görüntüleri ile de açıklıkla görülmektedir. Bu egemen yapılar, fay düzlemleri ile de tanınmakta ve izlenmektedir.

Batı Anadolu ve Ege Bölgesi'nde Gökova Grabeni'nden-Edremit Grabeni'ne kadar ki tüm yörede en yaygın yapı unsurları K-G gerilme rejimi altında gelişmiş olanlardır. Bu yapılar bölgenin her yaştaki Neojen kaya grubunu etkilemişlerdir. En yaygın fay sistemi D-B gidişli bir çift (conjugated) normal fay takımlarıdır. Bunlarda blok faylanmalara bağlı fay düzlemleri 45°yi bulan eğim açıları kazanmıştır. Bu çift fay takımları D-B ya da, DGD-BKB doğrultuludur. Zanchi vd. (1993), tüm bölgeyi kapsayan 33 inceleme alanında, bu 2 fay takımının düzenli olarak geliştiğini saptamıştır. Bunların, Alt-Orta Miyosen çökellerini, kesin ve keskin dokanaklarla kesip yer değiştirdiğini de belirtmişlerdir. Bu gerilmenin $\sigma 3$ bileşeni 170-180° arasındadır. Zanchi vd. (1993), K-G gerilmenin, Geç Miyosen de başladığını vurgulamıştır.

Ege gerilme rejimi, Kuzey Anadolu Fayı'nın etkisi altındaki Biga Yarımadası ve kuzeyindeki alanlarda, Ege grabenlerinden daha karmaşık bir yapı sistemi oluşturmaktadır (Şekil 7c). Bu

yörelerde KAF'ın sağ yanal atımlı hareketi ile Batı Anadolu'da gerilme isteminin düşey atım egemen hareketlerinin bileşkesi içinde karmaşık yapı unsurları gelişmektedir. KB Türkiye'den Ege Denizi içine yayılan bu oblik fay sistemleri batı yönünde 3 önemli fay zonu ve bu fay sistemlerinin denetlediği, batimetride dar ve derin hendekleri geliştirmiştir (Şekil 2 ve 4). Bunlardan en önemlisi kuzey Ege Çanağı ya da Anadolu Çanağı olarak bilinen; ayrıntısı giriş bölümünde tanıtılan en kuzey hendektir (Şekil 4). Bu, Saroz'dan Yunanistan'da Helion (Magnezia) Yarımadası yönünde uzanmaktadır. Bu fay zonunda 1981 yılında magnitüdü 7.3, 1983 yılında ise magnitüdü 6.9 olan depremler kaydedilmiştir (Şekil 7c). İkinci bir fay zonu, Çanakkale boğazından, Eğriboz'a uzanır (Şekil 4). Bu fay zonunda 1968 yılında magnitüdü 7.2 olan bir deprem kaydedilmiştir. Üçüncü fay zonu ise Edremit Körfezi'nden başlayıp, Midilli'den geçerek, Eğriboz'un güneyine doğru uzanmaktadır (Şekil 4). Bu zonda 1981 yılında magnitüdü 7.2 olan bir deprem kaydedilmiştir.

6.1. Neotektonik yapılar.

Ege'nin batı kesiminde faylanmalar, gerilme tabiatında olup, normal faylar KB ve BKB doğrultusunda uzanmakdır. Kayma vektörleri (slip vector) ise KKB ve KKD yönlüdür (Şekil 43). Orta ve Doğu Ege'nin kuzey kesimlerinde sağ yönlü yanal atımları olan oblik faylar egemendir (Taymaz vd., 1991). Bu faylar KD ve DKD doğrultulu olup kayma vektörleri KD yönlüdür. Batı Anadolu'nun, Kuzey Anadolu Fayı (KAF) etkisindeki kuzey kesiminde az çok birbirine paralel birçok yanal atımlı fay vardır (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Aynı bölgede deniz jeolojisi, sismik ve batimetrik verilerin belirlediği bir çok aktif, normal faylar da vardır (Lalechos ve Savoya, 1979; Brooks ve Ferentinos, 1980; Lyberis, 1984). Yunan Anakarası'nın KB'sı ile Arnavutluk, D-B bu sağ yönlü makaslamayı dönerek karşılayamadığı için, bu makaslama D-B bir kısalmaya yol açmaktadır. Arnavutluk-KB Yunanistan ile Apulya-Adriatik platformunun çarpışmasının batıda neden olduğu kabuksal kısalma ve kalınlaşma, bu bölgenin rotasyonuna direnerek mani olmaktadır. Bu nedenle bölge D-B kısalmaya uğramaktadır. Bu kısalma sonucunda, Ege Bölgesi, güney yönünde, Ege Denizi'nin üzerine doğru kolaylıkla kayabildiği için, Ege'de K-G gerilmeye neden olmaktadır (Dewey ve Şengör, 1979; Taymaz vd., 1991).

Mercier vd.'ne (1987) göre, Ege yayında stres dağılımı son 8my. da birçok kere değişmiştir. Orta Pleyistosen'den günümüze kadar ki sürede yay KD-GB kompresif stres etkisi altındadır. Aynı stres, iç zonda, örg Korint Körfezi ve Eğriboz da KB-GD bir gerilmeye neden olmaktadır (Şekil 4). Erken Pleyistosen döneminde, kompresyonal deformasyon yay kenarında etkili, iç kesimlerde ise zayıf gelişmiştir. Pliyosen-Erken Pleyistosen arasında ise gerilme egemen olmuştur.

Ege dalma batma açısının zaman içinde giderek artması, örneğin derine doğru 23°den 35°ye artışı (Papazachos, 1990) ve Doğu Anadolu'da K-G sıkışmanın sürmesi, Ege'de K-G gerilmenin de sürmesinin doğal nedenleridir. Deformasyon geometrisi, Kuzey Ege'de kırılmış kalas (broken slat) modeli ile açıklanmıştır (Taymaz vd., 1991). Bu modele göre; dönmeye zorlanan kesim, ince uzun litosferik parçalar halinde kırılmaktadır. Bu bölge, makaslamaya topluca direnip, birbirine göre bağıl hareket ederek ve kırılarak makaslamayı karşılamaktadır. Armijo vd. (1996) ne göre ise Taymaz vd. (1991)'nin kırılan kalas kinematik modeli Ege'de, Anadolu ile Yunanistan Anakarası arasında, kayma oranındaki farklılığı açıklamakta yetersiz kalmaktadır; özellikle de Korint'deki hızlı kaymayı. Bu modelin bir başka eksikliği de şudur; model Batı Anadolu'dan güneye makaslamanın, D-B uzanımlı grabenler üzerinde ve onların uzanımları boyunca dağılımını gerekli görmektedir. Korint'deki gibi onlara dik bir K-G gerilmenin açıklanmasına cevapsız kalmaktadır.

Saha verileri Ege'de KD-GB sağ yönlü makaslamanın başlangıcının 10 m.yıl önce başladığını belirtmektedir (Mercier vd., 1991). Sismisite orta ve K Ege'de en yaygındır.

7. TARTIŞMA

7.1. K-G gerilmenin başlangıç yaşı üzerine.

Ege'deki K-G gerilme rejimi üzerinde son 20 yılda birçok çalışma gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmalar; sismotektonik (Mc Kenzie, 1978; Jackson vd., 1982; Ambraseys ve Jackson, 1990; Taymaz vd., 1991), fay analizleri (Angelier, 1979; Mercier vd., 1979, 1989; Lyberis, 1984; Roberts ve Jackson, 1991), petrolojik ve jeofizik (Makris ve Stobbe, 1984; Fytikas vd., 1984; Spakman vd., 1988), ısı akısı (İlkışık, 1995), stratigrafik ve tektonik bazlı araştırmalardır. (Sayıları çok fazla olup metin içinde değinilen bu çalışmalara burada ayrıca değinilmeyecektir).

Ege Bölgesi'nde, K-G gerilmenin başlangıç zamanı günümüze kadar tartışmalı bir konu olarak süregelmiştir. Jackson ve Mc Kenzie'ye (1988) ve Kissel vd. (1984)'e göre K-G gerilme 5 my. önce başlamıştır. Zanchi ve Angelier'e (1993) göre gerilme Geç Miyosen'de başlamış, geç Miyosen-Pliyosen boyunca K-G yönünde gelişmiş, Kuvaterner'de ise KD-GB yönüne dönmüştür. Bu sisteme iki ayrı örnek olarak aktif Manisa fay düzlemi ile Kırkağaç Fayı'nı vermektedirler. Manisa Fayı KB-GD ve D-B doğrultulu normal faydır; σ33, 45° doğrultuludur. Bu fayda son 100 yılda aktivite kaydedilmemiştir. Ancak Roma dönemindeki bir depremin Magnesia'yı (Manisa) yıktığı bilinmektedir (Allen, 1975). Kırkağaç Fayında, fay düzlemi KD-GB doğrultuludur.

Ege dalma batma sistemine göre, bir yay ardı bölgede gerilmenin başlaması stratigrafik, yapısal ve fiziksel parametrelerin ölçülmesine dayanılarak bazı çalışmacılar tarafından Serravaliyen sonu (13-11 Ma; Angelier, 1979; Meulenkamp ve Hilgen, 1986; Mercier vd., 1987) olarak teklif edilmiştir. Diğer bazı araştırıcılar ise gerilmenin önemli kısmının son 5 my. içinde geliştiğini vurgulamışlardır (Mc Kenzie, 1978; Dewey ve Şengör, 1979; Mercier vd., 1987; Kastens, 1991).

Geç Miyosen-Pliyosen dönemi, KAF zonunun da harekete geçtiği zamandır. Bu nedenle KAF zonunun hareketiyle, batı Anadolu'da gerilmenin başlaması ilişkisine dayandırılan ayrıntılı modeller de üretilmiştir (Taymaz vd., 1991; Jackson vd., 1992). Kimine göre ise gerilmenin başlangıç yaşı 13m. (Le Pichon ve Angelier, 1979) veya 15my. (Westeway, 1994 a,b) dır. Gautier ve Brunn (1994) 'e göre stratigrafik, sismotektonik veriler ve fay analiz verilerine göre aktif yay ardı gerilmeye bağlı tektonik rejim 13 m.y. dan beri sürmektedir. Diğer bazı araştırmacılara göre ise gerilme çok daha önce; geç Oligosen (30 my)-erken Miyosen (25my) den beri sürmektedir.

K-G gerilme başlangıcı olarak bu denli farklı yaşların teklif edilmesinde önemli farklılıkların olması, başlıca iki nedene bağlıdır. Bunlardan birisi uygulanan yöntemlerin gerilme zamanını belirlemede istenen hassasiyeti sağlayabilecek güvenilirlik ve yeterlilikte olmamasıdır. Asıl önemli olanı ise, özellikle jeoloji harita alımına dayalı önceki çalışıcıların çalıştıkları alanların, bölgeyi anlayabilmeğe yeterli olacak büyüklükte ve ayrıntıda olmamasıdır. Yani bölgenin bütününde olan biten jeolojik gelişmeleri yansıtacak kadar geniş bir alanı kapsamamış olmalarından kaynaklanmakta, ve bunun yol açtığı yanlış değerlendirmeleri içermektedir. Bu nedenle bu çalışmalar, çoğunlukla graben gelişimi öncesi ve sonrasında gelişen olayları, yeterli duyarlılıkla ayırt edememişlerdir. Çünkü bunlar, çoğunlukla aynı bir grabenin iki kenarını bile korele edememiş, grabene bitişik horstların üzerlerini bile yeterince incelemedikleri için graben içine sandıkları ve öyle belirttikleri birimlerin, hemen bitişikteki horstların üzerinde de yer aldığını fark edememişlerdir.

7.2. Ege'de K-G gerilmenin başlangıç nedeni ve yaşı üzerine

Ege'de bölgesel ölçekte K-G gerilmenin gelişmesi konusunda ileri sürülmüş olan görüşler başlıca 3 başlık altında toplanabilir;

1-Ege Hendeğinde dalan levhanın zaman içinde gerilemesi.

2-Anadolu levhasının batıya kaçışı.

3-Ege termal domunun çökmesi.

Aşağıda bu 3 farklı görüş ve bu görüşlere yol açan veri ve düşünceler anlatılacaktır.

Spakman vd.'nin (1988)'ın sismik topoğrafya çalışmalarıyla öne sürdüğü,ancak geçerlil tartışılan görüşüne göre, Ege dalma batma sisteminde dalan levha yaklaşık 600 km derine ka izlenebilmektedir. Bu uzun levhanın geriye doğru hareketi (roll-back/retreat) üst levhada önemli gerilme yaratmaktadır (Mc Kenzie, 1972, Mc Kenzie ve Yılmaz, 1991).

Dewey (1988)'ye göre Akdeniz Bölgesi'ndeki ana havzalar olan; Alboran Denizi, Tir Denizi ve Ege Denizi bir orojen çökmesi sonucunda gelişmiştir. Bu çökmeye ise orojenik kuşak onu çevreleyen ön ülkeler arasındaki potansiyel enerji farkı neden olmuştur. Bu görüşe göre d kuşakları kendi ağırlığı ile, bir tepsi ortasına konan bir bal kümesinin, tepsinin kenarına doğ yayılması gibi gelişmektedir (Bucher, 1956). Dewey'in bu görüşü Ege Bölgesi'ndeki gerilmer başlatılmasında tetikleyici mekanizma olabilir. Çünkü, Ege Bölgesi gerçekten de gerilme önc deniz düzeyine göre yüksek bir alan konumunda bulunmaktaydı. Ancak Şengör (1993)'e gö Akdeniz çevresindeki kuşaklarda, orojenik çökmenin tek başına gerilme yaratan bir mekanizr olarak çalıştığı bir bölge yoktur; gerilme bu yörelerde levha kenarı işlemlerinin sonucun gelişmiştir.

Burchfield vd. (1992) ise gravitasyonel çökmenin güzel bir örneğini Himalaya'lar çevresin Tibet'ten göstermiştir. Bu görüşe göre ana sıyrılma fay gelişimi sırasında, üst levhanın alt kesimin kısmi ergimesi, kabuğun direncini azaltmakta ve böylece çökmeye yol açmaktadır.

Ege Hendeğinde dalan levhanın zaman içinde geriye hareket etmesine dayanılarak, K-gerilme sisteminin geliştiği görüşü de yaygınca benimsenmektedir. Hellen dalma-batma sistemir bağlı olarak geliştiği bilinen ve volkanik merkezlerin dizilimi ile oluşan, yaşları 3-4m.yıldan dal eskiye gitmeyen bir volkanik yay kuşağı vardır. Bu kuşağın varlığına rağmen, aynı sisteme bağ daha yaşlı magma kayalarının da adalarda var olduğu görüşü, bazı çalışmacılar tarafından ile sürülmektedir. Örneğin Le Pichon ve Angelier (1979) yay magmatizmasının yaklaşık 13my önc başladığını belirtmiş daha sonra Lyberis vd., (1982) ve Pe Piper ve Piper (1979) bu görüş desteklemiştir. Her ne kadar, Fytikas vd., (1976), Ege'de dalma batma kökenli magmatizmanı 26my'dandevam ettiğini, dalma-batma sisteminin zaman içinde kuzeyden güneye doğru göç edere ilerlediğini iddia etmiş ise de bu görüş jeolojik-jeofizik verilere dayanmayan, daha çok jeokimy temeline dayandırılmış bir modeldir.

Dalma-batmanın topoğrafik belirteci olan Girit Hendeği ile volkanik yay kuşağı arasındal yatay mesafe 150-250 km arasında değişmektedir (Şekil 3). Bu mesafe doğuda dar (≈150 km) oluş batıya doğru giderek artmaktadır. Volkanik yayın bir çift kuşak halinde olması ve kuzeyden güney doğru volkan yaşlarının gençleşmesi, hendeğin zaman içinde, yaydan uzaklaştığını belgelemektedi (Mc Kenzie, 1978, Le Pichon ve Angelier, 1979). Buna bağlı olarak dalan levha da geriye; güney doğru gerilemiştir. Bu göç, dalan levha üzerinde yer alan üst levha da gerilmeye neden olmaktadı (Mc Kenzie ve Yılmaz, 1991).

7.3. Enine graben (Cross graben) kavramı üzerine

Ege'de yaklaşık D-B gidişli grabenler egemen topoğrafik ve yapısal unsurlardır. Ancal bunların yanı sıra bir çok KD-GB doğrultulu grabenler (örn. Etili (Şekil 16), İvrindi, Zeytinda (Şekil 21), Gördes, Demirci, Selendi, Uşak, Ulubey (Şekil 31) ile K-G doğrultulu grabenle (örneğin Urla, Eşme) vardır. Bunlar çoğunlukla D-B gidişli grabenlere bitişik bir konun

sergilemektedir (Örneğin Gediz Grabeni ile Gördes ve Demirci grabenleri; Bergama Grabeni ile İvrindi ve Zeytindağ grabenleri, Edremit Körfezi Grabeni ile Geyikli-Gülpınar Grabeni gibi). Bu az çok K-G gidişli grabenlerin başlıcaları D-B grabenleri açan ana fayların tavan blokunda bazıları ise taban blokunda yer almaktadır. Dolayısıyla hepsi yapısal konumları bakımından D-B grabenleri birbirlerine birleştiren enine graben (kros graben) konumuna uygun bir konumda değildir. Bunun en belirgin örneklerinden birisi, Menderes Masifi'nden uzakta yer alan, Bergama Grabeni'nin K kesimindeki İvrindi (Örenli-Eğiller) Grabeni ile güneyindeki Zeytindağ Grabeni'nin konumudur (Şekil 21).

Şengör vd. (1984)'nin enine graben (cross graben)görüşüne göre ana fayın (sıyrılma fayı) üzerinde yer alan tavan blokunda, ana grabene az çok dik konumlu, oblik atımlı faylarla sınırlı, horst ve grabenler oluşurlar. Bunlar ana grabenle yaşıttır. Ancak bütün bu enine horst ve grabenlerin, tavan blokundaki farklı gerilmelerin sonlandığı bir hipotetik çizgiye doğru azalıp sonlanması gereklidir. Batı Anadolu da birbirine dik konumlu (D-B ve K-G gidişli) bazı grabenlerin yaşları kesinlikle farklıdır. Bunun yanı sıra bu enine uzanımlı grabenler, ana grabenlerin hem tavan hem de taban bloklarında yer alırlar. Ayrıca hipotetik bir çizgide de sönümlenip sonlanmazlar (Şekil 13). Bu tür grabenler kuzeyde Biga Yarımadası'nda Etili, Çan ve Geyikli grabenleri ile güneyde Muğla-Denizli dolaylarında Çine-Yatağan ve Bozdoğan grabenlerine kadar bir alanda tüm batı Anadolu da, yaygındırlar.

McKenzie (1978) ve onun görüşünü izleyen Şengör (1982), Şengör vd. (1984) grabenleri sınırlayan ana sıyrılma faylarının listrik, (kürek biçimli) normal fay özelliğinde olduğunu ve derine doğru, fay düzlemlerinin yataya yaklaşması gerektiği görüşünü öne sürmüştür. Gerçekten de Büyük Menderes Grabeni'nin kuzey kenarında ve Salihli-Alaşehir güneyinde, metamorfik kayalarla üst Miyosen çökellerini sınırlayan listrik tabiatlı ana faylar vardır. Örneğin Salihli dolaylarındaki bu fay düzlemi 800 m'yi bulan üst kotlarda mostra vermektedir ve fay düzlemi 15°-20° gibi düşük açılıdır. Ancak bu düşük açılı fay düzlemi bir çok D-B gidişli ve yüksek açılı (65°-45°) faylarla kesilmektedir (Yılmaz vd.1997a). Bu yüksek açılı faylardan, 1969 Alaşehir depremine neden olan fayı inceleyen Braunmiller (1991), derine doğru, bu fayın yatay konum kazanmasının mümkün olamıyacağı sonucuna varmıştır. Bu görüş Eyidoğan ve Jackson'un (1985) görüşüyle de uyumludur. Bu sonuçlar, düşük açılı listrik fayın, yüksek açılı faylarla kesildiği saha gözlemlerimizle uyumludur. Bir diğer deyişle yüksek açılı faylar, düşük açılı ana faya birleşen sintetik fay karekterinde değildir. Ondan daha sonra gelişmiş, onu kesmiş ve yer değiştirtmiş genç faylardır. Bu gözlemler, Eyidoğan ve Jackson (1985)'ın aynı fay sisteminin derinde yataya yakın, yüzeyde yüksek açılı olduğunu ve birbirleri ile açı yapan bir fay geometrisi sunduğu görüşlerine de yeni bir yorum getirmektedir. Buna göre derinde gerçekten yataya yakın eski bir listrik fay vardır. Bu, yüzeyde görülen listrik fayın devamı niteliğindedir. Ancak fay düzlemi sürekli değildir, geniş aralı ve yüksek açılı faylarla kesilmiştir ve sürekliliği kopmuştur.

Ancak bazı K-G grabenlerin oluşumunda enine graben modelinin de bölgede bir dönemde (geç Miyosen'de) geliştiğini işaret eden veriler vardır. Batı Anadolu'da kompleks graben gelişiminin yönlerinde Mc Kenzie(1972) nin önerdiği ve Şengör vd.(1984)'nin desteklediği şu görüşe uyumlu gelişmeler saptanmıştır; K-G sıkışma döneminde gelişmiş bazı yapılar daha sonra K-G gerilmeye geçildiği dönemde, yeni gelişmekte olan yapıların konumunu kontrol etmiştir. Örneğin Erken Miyosen döneminde ve sıkışma tektoniği içinde gelişmiş olan az çok K-G doğrultulu zayıflık düzlemleri Geç Miyosen'de K-G gerilme sistemi içinde canlanmış ve yeni graben gelişmesi sırasında görev yapmıştır. Örneğin Kozak horstunu sınırlayan KD doğrultulu faylar Erken Miyosen de gelişmiş olup bunlardan Alt Miyosen lavları çıkmıştır. Geç Miyosen'de ise bu faylar boyunca Kozak horstu yükselmiş, onu çevreleyen İvrindi Grabeni ve Altınoluk-Burhaniye çöküntüsü çökmüştür.

8. EGE BÖLGESİ'NİN EKONOMİK POTANSİYELİ

Ege Bölgesi'nin 4 ana jeolojik unsuru olan Menderes masifi, magmatik topluluklar, Neojen havzaları ve D-B grabenlerin herbiri belirli bir ekonomik potansiyele sahiptir. Bu potansiyeli, madenler ve endüstriyel hammaddeler oluşturmaktadır.

Ege adalarındaki metamorfik topluluklar ve Menderes masifi önemli bir mermer potansiyeline sahiptir. Bunlar masifin dış zarfını oluşturan fillat-mermer istifinden elde edilmektedir. Masifte belli bir stratigrafik düzeyi temsil eden zımpara (korund) yataklarının varlığı bilinmektedir. Masifin HP/LT şistleri içinde disten ve sillimanit ile meta ve orto gnaysları ile ilgili feldispat da önemli bir mineral kaynağıdır. Özellikle masiften derlenen alüvyonlarda titanit, graben havzalarında zenginleşmiştir. Örneğin, Büyük Menderes ve Gediz bu açıdan potansiyel gösteren havzalardır.

Magmatik topluluklar da ötedenberi bilinen ve yer yer işletilen maden yataklarına sahiptir. Granitik plütonların çevrelerinde ve onlarla jenetik ilişkili felsik volkanizmaya bağlı hidrotermal alterasyon alanlarında kuzeyde Kestanbol ve Evciler granitleri çevrelerinde, ortada Kozak Plütonu çevresinde (Bergama batısı) altın zuhurları bilinmektedir. Ancak bölge bu açıdan henüz yeterince araştırılmamıştır. Balya dolayları, Yunt Dağı, Kozak Plütonu'nun çevresi ve Menderes Masifi'nin lökogranitli alanları bu açıdan araştırılması yararlı yöreler olarak görülmektedir. Özellikle, genişçe bir kontak metamorfizma geliştirdiği bilinen plütonlarda, skarna bağlı ekonomik potansiyelin incelenmesinde de yarar vardır. Nitekim Evciler graniti çevresindeki kontak metamorfik zonda, ekonomik öneme sahip vollastonit yatakları mevcut olup bunlar işletilmiştir.

Oligo-Miyosen yaşlı nötr–felsik volkanizmanın dalma batma kökenli volkanik topluluklara benzerliği, masif sülfitlerin bu kaya topluluklarında varlığı ile de desteklenmektedir. Balya da tarihsel dönemlerden bu yana işletilen maden yataklarının yanısıra Cu, Pb ve Zn içeren sülfür minerallerine az miktarda bu volkanik alanların birçok yerinde rastlanılmakta ve belirli zuhurlar bilinmektedir.

Felsik volkanizmada riyolit domları ve çevrelerinde perlitler yer yer önemli gelişim göstermektedir. Yuntdağ çevresinde bu domlar ve onlarla ilişkili, ekonomik öneme sahip, işletilen perlit yatakları yaygındır. Bu felsik domların dizilimi aslında Kozak Plütonu ile Yuntdağ arasında magma gelişimi açısından yakın benzerliğe ve jenetik bağlantıya dikkati çeker. Ayrıca, İzmir-Menderes (Cumaovası) yöresindeki riyolitik domlara bağlı perlit yataklarında halen üretim devam etmektedir. Felsik volkanizmanın yaygın olduğu yörelerdeki piroklastik yağış ürünü tüfler, izolasyon amaçlı ve dekoratif yapı malzemeleri olarak da yaygınca kullanılmakta olup, bölge bu açıdan çok büyük bir potansiyele sahiptir.

Neojen havzaları yüksek ekonomik değere sahip alanlardır. Kömür, bor, kaolen, kil, alçı, çimento ve tuğla hammaddeleri olarak bölgenin önemi bilinmekte ve bunlar yaygın olarak işletilmektedir.

Bölgenin graben dolguları henüz yeterince değerlendirilebilmiş değildir. Özellikle K-G gidişli yaşlı grabenlerle, D-B gidişli genç grabenlerin üstelendiği alanlarda oldukça kalın (>2 km) çökel istifler gelişebilmiştir. Bunların içinde özellikle Alt Miyosen yaşlı ve bölge çapında yaygın gölsel bitümlü şeyller hidrokarbon açısından zengin olup, ana kaya (source rock) niteliğine sahiptir. Bunları üzerleyen birimlerde hazne kaya (reservoir) özelliğine sahip birçok birim yeralmaktadır. Graben dolgularının yeterince kalın olduğu alanlarda yapılan basen analizleri, bu kesimlerden petrol türemesine elverişli olduğunu göstermektedir. Nitekim Batı Anadolu'nun bir çok yöresinde ve özellikle graben dolgularının kalın olduğu çevrelerde, yüzeyde petrol emarelerine rastlanılmaktadır. Alaşehir Grabeni'nde, Alaşehir yakınlarında kırıklardan sızıntı halinde canlı petrole rastlanılır. Ayrıca, Yenifoça-Foça sahil yolundaki felsik piroklastik yağış tüfleri içinde, Çandarlı-Dikili

yolundaki felsik tüf konisinde petrol lekeli kayalar vardır. Bu bilgilerin ışığında D-B graben alanlarıyla, K-G grabenlerin kesiştiği yöreler hem kara alanlarında, örg., Edremit, Bergama, Gediz, Büyük Menderes ve Kerme grabenleri araştırılmağa değer alanlardır. Ayrıca sahil ötesi (offshore) alanlarda benzeri özellik sergileyen yörelerin daha da yüksek potansiyel gösterdiği söylenebilir. Bunlar arasında Kuzey Ege ve Ege Anadolu sahil ötesi alanları dikkate değer alanlardır.

Ege'de K-G gerilmeye ve kabuk incelmesine bağlı, MOHO bağıl olarak daha sığda olduğu için ısı akısının yüksek olması, graben alanlarını jeotermal enerji açısından önemli kılmaktadır. Bölgenin bu sıcak su potansiyeli, kuzeyden güneye kadar dikkat çekicidir.

Batı Anadolu'nun maden yatakları ve endüstriyel hammadde olarak bilinen, saptanan ve bazıları işletilen yöreleri ile bunların ekonomik potansiyellerinin envanteri, işletme ve tenör olarak, Tablo 2'de sergilenmektedir.

YERİ	REZERV (ton)	KALİTE/ TENÖR (%)
	Altınlı ve Gümüşlü Maden yatakları	
Bursa-İnegöl-Sülüklüköy	15.000 (2+3)	Au 0.7-28 gr/ton;6.50sb
Çanakkale-Kirazlı-Kartaldağı	50.000 (3)	Au 5.2 gr/ton
Çanakkale-Kirazlı-Maden dağı	15.000 (3)	Au 5.8 gr/ton
İzmir-Karşıyaka-Arapdağı	125.000(1)	Ag 48 gr/ton; Au 3 gr/ton
İzmir-Ödemiş-Küre	96.000 (2)	Au 1.1-8 gr/ton;Ag 1-3 gr/ton
Kırklareli-İğneada-Mertgölü	100.000m^3 (1) 1milyon m^3 (2)	Au 0.2gr/ m^3Au 0.1gr/ m^3
Manisa-Salihli-Sart	20milyon m^3(3)	Au 96mgr/ m^3
	Alüminyum Yatakları	
Muğla-Merkez	26700000(1+2)	48-52Al2O3;11-23 SiO2; 20-24Fe2O3
Muğla-Milas	46129000(1+2)	46-61Al2O3; 6-13SiO2; 21-9Fe2O3
	Antimon Yatakları	
Balıkesir-İvrindi-Korucu-Taşdibi	283.450 (1+2+3)	6.00Sb
Balıkesir-İvrindi-Korucu-B.Yenice	48.378 (1+2+3)	6.20Sb
Balıkesir-Susurluk-Demirkapı	11.250 (3)	1.62 Sb.
İzmir-Ödemiş-Emirli	1.631.000 (1+2+3)	1.6-8 Sb
	Bakır-Kurşun-Pirit Yatakları	
Balıkesir-Balya	13.519.000 (1)	4.54 Zn; 2.6 Pb; 0.04 Cd; Ag 58 gr/ton
Balıkesir-Edremit-Altınoluk	53.780 (1) 54.220 (2) 134.000 (3)	8.21 Pb; 6.72 Zn; Ag 25 gr/ton Au 5 gr/ton
Balıkesir-Gönene-Gaybular	45.000(3)	10Pb
Bingöl-Genç-Çobançeşme	21.600(1+2)	45Pb+Zn
Çanakkale-Biga-Madenderesi	445.000(3)	0.70 Cu; 2.60Pb; 7.0Zn
Çanakkale-Yenice-Arapuçandere	1.263.993 (1+2)	1.35Cu; 8.15Pb; 2.67 Zn
Çanakkale-Yenice-Çulfaçukuru	210.000 (2), 996.804 (3)	1.74Pb; 2.21 Zn
Çanakkale-Yenice-Bağırkaç	1.624.000 (1+2), 3.600.000 (3)	2.18 Zn; 3.8 Pb
Çanakkale-Yenice-Kurttaşı	1.000 (1), 9.900 (2) 13.500 (3)	20.8 Pb; 1.2 Cu; 9.8 Zn; Ag 160 gr/ton
Çanakkale-Yenice-Sametili	87.160 (3)	2.27 Pb; 1.50 Zn
Çanakkale-Yenice-Alandere	2.697 (2), 146.600 (3)	3.36 Pb; 1.09 Zn; 0.4 Cu
Çanakkale-Yenice-Handeresi	695.899 (1), 1.557.947 (2), 846.905 (3)	5.24 Pb; 2.05 Zn
Denizli-Tavas-Babadağ	300.000 (1+2)	0.8 Cu
İzmir-Gümüldür (Gümüşsu)	135.000 (3)	10 Pb+Zn
Manisa-Selendi-Rahmanlar	749.400 (3)	2.0 Pb; 2.0 Zn; 1.0 Cu
	Civa Yatakları	
Balıkkesir-Gönen-Hoduk	25.000 (1+2)	0.19 Hg
Balıkkesir-Savaştepe-Soğucak	113.360 (1+2+3)	0.71 Hg
İzmir-Karaburun-Kalecik	474.700 (1+2)	0.33 Hg
İzmir-Karaburun-Karareis	50.000 (2)	0.30 Hg
İzmir-Ödemiş-Halıköy	231.600 (1)	0.186 Hg
İzmir-Ödemiş-Tosunlar	10.000 (1)	0.15 Hg
İzmir-Ödemiş-Bıçakcı	5.000 (1)	0.15 Hg
İzmir-Ödemiş-Mescitli	19.800 (1)	0.10 Hg
İzmir-Ödemiş-Çomaklı	18.000 (1)	0.15 Hg
İzmir-Ödemiş-Yağcılar	23.000 (1)	0.15 Hg
İzmir-Tire-Akmescit	3.000 (2)	0.75 Hg
İzmir-Torbalı-Helvacı	42.000 (2)	0.20 Hg
Manisa-Alaşehir-Bahçedere	150.000 (2+3)	0.40 Hg
	Demir Yatakları	
Aydın-Söke-Çavdar	13.489.626 (1+2)	42.63 Fe; 22.05 SiO_2

Aydın-Söke-Koçarlı	270.000 (1+2)	44.5 Fe; 28 SiO_2
Balıkesir-Ayvalık-Ayazmant (M)	6.714.116 (1+2)	51.02 Fe; 12.38 SiO_2; 1.08 Cu; 1.60 S
Balıkesir-Balya-Çarmıh (L+M)	31.500 (1)	53.45 Fe; 6.61 SiO_2
Balıkesir-Havran-Büyükeğmir	11.000.000 (1+2)	47 Fe; 11 SiO_2; 0.30 As
Balıkesir-Havran-Küçükeğmir	260.000 (1)	56 Fe; 11.6 SiO_2; 0.8 As
Balıkesir-Havran-Hallaçlar-Garipçe (L+H)	75.000 (P)	39.4 Fe
Balıkesir-Havran-Y.Karaoğlanlar-Pirem Mvk. (L+H)	63.000 (P)	26.1 Fe
Balıkesir-Şamlı-Bakırlıktepe	1.000.000 (1+2)	54.6 Fe
Balıkesir-Şamlı-Meşelikdüzü	2.144.000 (1+2)	-
Balıkesir-Şamlı-Kaletepe	282.000 (1+2)	-
Çanakkale-Bayramiç-Kuşçayırı (H)	369.950 (1+2)	39.6 Fe; 39.69 SiO_2; 3.80 Al_2O_3
Çanakkale- Yenice-Çamoba	202.140 (1+2)	52.17 Fe; 12.86 SiO_2; 2.67 Al_2O_3
İzmir-Torbalı-Hortuna (H+L)	2.152.000 (2)	45.80 Fe; 17.61 SiO_2; 1.7 As
Manisa-Turgutlu-Çaldağ (H+L)	90.000 (1+2)	31-51 Fe; 17.39 SiO_2; 0.1-0.3 Ni
Muğla-Milas-Sakarkaya (H)	3.515.000 (1+3)	58 Fe; 11 SiO_2
	Krom Yatakları	
Balıkesir-Dursunbey-Piribeyler-Kırocak	84.710 (1+2) 36.000 (3)	20-25 Cr_2O_3
Denizli-Acıpayam-Karaismailler		
Aslan Ocağı:	103.589 (1+2+3)	29.11 Cr_2O_3
Elmas Ocağı:	150.000 (3)	29.11 Cr_2O_3
Denizli-Kale-Sarıkaya-Ballı	5.000 (1+2+3)	46 Cr_2O_3
Denizli-Tavas-Kozlar (Efekli)	5.594 (1)	42 Cr_2O_3
Muğla-Dalaman-Kesmelik-Yassıtepe	60.000 (1+2)	47-54 Cr_2O_3
Muğla-Dalaman-Bağdibi	5.154 (1+2)	40 Cr_2O_3
Muğla-Dalaman-Kurudere	5.460 (1+2)	39-42 Cr_2O_3
Muğla-Dalaman-Karakaya	8.465 (1+2)	38 Cr_2O_3
Muğla-Fethiye-Üzümlü-Sazlı	100.000 (1+2+3)	36 Cr_2O_3
Muğla-Fethiye-Denizgörecek-Zorlar	2.257 (1+2)	40 Cr_2O_3
Muğla-Köyceğiz-Sultaniye-Kazandere	236.421 (1+2+3)	37.58 Cr_2O_3
Muğla-Ula-Akçaalan	15.000 (1+2+3)	45 Cr_2O_3
Muğla-Ula-Karabörtlen-Biticealan	102.000 (1+2+3)	44-48 Cr_2O_3
Muğla-Ula-Karabörtlen-Kocapınar	1.000 (1+2+3)	48 Cr_2O_3
	Manganez Yatakları	
Balıkesir-Kepsut-Mezitler-Tumanpınarı	692.213 (1+2)	19.73 Fe;13.70 Mn; 20.73 SiO2; 4.95 BaSO4
Balıkesir-Dursunbey-Tafakköy-Kırcalıtepe	13.920 (1+2)	23.93 Mn; 55.03 SiO2; 1.02 Fe
Çanakkale-Çan-Kumarlar	7.047 (1+2)	19.6 Mn; 6.7 Fe
Denizli-Kale-Dodupınar	29.370 (1+2)	35 Mn
Denizli-Tavas-Ulukent	4.008.534 (1+2)	33.86 Mn; 18.27 SiO2; 5.53 Fe
Denizli-Tavas-Çağırgangözü	5.000 (2)	57.85 Mn
Denizli-Tavas-Erdoğmuş	9.216 (2)	40-45 Mn;2-3 Fe;15-20 SiO2
Muğla-Fethiye-Suçıkan	5.127 (1)	32.90 Mn
Muğla-Fethiye-Gökçeovacık	93.955 (2)	32.65 Mn
Muğla-Fethiye-Akseki	178.000 (3)	40.36 Mn
Muğla-Fethiye-Kızıldere	6.600 (2)	32.76 Mn
Muğla-Fethiye-Mezarlıkbaşı	8.756 (2)	33.06 Mn
Muğla-Fethiye-Dağdibi	32.268 (2)	26.41 Mn
Muğla-Fethiye-Pınarlıdüzü	8.470 (2)	30.09 Mn
Muğla-Fethiye-Göklüalan T.	11.344 (2)	20.71 Mn
Muğla-Fethiye-Mendos	22.838 (2)	49.35 Mn
Muğla-Köyceğiz-Elcik	69.140 (1+2+3)	28.8 Mn;14.9 SiO2; 6.2 Fe;
	850 Stok	38.7 Mn;7.6 Fe2O3;12.8 SiO2
	Nikel Yatakları	
Manisa-Turgutlu-Çaldağ	39.400.000 (1+2)	1.21 Ni
	Titan Yatakları	
İzmir-Ödemiş-Aktaşderesi	3.200.000 (2)	1.2 Ti
İzmir-Ödemiş-Rahmanlar Mah.	7.200.000 (2)	1.1 Ti
İzmir-Ödemiş-Işık Mah.	600.000 (2)	1.8 Ti
Manisa Demirci-Gördes-Köseler-Benlieli	1.272.000 (1)	1.11 Ti
	45.000.000 (2)	0.5 Ti
Manisa Demirci-Gördes-Demirciçay	1.700.000 (2)	0.5 Ti
Manisa Demirci-Gördes Çayı	6.800.000 (3)	0.5 Ti
Manisa-Salihli Turgutlu	30.000.000 (K)	1 Ti
Uşak-Eşme-Dervişli-Eroğlu	12.000.000 (K) 100.000 (2)	2.06 Ti 2.63 Ti
	Wolfram Yatakları	
Çanakkale-Yenice-Hamdibey	3.000 (1)	0.5 WO3
	Alçıtaşı Jips Yatakları	
Denizli-Honaz	Milyonlarca Ton	
Denizli-Sarayköy-Tahtacı zuhuru:	1-2 Milyon Ton (2)	
Gülmezler zuhuru	0.1-0.3 Milyon Ton (2)	
	Asbest Yatakları	
Denizli-Çal-Çivril	57.500 (1+2)	
İzmir-Urla-Yağcılar	3.245 (1)	Lif %si 10
	Barit Yatakları	
Çanakkale-Lapseki-Korudere	91.000 (1+2)	90.0 BaSO4
	Bentonit Yatakları	

Edirne-Enez-Çavuşköy-Umurbey-Hisarlı-Sultaniye	150.000.000 (2)	İyi
	Bor Mineralleri Yatakları	
Balıkesir-Bigadiç Havzası	975.000.000 (T)	25-30 B2O3
	Çimento Hammaddesi	
Aydın Civarı	2.500.000 (K)	Kötü
Çanakkale-Gökçeada-Beyazdağ Civarı	Milyonlarca Ton (P)	
Denizli	13.000.000 (1)	İyi
İzmir Civarı	14.250.000 (K) 3.800.000 (K)	Kalker-kil
Manisa Demirci-Gördes Akhisar	10.000.0000 (T) 4-5 Milyon Ton (T)	Kalker Kil
Manisa –Alaşehir-Yeşilyurt-Konaklar-Toptepe	30.000.000 (1) 50.000.000 (K)	Traverten Killi Marn
Msanisa-Soma Güneyi	140.000.000 (K) 18.000.000 (K)	Kireçtaşı Marn
Manisa-Kısrakdere	140.000.000 (K)	Marn
Muğla-Milas-Yatağan-Sekköy-Akyol sahası	Büyük rezerv	Çimento Hammaddesi
	Disten Yatakları	
Manisa-Demirci-Üşümüş	5.800.000 (1+2)	58 Al2O3
	Dolomit Yatakları	
Balıkesir-Marmara Adası	95.000.000 (1+2)	20-21 MgO
İzmir-Karaburun-Çeşme	2.833.000.000 (2)	17-21 MgO
İzmir-Torbalı-Cumaovası	450.000.000 (2)	18-21 MgO
Muğla-Milas-Ören	80.000.000 (K)	21 MgO
	Feldispat Yatakları	
Manisa-Gördes-Çumaklıdağ-Kurttutan Mevkii	100.000 (2)	İyi
Manisa-Demirci-Söğütcük	2.500.000 (1)	
	Grafit Yatakları	
Çanakkale-Biga-Yuvalar	25.200 (2)	1.6 C
İzmir-Tire-Akyurt	150.000 (1)	6 C
İzmir-Tire-Başköy	70.000 (2)	3.5-10 C
İzmir-Tire-Habibler	40.000 (2)	4.5 C
İzmir-Tire-Boğazıdere	40.000 (1) 60.000 (2)	6 C
İzmir-Tire-Karamersin	150.000 (1) 200.000 (2)	5-6 C
	Kaolen Yatakları	
Balıkesir-Ayvalık-Alibeytepe	1.947.094 (1) 5.264.876 (2) 11.185.099 (3)	22-37 Al2O3
Balıkesir-Gönen-Sebepli	150.000 (1+2)	23-28 Al2O3
Balıkesir-İvrindi-	970.000 (1+2)	20-31 Al2O3
Balıkesir-İvrindi -Çakmaktepe	100.000 (3)	
Balıkesir-İvrindi-Çamcağız	520.000 (3)	
Balıkesir-Sındırgı-Düvertepe	63.787.296 (1+2+3)	13-33 Al2O3
	Kil Yatakları	
Balıkesir-Balya-Bengiler	63.600 (2)	Refrakter+Seramik
Balıkesir-Balya-Koyuneri	125.000 (K)	Seramik+Refrakter
Balıkesir-Gönen-Söğüt	100.000 (K) 250.000 (2)	Seramik
Çanakkale-Bayramiç	3.341.837 (1+2) 6.127.182 (1+2) 1.313.579 (1+2)	Beyaz çimento, dolgu, sır yapımına uygun Kaolen Refrakter kil
Çanakkale-Yenice-Yarışköy-Çandere	556.000 (1+2)	Refrakter
Çanakkale-Yayaköy	293.750 (1+2) 70.000 (1+2)	Refrakter kil Seramik
	Kükürt Yatakları	
Aydın-Karacasu-Dandalas	500.000 (1+2)	4.5 S
Burdur-Yelliyatak-	500 (3)	30 S
Denizli-Gölemezli-Tekke-Ilıcalar-Sarayköy	40.000(1+2)	10 S
Manisa-Demirci-İrişler köyü	8.000-15.000 (P)	
Muğla-Milas-Karacahisar	8.000.000 (1)	10 S
	Manyezit Yatakları	
Balıkesir-Dursunbey-Gökçedağ	300.000 (2)	İyi
Manisa-Saruhanlı	20.000 (3)	43.68 MgO
Muğla-Datça-Kızlan köyü	50.000 (T)	
	Mermer Yatakları	
Balıkesir-Marmara Adası	400.000.000 m^3	İyi
Çanakkale-Biga-Örtülüce köyü	84.000.000 m^3	
Çanakkale-Lapseki	178.000 m^3 (1) 366.000 m^3 (2)	
Denizli-Tavas-Akdağ Mevkii	72.000.000 m^3 (2)	İyi
İzmir-Madendağı	5.000.000 m^3 (3)	İyi
İzmir-Torbalı	4.000.000 m^3 (3)	İyi
İzmir-Torbalı-Güllüce	1.500.000 m^3 (2) 602.236 m^3 (3)	İyi

İzmir-Tire-Ayaklıkırı	10.000.000 m^3 (3)	İyi
Manisa-Kula	8.000.000 m^3 (K)	
Manisa-Akhisar	1.142.000 m^3 (K)	
Muğla civarı	Büyük rezerv (P)	
	Mika Yatakları	
Manisa-Gördes-Kaşıkçı	5.994 (3)	Muskovit
Manisa-Gördes-Deliler	17.118 (3)	Muskovit
	Perlit Yatakları	
Balıkesir-Savaştepe	26.000.000 (2+3)	Orta
Balıkesir-Sındırgı	21.206.000 (2+3)	Orta
İzmir-Bergama-Koyuneli köyü	4.900.000 (2+3)	
İzmir-Cumaovası-Bahçecik-Yeniköy Yongalıyatağı	60.000.000 (1+2)	
İzmir-Dikili-Çandarlı	7.000.000 (2+3)	
İzmir-Foça-Tatlıköy	6.000.000 (1+2)	Orta
İzmir-Foça-Yahyababatepe	8.000.000. (1+2)	Orta
İzmir-Foça-Domuztepe	2.100.000 (1+2)	Orta
Manisa-Saruhanlı	17.700.000 (1+2)	
	Talk Yatakları	
Balıkesir-Kepsut-Örenli	20.250 (3)	
	Traverten Yatakları	
Denizli-Honaz Kocabaşköyü	45.000.000 m^3 (3)	İyi
Denizli-Pamukkale-Akköy	1.000.000 m^3 (3)	
Manisa-Saruhanlı	1.830.000 m^3 (3)	
	Tuğla Kiremit Hammaddesi	
Balıkesir-Sındırgı	7-8 milyon ton (K)	Tuğla-Kiremit toprağı
Çanakkale-Gelibolu-Sütlüce kesimi-Çakal kesimi	1.700.000 m^3 (T)	
Manisa-Alaşehir	8.850.000 (2)	
Manisa-Salihli	45.617.000 (1) 101.720.000 (2)	
Manisa-Turgutlu	202.245.000 (1) 101.720.000 (2)	
	Zımpara Yatakları	
Aydın-Bozdoğan-Kargalık	200.000 (1)	
Aydın-Bozdoğan-Kazandere	140.000 (1)	
Aydın-Bozdoğan-İnebolu-Yaygın	600.000 (1) 1.000.000 (2)	
Aydın-Karacasu-Circivan-Kabakbelen	8.000 (2)	
Aydın-Karasu-Circivan-Bölükardıç	1.500 (2)	
Aydın-Karacasu-Circivan-Nebidan, Bingeç	250.000 (2)	48.4-55.0 Al_2O_3; 21-19.5 Fe_2O_3; 25.5-19.0 SiO_2
Aydın-Söke-Gümüşdağ	8.725.000 (2+3)	
Aydın-Germencik-Ovacıkdağ-Balatcık	30.000 (2)	
Denizli-Güneybuldan, Eskimaden	13.200 (2)	
İzmir-Selçuk-Bülbüldağ-Madendağ	25.000 (2)	
İzmir-Selçuk-Zeytindağ-Burçaktepe	30.000 (2)	
İzmir-Tire-Ovacık-Belenalanı	3.000 (2)	
İzmir-Tire-Ovacık-Sivritepe	20.000 (2)	
İzmir-Tire-Ovacık-Taşkesiği	6.000 (2)	
İzmir-Tire-Göldağ-Hasançavuşlar	14.750 (2)	
İzmir-Tire-Güldağ-Sandallık ocak	37.500 (2)	
İzmir-Tire-Göldağ-Dam ocak	127.500 (2)	
İzmir-Tire-Göldağ-Alacalı	9.175 (2)	
Manisa-Akhisar-Delibeyler	3.500 (2)	
Manisa-Akhisar-Akçaalan	20.000 (3)	
Manisa-Akhisar-Kavakalan	80.000 (3)	
Muğla-Milas-Yatağan arası M.Alinin aşılığı	10.665 (2)	43.5 Al_2O_3; 25.15 Fe_2O_3; 18.5 SiO_2
Muğla-Milas-Yatağan arası Karakaralık	9.000 (2)	
Muğla-Milas-Yatağan arası Armutgediği	12.900 (2)	43.5 Al_2O_3; 25.15 Fe_2O_3; 17.8 SiO_2
Muğla-Milas-Yatağan arası Uzgur deresi	36.000 (2)	56.19 Al_2O_3; 26.76 Fe_2O_3; 7.11 SiO_2
Muğla-Milas-Yatağan arası Karatepe	160.000 (2)	56.6 Al_2O_3; 22.3 Fe_2O_3; 13.6 SiO_2
Muğla-Milas-Yatağan arası Dikilitaştepe	10.800 (2)	52.7 Al_2O_3; 25.4 Fe_2O_3; 11.7 SiO_2
Muğla-Milas-Yatağan arası Cücelereki	111.000 (2)	61 Al_2O_3; 25.7 Fe_2O_3; 5.1 SiO_2
Muğla-Milas-Yatağan arası Kürakümes	4.170 (2)	56.4 Al_2O_3; 27.1 Fe_2O_3; 10.7 SiO_2
Muğla-Milas-Yatağan arası Çatalçam	3.000 (2)	
Muğla-Milas-Sodradağ	8.263.000 (3)	57.62 Al_2O_3; 19-21 Fe_2O_3; 3-4 SiO_2
Muğla-Milas-Dededamı-Zeytinbeli	560.000	38.7Al_2O_3+TiO_2;25.32 Fe_2O_3; 3.7-25 SiO_2
Muğla-Milas-Kurudere	337.000 (1+2+3)	58.48 Al_2O_3; 24 Fe_2O_3; 5.15 SiO_2
Muğla-Milas-Zeytintepe	40.000 (2)	46.8 Al_2O_3; 28.37 Fe_2O_3; 9.55 SiO_2
Muğla-Milas-Asınyeni-Aktaş	6.000.000 (1) 10.000 .000 (2) 30.000.000 (3)	
Muğla-Milas-Karacaoğlan	7.000.000. (3)	
Muğla-Milas-Tahtacıköy	2.000 (1) 400.000 (2) 1-2 milyon ton (3)	

Muğla-Milas-Eskihisar	4-5 bin ton (1) 10.000 (2)	
Muğla-Yatağan-Kavaklıdere İsmail dağ	150.000 (2)	64.25 Al_2O_3; 28.62 Fe_2O_3; 6.59 SiO_2
Muğla-Yatağan-Kırçam	4.000 (2)	
Muğla-Yatağan-Elmacık	156.000 (2)	
Muğla-Yatağan-Sandalocak	32.000 (2)	
Muğla-Yatağan-Taşkesen	25.000 (2)	
Muğla-Yatağan-Yatığan	35.000 (2)	
Muğla-Yatağan-Şerefköyü	49.511 (2)	49.5-52.65 Al_2O_3; 4.7-8 SiO_2
Muğla-Yatağan-Salkın köyü, Tilki dağ	62.426 (2)	52.10-57.15 Al_2O_3; 7.56-12.6 SiO_2
Muğla-Yatağan-Madendağ	32.000 (2)	
Muğla-Yatağan-Eğlidağ	37.000 (2)	
Muğla-Yatağan-Tirkeçtepe	61.000 (2)	
Muğla-Yatağan-Devertası	6.000 (2)	
Muğla-Yatağan-Çangırlar köyü	300.000 (1)	
Uşak-Ulukent-Büyükkayalık	46.000 (3)	
	Linyit Yatakları	
Aydın-Şahnalı	14.192.000 (1)	
Aydın-Dalama-Kuloğulları	10.000.000 (3) *	
Aydın-Nazilli-Hasköy	802.000 (2)*	
Aydın-Küçükçavdar-Mersinbeleni	2.440.000 (3)	
Aydın-Söke	2.949.000 (1+2)	
Balıkesir-Balya-Bengiler	300.000(2)*	
Balıkesir-Balya-Mancılık	7.200.000 (3)*	
Balıkesir-Dursunbey-Kavacık (Çakırca)	5.255.000 (1)	
Balıkesir-Dursunbey-Kavacık (Hamzacık)	15.335.000 (1)	
Balıkesir-Dursunbey-Kavacık(Odaköy) (Açık) (Kapalı)	3.594.000 (1) 10.500.000 (1)	
Balıkesir-Gönen-Sebepli	570.000 (2)*	
Çanakkale-Çan (Açık)- (Kapalı)	 88.878.000 (1) 3.875.000 (1)	
Çanakkale-Çan-Çomaklı	10.000.000 (3)	
Çanakkale-Çan-Çırpılar	39.200.000 (1)	
Çanakkale-Çan-Karlıköy	5.596.000 (2)	
Çanakkale-Yenice-Örencil	2.825.000 (1)	
Denizli-Çivril-Tokça	10.066.000 (1+2)	
Denizli-Kale-Kurbalık	8.184.000 (3)	
Denizli-Kale-Narlıköy	11.750.000 (3)*	
İzmir-Cumaovası	3.806.000 (2)*	
Kütahya-Simav-Dağardı	100.000. (2)*	
Manisa-Gördes-Çıtak	5.000.000. (2)	
Manisa-Soma-Eynez	226.000.000. (1+2)	
Manisa-Soma-Evciler	46.461.000 (1)	
Manisa-Soma-Merkez	38.500.000 (1)	
Manisa-Soma-Darkale	10.400.000 (1)	
Manisa-Soma-Işıklardere (Açık) (Kapalı)	 44.800.000. (1) 60.000.000 (1)	
Manisa-Soma-Akçaavlu-Dualar	9.345.000 (2)	
Manisa-Soma-Deniş 1	59.568.000 (1)	
Manisa-Soma-Deniş 2	94.906.000 (1)	
Manisa-Soma-Türkpiyale	3.216.000 (2)	
Muğla-Milas-Karacahisar	85.770.000 (1)	
Muğla-Milas-Ekizköy (Açık) (Kapalı)	 83.764.000 (1) 3.478.000 (1)	
Muğla-Milas-Sekköy (Açık) (Kapalı)	 89.467.000 (1) 1.103.000 (1)	
Muğla-Milas-Hüsamlar	92.564.000 (1)	
Muğla-Yatağan-Tınas	42.414.000 (1)	
Muğla-Yatağan-Bağyaka	15.221.000 (1)	
Muğla-Yatağan-Bayır	109.063.000 (1)	
Muğla-Yatağan-Turgut	130.000.000 (1+2)	
Muğla-Milas-Çakıralan	15.620.000 (2)	
Muğla-Milas-Alakilise	2.324.000 (2)*	
Tekirdağ-Malkara-Karamurat	14.400.000 (K)	
Tekirdağ-Malkara-İbrice	8.487.000 (2)	
	Bitümlü Şist Yatakları	
Balıkesir-Burhaniye	15.600.000 (2)	

Tablo 2. Batı Anadolu'nun maden yataklarının yerleri ve bunların tenörlerini gösterir çizelge (Erseçen, 1989'dan).

9. JEOLOJİK EVRİM VE SONUÇLAR

Ege Bölgesi'nin başlıca jeolojik unsurları şunlardır; Metamorfik topluluklar, Neojen havza çökelleri, Oligo-Miyosen' den başlayıp Kuvaterner' e kadar aralarla gelişimini sürdürmüş magmatik topluluklar, graben havzaları ve Ege Denizel ortamı.

Metamorfik kayalar, Ege Denizi alanı içinde 3 kuşak halinde, Batı Anadolu'da ise 2 farklı topluluk halinde görülür (Şekil 8). Batı Anadolu'daki topluluklar bölgenin kuzeyinde, Biga Yarımadası'nda yer alan Karakaya Karmaşığı olarak bilinen topluluk ile Trakya'daki Istıranca Masifi'dir. Bu, batıdaki Rodop sisteminin doğal bir uzantısıdır. Batı Anadolu'daki ikinci metamorfik topluluk Menderes Masifidir. Menderes Masifi, İzmir-Ankara süturu ile Karakaya Karmaşığı'nın temel oluşturduğu Sakarya kıtasından ayrılır.

Menderes Masifi, Ege adalarındaki Orta Metamorfik Masifler kuşağının devamıdır. Bunun kuzeyinde, Rodop sistemine ait metamorfikler, kuzey metamorfik kuşağı oluşturur. Güney metamorfik kuşak ise Girit Adasında mostra vermekte olup bunun doğuya devamı, batı Anadolu'da mostra vermez. Metamorfik kayalardan kuzey kuşağa ait olanlar yaşlı bir topluluktur. Metamorfizmaya uğramaları Rodop-Istıranca topluluğunda, PreKambriyen den Triyas sonuna kadar ki bir dönemi içerir. Menderes Masifi'nin metamorfik kayalarının metamorfizma yaşı ise tartışmalıdır. Ana metamorfizma evresine ait yaş verileri 45 m.y. çevresinde kümelenmektedir. Bununla birlikte Masifin çok evreli metamorfizma geçirdiği bilinmektedir. İlk metamorfizma, çekirdek kayalarının Pan-Afrikan orojenezi süresinde gelişmiştir. Daha sonra Geç Kretase ve Eosen'de ve en son, Geç Oligosen'de masifin yeniden ısındığı ve yükseldiği söylenebilir.

Ege Bölgesi'nin en yaygın kaya topluluğu Neojen çökelleridir. Bunlar Ege adalarının hemen hepsinde ve Batı Anadolu 'da yaygındır. Çökelme, genellikle erken Miyosen'de başlamıştır. Trakya ve bazı kuzey Ege adalarında görülen Para Tetise bağlı bir denizel ortamdaki çökelme dışında, hemen tüm Ege de çökelme, erken Miyosen'de karasal bir ortamda başlamıştır. Çökelme, çoğunlukla, birbiriyle bağlantılı ve düşük enerjili bir gölsel ortamda gelişmiştir. Bu ortamın en yaygın birimleri bitümlü şeyllerdir. Bu gölsel ortam, Çanakkale dolayından güneye, Muğla'ya kadar ki geniş bir kuşakta, Batı Anadolu'da ve o dönemde Ege Denizi'nin bulunduğu alanda yer alan karasal ortamda, yaygınca gelişim göstermiştir (Rögl ve Steininger, 1984). Menderes Masifi'nin günümüzdeki yükselimi o dönemde henüz gelişmiş olmadığı için, çökelme ortamının Menderes Masifi alanlarını da büyük ölçüde kaplamış olduğu anlaşılmaktadır. Batı Anadolu bu karasal ortam, Ege'den Yunanistan'a kadar süreklilik göstermektedir.

Erken Miyosen karasal çökel kayalarının gelişimi, bir çok yörede az çok K-G gidişli fay sistemleriyle denetlenmiştir. Belirgin yanal atım bileşenleri de olan bu oblik atımlı fayların açmış olduğu ya da sınırlamış olduğu erken Miyosen havza sistemine örnek olarak Çan-Etili, Evrenli, Demirci ve Gördes grabenleri verilebilir. Bu grabenlerin gelişimi, bölgede günümüzde egemen yapısal unsur olarak görülen D-B grabenlerin gelişmeye başlamasından çok önce gelişmiştir ve iddia edilenin tersine, bunların, D-B grabenlerle enine (Kros) graben türü bir jenetik ilişkileri yoktur.

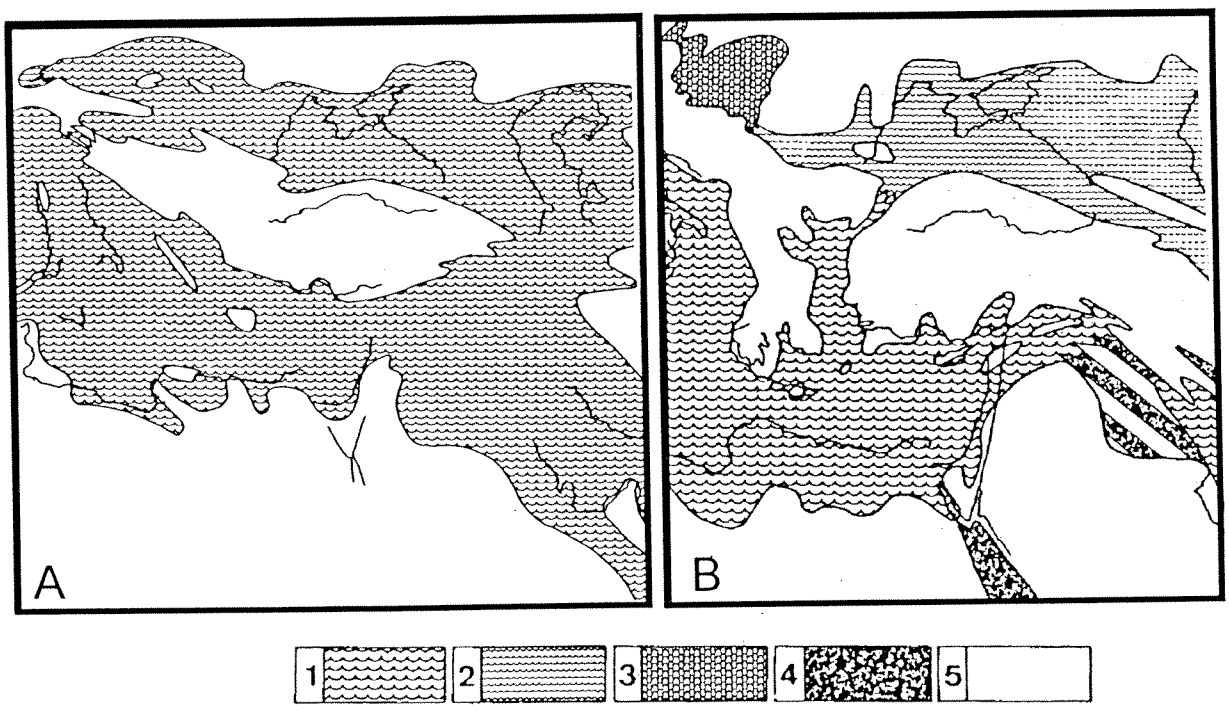
Ege Bölgesi'nde magmatizma Geç Oligosen'de başlamıştır. Bu magmatizmanın ilk ürünleri granitlerdir. Bunlar irili ufaklı stok ve plütonlar halinde kuzeyden güneye, doğudan batıya kadar geniş bir alanda yayılım gösterirler. Batı Anadolu'da, Kestanbol ve Karaköy'den, Kozak'a kadar bir çok plüton vardır (Şekil 42). Menderes Masifi metamorfik toplulukları içinde de benzeri özelliklerde bir çok granit vardır. Önceki bölümlerde tanıtıldığı gibi bu granitler Ege adalarında da mostra verirler (Şekil 10 ve 11).

Geç Oligosen'deki magmatizma, kuzey alanlarda yüzeye lavlarını ulaştırmış, felsik-nötr bileşimli volkanik toplulukları geliştirmiştir. Erken Oligosen'de, plütonlar, yüzeyde sığ derinliklere ulaşır ve Kaldera tip granitleri oluştururlar. Çevrelerinde porfirik kayaları, yüzeyde ise hısım volkanik kayaları geliştirmişlerdir. Magma topluluklarının yükseldiği veya yüzeylendiği zayıflık zonları, çoğun KKD-GGB gidişli faylardır. Bunlar aynı zamanda Erken Miyosen çökel kayalarını da açan veya sınırlayan sistemlerdir (Şekil 26). Bu nedenle bu kırıklar boyunca yükselen ve dizilen volkanik çıkış merkezleri, Erken Miyosen gölsel havzalarını sınırlamıştır. Volkanik gereç ise gölsel çökellerle girik ya da ardalanmalı olarak gelişmiştir. Volkanik çıkış merkezleri boyunca, lavlar egemendir. Buradan uzaklaşıldıkça piroklastik akma ve daha uzakta piroklastik yağış birimleri göl çökelleriyle ardalanmıştır. Volkanik gereçlerin ulaşamadığı alanlarda, göl çökelleri, normal seyrinde gelişmelerini sürdürmüştür. Yanal yönde, çökel egemen istiflerden, volkanik gereç egemen istiflere dereceli geçişin, D-B bir kesitte iyi örnekleri Soma'dan Yuntdağa doğru görülür (Şekil 24).

Orta Miyosen, felsik ve nötr bileşenli, melez nitelikli magmanın sönümlenme dönemidir. Bölgede Orta Miyoseni de içeren istifler az çok K-G bir sıkışma sistemi içinde, geniş dalma boylu kıvrımlarla kıvrılmıştır. Yerel olarak kapalı ve dirsek kıvrımlar ve kanatların kopması üzerinde hareketle ters faylar da gelişebilmiştir.

Bu dönemdeki K-G kompresyonun en yaygın ürünü, az çok K-G çoğun, KKD gidişli bir çift, en-echelon, yanal atımlı fay sistemidir. Bunların Alt-Orta Miyosen çökellerinin oluşumu döneminde geliştiklerinin açık jeolojik verileri vardır (Yılmaz, vd., 1997a, b).

Geç Miyosen, Batı Anadolu ve günümüzdeki Ege deniz alanında yeni bir tektonik dönemin başlangıcıdır. Bu dönem, K-G sıkışma rejimi altında, kısalıp kalınlaşmış ve topografik olarak yükselmiş (Şekil 44A) konumda olan Ege Bölgesi'nde K-G gerilmenin başladığı dönemdir.



Şekil 44. Ege Bölgesi ve çevreleyen bölgelerin jeolojik evrimini gösteren palinspastik jeoloji haritaları. A. Geç Oligosen-Erken Miyosen dönemi. 1: Denizel alanlar, 2: az tuzlu alanlar, 3: endemik bölgeler, 4: evaporit alanları, 5: kara alanları, B. Geç Miyosen dönemi.(Steininger ve Rögl, 1984'den değiştirilerek).

Bu dönemde yüksek bir plato konumunda olması nedeniyle, bölgeden çekilmiş olan denizel ortam, Ege Denizi'nin bulunduğu kesimde, yaklaşık K-G bir eksen boyunca, Akdenizden, Ege içine doğru sokulmaya başlamıştır (Şekil 44B). Bu deniz, K Ege'de oldukça geniş bir yöreyi işgal etmiştir. Deniz sokulumu nedeniyle Ege Bölgesi'nin B kesimi ve Oniki adalar (Dodecanese) batı Anadolu Karasının doğal uzantısı üzerinde yer almaktadır.

K-G gerilme sisteminin ilk belirgin ürünü, Menderes Masifi'nin Bozdağ çevresinde, bir horst halinde yükselmesidir (Şekil 13). Bu yükselimi sınırlayan listrik normal fay sistemi, masifin üst kesiminde yer alan kalın bir örtüyü, tektonik yoldan sıyırarak masifin çekirdek kayalarını yüzeylemiştir. Bu ana sıyrılma (detechment) fayları ile örtü, başlıca K alanlarda (Gediz ve kuzeyinde) kuzeye, güney alanlarda (B.Menderes ve güneyinde) ise güneye doğru hareket etmiştir. Litosferin giderek incelmesi ve yükselmesinin sonucu olarak, bir kor kompleks halinde yükselen bu horstdan çevreye hızla, kalın bir kaba klastik depolanması başlamıştır (Kızıldağ grubu) (Şekil 28 ve 38). Bu kaba klastikler, yükselimden uzaklaştıkça ince kırıntılılara, çamurtaşlarına ve gölsel kireçtaşlarına geçmektedir (Şekil 33B). Saha verileri Bozdağ yükseliminin çepeçevre bu klastik ve kireçtaşı ile çevrili olduğunu ve dolayısıyla, Bozdağ horstundan çevredeki alçak alanlara ulaşan akarsuların beslediği lateral alüvyal yelpazelerinin giderek yükselimi çepeçevre saran göl (ler) lere kavuştuğunu göstermektedir. Bu dönemde de, D-B gidişli grabenler henüz gelişebilmiş değildir. Gölsel ortam kuzey ve güneye doğru çok geniş alanları kapsamaktadır.

Bozdağ horstunun hızlı yükselimini belgeleyen kaba klastik çökelleri yerini giderek ince taneli gereçlere bırakmıştır. Bu veri, horst ve onu çevreleyen alçak alan arasındaki yükselti farkının zaman içinde azaldığını işaret etmektedir. Geç Miyosen sonuna doğru Bozdağ horstu morfolojik varlığını önemli ölçüde yitirmiştir. Bunun verisi, bölgesel bir aşınım düzlüğünün gelişmesidir. Üst Miyosen çökellerini aşındıran bu düzey Bozdağ Tepesinden tüm çevre alanlar da dahil olmak üzere bütün Ege ve Batı Anadolu'daki toplulukları aşındırmıştır. Bu rejyonal peneplen düzleminin gelişimi, olasılıkla K-G gerilme sisteminin kesintiye uğraması ya da duraksaması anlamına gelebilir.

Bozdağ yükselimine yol açan gerilme rejimi döneminde sıyrılma fayları ile masifin üst kesimi kuzey ve güney yönünde sıyrılırken, tavan blokları üzerinde, K-G gidişli fay sistemleri ile kros grabenler gelişim göstermiş, bazı alt Miyosen yapıları ise yeniden canlanmışlardır. Bozdağ'a göre kuzeyde, K-G gidişli grabenlere örnek Dikili-Ayvalık, İvrindi çöküntüleri, güneyde ise Çine, Bozdoğan ve Karacasu grabenleridir.

Geç Miyosen'de oluşan fay sistemlerinden, gerilme rejimlerine özgü, rift tipi alkali bazalt lavları çıkmıştır. Bunlar yerel ve küçük mostralar halinde olmalarına rağmen, kuzeyde Çanakkale yöresinde güneyde Denizli güneyine kadar tüm Ege Bölgesi'nde yaygındır.

Ege'nin günümüzdeki egemen yapı unsurları olan D-B grabenleri geç Miyosen'den sonra olasılıkla Pliyosen sonu Pleyistosen'de gelişmeye başlamıştır. Bunlar belirli aralıklarla, Batı Anadolu ve Ege Denizi'ni az çok D-B gidişli dar yapısal havzalar halinde bölmüştür. Bu grabenler Ege Denizi içinde de deniz taban topografyasını şekillendirmiş ve az çok KD-GB gidişli derin graben çanakları oluşturmuştur. Gerilme sistemi içinde gelişen bu grabenlerde ve yakın çevrelerinde kıta kabuğu 30 km'den daha incelmiştir. Bu gözlem, Geç Oligosen-Erken Miyosen'de bugünkünden yaklaşık 2 misli daha kalın olan kabuğun, Geç Miyosen'den başlıyarak hızla gerildiğinin verisidir. Buna bağlı olarak; Ege ortasında yer alan denizel ortam gerilmeli sistemlerin oluşturduğu yapısal alçalım alanlarına doğru Ege Karası içine sokulmaya başlamıştır. Grabenlerin çoğunlukla her iki tarafı da faylı olmakla birlikte asimetrik bir gelişim göstermiştir. Gerilmenin giderek geliştiği Kuvaterner'de hızla yeniden yükselen Menderes Masifi'nin aşındırılmasının

sağladığı klastik gereç sığ sahil ortamlarını doldurarak son dönemlerde denizin yerel olarak doldurulup antik kentlerin kara içinde kalmasına yol açmıştır.

Ege Bölgesi günümüzde kıta içlerinde aktif gerilmenin hızlı geliştiği yörelere iyi bir örnektir. Aktif gerilme yılda 3-4cm hızla gelişimini sürdürmektedir. Litosferin incelmesi bölgenin jeotermal enerji potansiyelini arttırırken, sismik aktivite birçok yıkıcı depremin de nedeni olmaktadır.

10. KAYNAKLAR

Akçığ, Z., 1988. Batı Anadolu'nun yapısal sorunlarının gravite verileri ile irdelenmesi. Türkiye Jeoloji Bülteni 31, 63-70.

Akgün, F., Akyol, E., 1987. Akhisar (Çıtak) çevresi kömürlerinin palinolojik incelemesi. Türkiye Jeoloji Bülteni 30, 35-59.

Akgün, F., Alişan, C., Akyol, E., 1986. Soma Neojen stratigrafisine palinolojik bir yaklaşım. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni 29,13-25.

Akkök, R., 1981. Menderes Masifi'nin gnayslarında ve şistlerinde metamorfizma koşulları, Alaşehir-Manisa (Metamorphic conditions of the gneisses and schists of the Menderes Massif, Alaşehir-Manisa). Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni 24, 11-20.

Akkök, R., 1983. Structural and metamorphic evolution of the northern part of the Menderes Massif: new data from the Derbent area and their implications for the tectonic of the Massif. J. Geol. 91, 342-350.

Akyürek, B., Soysal, Y., 1983. Biga Yarımadası güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç-Bergama-Ayvalık) temel jeoloji özellikleri. Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi 95/96, 1-12.

Allen, C.R., 1975. Geolgical criteria for evaluating seismicity. Geol. Soc. Am. Bull. 86, 1041-1057.

Allen, T.D., Morelli, C., 1971. A geophysical study of the Mediterranean sea. Bull. Geofiz. Teor. Appl. 13, 99-141.

Alther, R., Keller, J., Kott, K., 1976. Der Jungtertiäre Monzonit von kos und sein Kontakthof (Agäis, Griechenland). Bull. Soc. Géol. France 7(18/2), 403-412.

Altherr, R., Henjes-Kunst, F. Matthevos, H., Friedrichsen, H., Hansen, B.T., 1988. O-Sr isotopic variations in Miocene granitoides from Aegean-evidence for origin by combined assimilation and fractional cyristallization. Contrib. Mineral. Petr. 528-544.

Altherr, R., Kreuzer, H., Wendt, I., Wager, G. A., Keller, J., Harre, W.,Höhndorf, A., 1982. A Late Oligocene/Early Miocene high temperature belt in the Attic-Cycladic crystalline complex (SE Pelagonian, Greece). Geol. Jb. 23, 97-164.

Altunkaynak, Ş., 1996. Bergama-Ayvalık dolayında genç volkanizma plütonizma ilişkilerinin jeolojik ve petrolojik araştırılması. Doktora Tezi, İTÜ Fen Bil. Enst. 402s.

Altunkaynak, Ş., Yılmaz., basımda, The Mount Kozak magmatic complex, western Anatolia. Jour. Volcan. Geothr. Res.

Ambraseys, N. N., 1988. Engineering seismology, earthquake. ENG Struct. Dyn. 17, 1-105.

Ambraseys, N. N., Jackson, J. A., 1990. Seismicity and associated strain of central Greece between 1890 and 1988. Geophys. J. Int. 101, 663-708.

Andriessen, P. A. M., Boelrijk, N. A. I. M., Hebeda, E. H., Priem, H. N.A., Vendurmen, E. A. Th., Vershure, R. H., 1979. Dating the events of metamorphism and granitic magmatism in the Alpine Orogen of Naxos (Cyclades, Greece). Contrib. Mineral. Petrol. 69, 215-225.

Angelier, J., 1979. Néotectonique de l'arc égéen. Thèse d'état, Univ. Paris 6, Mém. Soc. Géol. du Nord, Lille, France, 3, 418 pp.

Angelier, J., Dumont, J.F., Karamanderesi, H., Poisson, A., Şimşek, Ş., Uysal, Ş., 1981. Analyses of fault mechanisms and expansion of south-western Anatolia since the late Miocene. Tectonophysics 75, 1-9.

Armijo, R., Meyer, B., King, G. C. P, Rigo, A., Papanastassiou, D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. Geophys. J. Int. 128, 11-53.

Ashworth, J. R., Evirgen, M. M., 1984. Garnet and associated minerals in the southern margin of the Menderes Massif, southwestern Turkey. Geol. Mag. 121, 323-337.

Atalay, Z., 1980. Muğla-Yatağan ve yakın dolayı karasal Neojeninin stratigrafi araştırması. Türkiye Jeoloji Kurumu Bült. 23, 93-9.

Ataman, G., 1974. Revue geockronoloqique, des massifs plutoniques et metamorphiques de l' Anatolie, Hacettepe Bulletin of Natural Sciences and Engineering 3, 518-523.

Aubouin, J., 1959. Contribution a L'etude geologique de la Greece septenterionale: les confins de l'Epire et ce la Thessaleie. Ann. Geol. Pays Helen. 19, 1-483.

Avigad, D., Garfunkel, Z., 1989. Low angle faults above and below a blueschist belt-Tinos island, Cyclades, Greece. TerraNova 1, 182-187.

Bargu, S., 1989. Kuzey Anadolu Fayı'nın Gaziköy ve Mürefte (Tekirdağ) dolaylarında yapısal özellikleri ve hareket mekanizması. İstanbul Üniv. Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi 6, 77-97.

Bargu, S., Turgut, M., 1993. Büyük Menderes ile Küçük Menderes grabenleri arasındaki bölgenin Miyosen ve Miyosen sonrası yapısal özellikleri. İ.Ü. Yerbilimleri 8(1/2/3), 25-34.

Barka, A. A., Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. Tectonics 7(3), 663-684.

Becker-Platen, J. D., 1970. Lithostratigraphisce Untersuchungen im Känozoikum Südwest–Anatoliens (Türkei). Beihefte zum geologischen Jahrbuch 97, 244p.

Becker-Platen, J.D., Benda, L., Steffens, F., 1977. Litho-und biostratigraphische deutung radiometrisches Attersbestimmungen aus dem Jungtertiar der Turkei. Geologisches Jachrbuch B25, 139-167.

Becker-Platen, J.D., Löhnert, E., 1972. Über cardium-funde aus dem Kanozoikum der Umgebung von Söke (West Turkei). Geol Jb. B2, 55-63.F

Benda, L., 1971. Principles of the palynologic subdivision of the Turkish Negene. Newsleter Stratigraphy. 1-3, 23-26.

Benda, L., Innocenti, F., Mazzuoli, R., Radicati, F., Steffens, P., 1974. Stratigraphic and radiometric data of the Neogene in northwest Turkey. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft 125, 183-193.

Benda, L., 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. Helen. 1, 61-70.

Besang, C., Eckhardt, F. J., Harre, W., Kreuzer, H., Müller, P., 1977. Radiometrische altersbestimmungen an Neogenen erüptivgestein der Turkei. Geol. Jb. B25, 3-36.

Besenecker, H., Büttner, D., 1978. Late Senozoic sediments on the island between Euboea and Turkey. In: Closs, H., Roder, D., Schmidt, K. (Eds.), Alps, Apennines, Hellenides, Geodynamic investigations along geotraverses by an international group of geoscientists, Inter-Union Comission on Geodynamics Scientific report No 31., 502-509.

Besenecker, H., Otte, O., 1978. Late Senozoic development of Kos, Aegean Sea, In: Closs, H., Roder, D., Schmidt, K. (Eds.), Alps, Apennines, Hellenides, Geodynamic investigations along geotraverses by an international group of geoscientists, Inter-Union Comission on Geodynamics Scientific report No 31., 506-510.

Biju-Duval, B., Letuzey, J., Sancho, J., 1972. Nouvelles données de sismique réflection précisant la structure du bassin Méditerranean oriental et du Nord de la Mer Egée (abstract). 4th Aegean Symposium, Hannover

Bingöl, E., Akyürek, B., Korkmazer, B., 1973. Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve Karakaya formasyonunun bazı özellikleri,Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri kongresi, Tebliğler Kitabı, MTA 70-75.

Bingöl, E., Delaloye, M., Ataman, G., 1982. Granitic intrusion in Western Anatolia: a contribution to the geodynamic study of this area. Eclog. Geol. Helv. 75/2, 437-446.

Birkle, P., 1992. Petrologie, geochimie an der Biga Halbinsel (Ezine-NW Turkei). Diplomarbeit an der Geowissenschaftlichen Facultat der Ebarhard-Karl Universitat, Hannower, 2/71.

Blake, M.C., Bonneau, M., Kienast, J.R., Lapuries, C., Maluski, H., Papanikolau, N., 1981. A geological reconnoissance of the Cycladic blueschist belt, Greece. Bull. Geol. Soc. Amer. 92, 247-254.

Bonneau, M., 1984. Correlation of the Hellenides happes in the south-east Aegean and their tectonic reconstruction. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (Eds). The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Geol. Soc. London Spec. Publ. 17, 519-528.

Boray, A., Akat, U., Akdeniz, N., Akçören, Z., Çağlayan, A., Günay, E., Korkmazer, B., Öztürk, E.M., Sav, H., 1973. Menderes Masifi'nin güney kenarı boyunca bazı önemli sorunlar ve bunların muhtemel çözümleri. Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongr. Tebliğler, MTA, Ankara 11-20.

Borsi, S., Ferrara, G., İnnocenti, F., Mazzuoli, R., 1972. Geochronology and petrology of recent volcanics in the Eastern Aegean Sea. Bull. Volcanology 36/1, 473-496.

Bozkurt, E., Park, R. G., 1994 Southern Menderes Massif: an incipient metamorphic core complex in wesstern Anatolia, Turkey. J. Geol. Soc. London 151, 213-216.

Bozkurt, E., Park, R. G., 1997a. Evolution of a Mid-Tertiary extensional shear zone in the southern Menderes Massif, western Turkey. Bull. Soc. Géol. France 168, 1, 3-14.

Bozkurt, E., Park, R. G., 1997b. Microstructures of deformed grains in the augen gneisses of southern Menderes Massif (western Turkey) and their tectonic significance. Geol. Rundsch. 86, 103-119.

Böger, H., 1978. Sedimentary history and tectonic movements during the late Neogene. In: Closs, H., Roeder, D. and Schmidt, K. (Eds.), Alp, Appenines, Hellenides, Stuttgart Schwelzerbart' sche verlapsbucchandlung 510-512.

Braunmiller, J., 1991. Down deep geometry and depth extent of normal faults in the Aegean-Evidence from earthquakes. Unpublished. MSC. Thesis. Oregon State Univ.

Bremer, H., 1971. Geology of the coastal regions of Southwestern Turkey: Geology and history of Turkey. Edited by Angus, S., Campbell, Tripoli, Libya, 5115.

Brinkmann, R., 1966. Geotectonische gliederung von westanatolien. Neues Jahrb. Geol. Palaontol., Monatsh. 10, 603-618.

Brooks, M., Ferentiuos, G., 1980. Structure and evolution of the Sporodhos basin of the north Aegean trough, Northorn Aegean Sea. Tectonophysics 68, 15-30.

Brooks, M., Williams, G.D., 1982. Extensional tectonics in Neogene and the Quaternary sequences at the western margin of the Axios basin, Northern Greece. J. Geol. Soc. London 139, 293-297.

Brucker, M., Kreuzer, H., Matthews, A., Okrusch, M., 1993. 40 Ar / 39 Ar and oxygen isotope studies of polymetamorphism from Tinos Island, Cycladic blueschist belt, Greece. J. Metamorphic Geol. 11, 223-240.

Bucher, W. H., 1956. Role of gravity in orogenesis. Geol. Soc. America Bull. 67, 1295-1318.

Bunbry, J., 1992. The basalts of Kula and their relation to extension west in Turkey. Ph. D. Thesis, Cambridge University 175pp.

Burchfiel, B.C., Chen, Z.L., Hodges, K.V., Liu, Y.P., Royden, L.H., Deng, C.R., Xu, J.N., 1992. The South Tibetan Detachment System, Himalayan Orogen: Extension contemporaneous with and parallel to shortering in a collisional mountain belt. Geol. Soc. America Spec. Pap. 269, 41 pp.

Buttner, D., Kowalczyk, G., 1978. Late Senozoic stratigraphy and paleogography of Greece-A review, In: Closs, H., Roder, D., Schmidt, K. (Eds.), Alps, Apennines, Hellenides, Geodynamic investigations along geotraverses by an international group of geoscientists, Inter-Union Comission on Geodynamics Scientific report No 31., 494-501.

Cohen, H. A., Dart, C. J., Akyüz, H. S., Barka, A., 1995. Syn-rift sedimentation and structural development of the Gediz and Büyük Menderes graben, western Turkey. Journal of the Geological Society, London 152, 629-638.

Çağlayan, M. A., Öztürk, E. M., Öztürk, Z., Sav, H., Akat, U., 1980. Menderes Masifi güneyine ait bulgular ve yapısal yorum. Jeoloji Mühendisliği 19, 9-19.

Dart, C., Cohen, H. A., Akyüz, H. S., Barka, A., 1995. Basinward migration of rift-border faults: Implications for facies distributions and preservation potential. Geology 23(1), 69-72.

Davis, G.H., 1980. Structural characteristics of metamorphic core complexes, southern Arizona. In: Crittendon M.D, Coney P.J., Davis G.H. (Ed.), Cordilleran core complexes. Geol. Soc. Amer. Mem. 153, 37-77.

Davis, G.H., 1983. Shear-zone model for the origin of metamorphic core complexes. Geology 11, 342-347.

De Graciansky, P.C., Lemoine, M., Lys, M., Sigal, J., 1967. Une coupe stratigraphique dans le Paléozoique Supérieur et le Mésozoique á l'extremité occidentale de la chaine sud-anatolienne. Bulletin of Mineral Research and Exploration Institute of Turkey 65, 10-33.

Dewey, J. F., 1988. Extensional collapse of orogens. Tectonics 7, 1123-1139.

Dewey, J. F., Şengör, A. M. C., 1979. Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. Geol. Soc. America Bull. Pt I, 90, 84-92.

Dewey, J.F., Pitman, W.C., III, Ryan, W.B.F., Bonnin, J., 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. Geol. Soc. Amer. Bull. 84, 3137-3180.

Dora, O. Ö., Kun, N., Candan, O., 1990. Metamorphic history and geotectonic evolution of the Menderes Massif. Int. Earth Sci. Cong. on Aegean Regions, İzmir, Turkey 11, 102-115.

Dora, O. Ö., Kun, N., Candan, O., 1992. Menderes Masifi'nin metamorfik tarihçesi ve jeotektonik konumu. Türkiye Jeoloji Bülteni 35, 1-14.

Dumont, J. F., Uysal, Ş., Şimşek, Ş., Karamanderesi, İ. H., Letouzey, J., 1981. GB Anadolu'daki grabenlerin oluşumu. MTA Enst. Derg. 92, 7-17.

Dürr, S., 1975. Über das alter und geotectonische Stellum des Menderes–kristallins / SW–Anatolien und seine Aquivalente in der mittleren Agais. Habilitationschrift, Marburg/Lahne, 107.

Dürr, S., Altherr, R., Keller, J., Okrusch, M., Seidel, E., 1978. The median Aegean crystalline belt: stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism. In: Closs, H., Roder, D., Schmidt, K. (Eds.), Alps, Apennines, Hellenides, Geodynamic investigations along geotraverses by an international group of geoscientists, Inter-Union Comission on Geodynamics Scientific report No 31., 455-477.

Ediger, V,Ş., 1988. Biga Yarımadası'ndaki kömürlü birimlerden alınan örneklerin palinolojik analizi. TPAO Rap. No:1269, 17pp.

Ejima, Y., Fujina, T., Takagi, H., Shimada, K., Iwanaga, T., Yoneda, Y., Murakomi, Y., 1987. The pre-feasibility study on the Dikili-Bergama geothermal development project in the Republic of Turkey, Progress Report II (yayınlanmamış).

Ekström, G.A., England, P.C., 1989. Seismic strain rates in regions of distributed continental deformation. J. Geophy. Res. 94, 231-257.

Elmas, A., Meriç, E., 1998. The seaway connection between the Sea of Marmara and the Mediterranean: tectonic development of the Dardanelles. International Geology Review 40, 144-162.

Emre, T., 1988. Gediz Grabeni (Salihli-Alaşehir arası) karasal tortullarının yaşıyla ilgili yeni bulgular. 42.Türkiye Jeoloji Kongresi 34-35.

Emre, T., 1996. Gediz garbeninin jeolojisi ve tektoniği. Turkish Journal of Earth Sciences 5, 171-187,

Ercan, E., Dinçel, A., Metin,S., Türkecan, A., Günay, E., 1978. Uşak yöresindeki Neojen havzalarının jeolojisi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni 21, 97-106.

Ercan, E., Satır, M., Kreuzer, H., Türkecan, A., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M., Can, B., 1985. Batı Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni 28, 121-36.

Ercan, T., 1979. Batı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Senozoyik volkanizması, Jeoloji Mühendisliği 9, 23-46.

Ercan, T., 1982. Batı Anadolu'nun genç tektoniği ve volkanizması. Türkiye Jeoloji Kurultayı.

Ercan, T., Günay, E., Türkecan, A., 1984a. Bodrum Yarımadası'nın jeolojisi. MTA Enst. Derg. 97/98, 12p.

Ercan, T., Günay, E., Türkecan, A., 1984b. Edremit-Korucu yöresinin (Balıkesir) Tersiyer stratigrafisi magmatik kayaçların petrolojisi ve kökensel yorumu. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni 27, 21-30.

Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarıfakıoğlu, E., Adis, C., Walter, H-J., Yıldırım, T., 1995. Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının özellikleri. Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi 117: 55-86.

Ercan, T.,Türkecan, A., Akyürek, B., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M., Can, B., Erkan, M., Özkirişçi, C., 1984c. Dikili-Bergama-Çandarlı (Batı Anadolu) yöresinin jeolojisi ve magmatik kayaçların petrolojisi. Jeoloji Mühendisliği Dergisi 20, 47-60

Erdoğan, B., Güngör, T., 1992. Stratigrapy and tectonic evolution of the northern margin of the Menderes Massif. Bull. Turk. Petrol. Geol. Assoc. TPAG Bull. 4(1), 9-34.

Erinç, S., 1970. The young volcanic topography of the Kula-Adala area. İ.Ü. Coğrafya Dergisi 17, 7-22.

Erseçen; N., 1989. Türkiye'nin bilinen maden ve mineral kaynakları. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü. Yayın No:185, 30pp.

Eyidoğan, H., Jackson, J. A., 1985. A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquakes of 1969-70 in western Turkey: implications for the nature and geometry of deformation in the continental crust. Geophys. J. R. astr. Soc. 81, 569-607.

Ezen, Ü., 1993. Kuzey ve Doğu Anadolu'da zone dalgalarının dispersiyonu ve yerkabuğu yapısı. Deprem Araştırma Enst. Bülteni 43, 42-62.

Finetti, I., Morelli, C., 1973. Geophysical exploration of the Mediterranean Sea. Bolletino Di Geofisica ED Applicata XII, 60.

Fytikas, M., Giuliano, O., Innocenti, F., Marinelli,G. Mazzuoli, R., 1976. Geochronological data on recent magmatism of the Aegean sea. Tectonophysics 31, 29-34.

Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzouli, R., Peccerillo, A., Villari, L., 1984. Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), The geological evolution of the eastern Mediterranean, Geol. Soc. Spec. Publ., No 17, 687-699.

Gautier, P., Brun, J. P., 1994. Ductle crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evvia Islands). Geodinamica Acta Paris 7(2), 57-85.

Gautier, P., Brun, J.P., Jolivet, L., 1993. Structure and kinematics of Upper Senozoic extensional detechment on Naksos and Paros (Cyclades islands, Greece). Tectonics 12, 1180-1194.

Genç, Ş.C., basımda, Evolution of the Bayramiç magmatic complex, northwestern Anatolia. Jour. Volcan. Geothr. Res.

Genç, Ş.C., Yılmaz, Y., 1995. Post collisional magmatism in Armutlu peninsula, NW Anatolia. EUG VII, Terra Abstracts, 258.

Genç, Ş.C., Yılmaz, Y., 1997. An example of the post-collisional magmatism in northwestern Anatolia: the Kızderbent volcanics (Armutlu peninsula, Turkey). Tr. J. Earth Sci. 6, 33-42.

Genç, T., Aydın, İ., Demirel, S., Aygül, H., Akdoğan, K., Kanat, H.İ., Tufan, S., Konak, N., 1996. Ege Denizi ve çevresinin gravite ve manyetik yöntemlerle araştırılması. TÜBİTAK YDABÇAG-237/G proje Raporu, 55pp.

Görür, N., Şengör, A.M.C., Sakınç, M., Tüysüz, O., Akkök, R., Yiğitbaş, E., Oktay, F.Y., Barka, A., Sarıca, N., Ecevitoğlu, B., Demirbağ, E., Ersoy, Ş., Algan, O.,

Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A., Dumont, J.F., 1979. Géologie des Taurides Occidentales. Mém. Soc. Géol. France 137, 112 pp.

Güleç, N., 1991. Crust-mantle interaction in Western Turkey: implications from Sr and Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics. Geol. Mag. 128, 417-435.

Güneysu, C., Aykol, A., 1995. Rift formation in the Gökova region, southwest Anatolia: implications for the opening of the Aegean Sea. Geol. Mag. 132(6), 637-650.

Güngör, T., 1998. Stratigraphy and tectonic evolution of the Menderes Massif in the Söke-Selçuk region. Ph. D. thesis, Dokuz Eylül Üniv. 147 pp.

Gürer, Ö.F., Bozcu, M., Yılmaz, Y., hazırlanmakta. Neogene basin development around Söke-Kuşadası (Western Anatolia) and its bearing on the tectonic development of the Aegean region. Third Int. Turkish Geology Symp.

Hakyemez, Y., Örçen, S., 1982. Denizli-Muğla arasındaki Senozoyik yaşlı çökel kayaların sedimantolojisi ve biyostratigrafisi. MTA Enst. Rap. (yayımlanmamış).

Hatzfeld, D., Chirstodouluv, A, Scordilis, E., Panagiotopoulos, D., Hatzidmitriou, P., 1987. Microearthquake study of theMygdonian graben (N. Greece). Earth Planet. Sci. Lett. 81, 379-396.

Hetzel, R., Reischmann, T., 1996. Intrusion age of Pan-African augen gneisses in the southern Menderes Massif and the age of cooling after Alpine ductile extensional deformation. Geol. Mag. 133(5), 565-572.

Hetzel, R., Ring, U., Akal, C., Troesch, M., 1995. Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey. Journal of the Geological Society, London 152, 639-654.

İlkışık, O.M., 1995. Regional heat flow in western Anatolia, using silica temperature estimates from termal springs. Tectonophysics 244, 175-184.

İnci, U., 1984. Demirci ve Burhaniye bitümlü şeyllerinin stratigrafisi ve organik özellikleri. Türkiye Jeoloji Kongresi Bülteni 5, 27-40.

İztan, H., Yazman, M., 1990. Geology and hydrocarbon potential of the Alaşehir (Manisa) area, western Turkey. Proceedings to International Earth Sciences Congress on Aegean regions, İzmir, 327-38.

Jackson, J. A., Haines, J., Holt, W., 1992. The horizontal velocity field in the deforming Aegean Sea region determined from the moment tensor of earthquakes. J. geophys. Res. 97, 17657-17684.

Jackson, J. A., McKenzie, D., 1988. Rates of active deformation in the Aegean Sea and surrounding areas. Basin Res. 1, 121-128.

Jackson, J.A., Gagnepain, J., Houseman,G., King, G.C.P., Papadimitriou, P., Soufleris, C., Vineux, J., 1982. Seismicity normal faulting and the geomorphological development of the gülf Corint (Greece) the Corint earthquakes of February and March 1981. Earth Planet. Sci. Lett. 57, 377-397.

Jacobshagen, V., Dürr, S., Kockel, F., Kopp, K.O., Kowalcyk, G., 1978. Structure and geodynamic evolution of the Aegean region. In: Closs, H., Roeder, D. and Schmidt, K. (Eds.), Alps, Apenines, Hellenides. Inter-Union Comm. Geodyn. Sci. Rept. 38, 537-564.

Jones, C.E., Tarney, J., Baker, J., 1991. Emplacement mechanisms and petrogenesis of Tertiary granitoids, Rhodope Massif, N Greece. Terra Abst. 3(1), 40.

Kapan, S., Taner, G., 1994. Stratigraphy and Neogene molluscan fauna of the Datça peninsula (Muğla, Turkey). Abstracts of the 49 th Geological Congress of Turkey, Chamber of Geological Engineers of Turkey 15.

Karacık, Z. and Yılmaz., basımda. Geology of the ignimbrites and the associated volcano-plutonic complex of the Ezine area, northwestern Anatolia. Jour. Volcan. Geothr. Res.

Karacık, Z., 1995. Ezine-Ayvacık (Çanakkale) dolayında genç volkanizma plütonizma ilişkileri. İTÜ Fen Bil. Enst. Doktora Tezi 342pp.

Kastens, K.A., 1991. Rate of outward growth of the Mediterranean Ridge accretionary complex. Tectonophysics 199, 25-50.

Kaya, O., 1979. Orta-doğu Ege çöküntüsünün stratigrafisi (Neojen) stratigrafisi ve tektoniği. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni 22, 35-58.

Kaya, O., Mostler, H., 1992. A Middle Triassic age for low grade greenschist facies metamorphic sequence in Bergama (Izmir), western Turkey: the first paleontological age assignment and structural-stratigraphic implications. Newsletter for Stratigraphy 26, 1-17.

Kellog, H.E., 1973. Geology and petroleum prospects, Gulf of Saros and vicinity southwestern Thrace; Ankara. Ashland Oil of Turkey, Inc. and Turkish Petrol Company, Report No. 902.

King, G.C.H., Ouyang, Z.X., Papadimitrious, P., Deskchamps, A., Gagnepain, J., Houseman, G., Jackson, J.A., Soufledis, C., Virieux, J., 1985. The evolution of the gulf of Corint (Greece): an aftershock study of the 1981 eartquakes. Geophy. Jr. Astr. Soc. 80, 677-683.

Kissel, C., Jamet, M., Laj, C., 1984. Paleomagnatic evidence of Miocene and Pliocene rotational deformations of the Aegean area. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), The geologgical evolution of the Eastern Mediterranean Geol. Soc. Spec. Publ. 17, 669-680.

Kolios, N., Innocenti, F., Manetti, P., Peccerillo, A., Giuliani, O., 1980. The Pliocene volcanism of the Voras Mts (central Macedonia, Greece). Bull. Volcan. 43(3), 553-568.

Konak, N., Akdeniz, N., Özturk, E. M., 1987. Geology of the south of the Menderes Massif. Correlation of Variscan and pre-Variscan events of the Alpine Mediterranean Mountain belt along western Anatolia, Turkey. IGCP project no 5, 42-53.

Konak; N., 1985. A discussion on the core-cover relationships on the basis of recent observations (Menderes Massif). Abstracts Geol. Congr. Turkey, Ankara, 33.

Kozan, T.A., Öğdüm, F., Bozbay, B., Bırcan, A., Keçer, M., Tüfekçi, K.,Durukal, A., Durukal, S., Ozaner, S., Herece, M., 1982. Burhaniye (Balıkesir)-Menemen (Izmir) arası kıyı bölgesinin jeomorfolojisi. MTA Rapor no 7287 (Yayınlanmamış).

Kröner, A., Şengör, A.M.C., 1990. Archean and Proterozoic ancestry in late Precambrian to early Paleozoic crustal elements of southern Turkey as revealed by single–zircon dating. Geology 18, 1186-90.

Krushensky, R.D., 1976. Neogene calc-alkaline extrusive and intrusive rocks of the Karalar-Yeşiller area, North west Anatolia, Turkey. Bull. Volcan. 40, 336-360.

Kun, N., Candan, O., Dora, Ö.O., 1988. Kiraz–Birgi yöresinde (Ödemiş-Menderes Masifi) metavolkanitlerin (leptitlerin) varlığı. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni 31, 21-28.

Kurt, H., Demirbağ, E., Kuşçu, İ., 1998. Interpretation of marine Seismic reflection data from the gulf of Gökova (Southeastern Aegean Sea). AGU 1998 Spring Meeting, EOS. 79 (17), 338.

Lalechos, N., Savoyat, E., 1979. La sédimentation Néogéne dans le Fossé Nord Egéen. 6th Colloquium on the Geology of the Aegean region 2, 591-603.

Le Pichon, X. Lyberis, N., Alvarez, F., 1984. Subsidence history of the North Aegean trough. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (Eds.), Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Spec. Publ. Geol. Soc. London 17, 727-741.

Le Pichon, X., Angelier, J., 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. Tectonophysics 60, 1-42.

Le Pichon, X., Angelier, J., 1981. The Aegean Sea. Phil. Trans. R. Soc. London 300A, 357-372.

Lister, G. S., Banga, G. and Feenstra, A., 1984. Metamorphic core coplexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. Geology 12, 221-225.

Loos, S., Reischmann, T., 1995. Geochronological data on the southern Menderes massif, SW Turkey, obtained by single zircon Pb evoporation. Terra Abstr. 5, 353.

Lyberis, N., 1984. Géodynamique du domaine égéen depuis le Miocène Supériour. Thèse d'État, Univ, Paris VI.

Lybéris, N., Angelier, J., Huchon, P., Le Pichon, X., Renard, V., 1982. La mer de Crete: extension et subsidence. Proceedings, HEAT Symp. 1, 364-382.

Lyberis, N., Sauvage, J., 1983. Sur L'age de la tectonique extensive dans le domaine north-Egeen (Greece): donnees palinologiques. C.R. Acad. Sci. Paris 296, 107-110.

Lyon-Caen, H., Armijo, R., Drakopoulos, J., Baskoutass, J., Delibassis, N., Gaulon, R., Kouskouna, V., Latoussakis, J., Makropoulos, K., Papadimitrou, P., Papanastassiou, D., Pedotti, G., 1988. The 1986 Kalamata (south Peloponnesus) eartquake: detailed study of a normal fault, Evidences for E-W extension in the Hellenic Arc. J. Geophy. Res. 93, 14967-15000.

Main, I. G., Burton, P. W., 1989. Seismotectonics and the earthquake frequency-magnitude distribution in the Aegean area. Geophys. J.R. astr. Soc. 98, 575-586.

Makris, J., Stobbe, C., 1984. Physical properties and state of the crust and upper mantle of the Eastern Mediterranean Sea deduced from geophysical data. Marine Geol. 55, 347-363.

Maluski, H., Bonneau, M., Kienast J. R., 1987. Dating the metamorphic events in the Cycladic area: $^{39}Ar/^{40}Ar$ data from metamorphic rocks of the island of Syros (Greece). Bull. Soc. Géol. France 8(III), 833-841.

McClay K.R., Ellis, P.G., 1989. Analogue models of extensional fault geometries. In: Covard, M.P. vd. (Eds.). Continental extensional tectonics. Geol. Soc. London Spec. Publ. 28, 109-125.

McKenzie D., Yılmaz Y., 1991. Deformation and volcanism in Western Turkey and the Aegean. Bulletin of the Technical Univ of Istanbul 44, 345-373.

McKenzie, D. P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean regions. Geophys. J. R. astr. Soc. 30, 109-185.

McKenzie, D. P., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: The Aegean Sea and surrounding regions. Geophys. Jour. Royal Astron. Soc. 55, 217-254.

Meisner, R., Wever, T.H., Flüh, E.R., 1987. The Moho in Europe: implications for crustal development. Annales Geophyscae 513, 357-364.

Meissner, R., 1976.N. Jb. Geol. Palaont. Abh. 152(2), 161-176.

Mercier, J. L., 1981. Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean arc: comparison with the Andean Cordillera of south Peru-Nort Bolivia. Phil. Tras. R. Soc. London Ser. A 300, 337-355.

Mercier, J. L., Delibassis, N., Gauthier, A., Jarrige, J. J., Lemelle, F., Philip, H., Sebrier, M., Sorel, D., 1979. La néotectonique de l'Arc Égéen. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn. 21, 67-92.

Mercier, J. L., Sorel, D., Simeakis, K., 1987. Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean Arc from the Pliocene to the present. Annales Tectonicæ 1(1), 20-39.

Meulenkamp, J.E., Hilgen, F.J., 1986. Event stratigraphy, basin evolution and tectonics of the Hellenic and Calabro-Sicilian Arcs. In: Wezel, F.C. (Ed.), The origin of Arcs. Develop. Geotec. 21, 327-350.

Mindavelli, O.Y., Mitchel, B.J., 1989. Crustal structure and possible. anisotrophy in Turkey from seismic wave dispersion.Geophys. Jour. Inter. 98, 93-106.

Mitzopoulos, M.K., 1947. Ann. Geol. Pays Helen 1, 209-215.

MTA, 1979. Bouger gravity map of Western Turkey, Scale 1:500.000. Maden Tetkik Arama Enst. Ankara.

Müller, S., Kahle, H-G., Barka, A., 1997.Plate tectonic situation in the Anatolian-Aegean region. In: Schindler, C., Pfister, M. (Eds.), Active tectonics of northwestern Anatolia- The Marmara Poly-project, VDF, Hoschschulverlag AG an der ETH Zürich, 13-28.

Nebert, K., 1978. Linyit içeren Soma Neojen bölgesi, Batı Anadolu. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi 90, 20-69.

Noomen, R., Ambrosius, B.C.A., Walker, K.F., 1993. Crustal motions in the Mediterranean region determined from laser ranging to Lagpos. In: Smith, D.P., Torcotte, D.L. (Eds.), Conribution of space Geodesy to Geodynamics crustal Dynamics. AGU Geodyn. Ser. 23, 331-346.

Oberhanslı, R., Candan, O., Dora, O. Ö., Dürr, St. H., 1997. Eclogites within the Menderes Massif/western Turkey. Lithos 41, 135-150.

Okay, A.I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Metzger, R., Akyüz, S., 1996. Paleo- and Neo-Tethyan events in Northwest Turkey: geological and geochronological constraints. In: Yin, A., Harrison, T.M. (Eds.), The tectonic evolution of Asia Camrbridge Univ. Press. 420-441.

Okay, A.I., Siyako, M., Bürkan, K.A., 1990. Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve tektonik evrimi. TPJD Bült. 2(1), 83-121.

Okay, A.İ., Tansel, İ., 1992. Pontid-içi Okyanusu'nun üst yaşı hakkında Şarköy'ün kuzeyinden (Trakya) yeni bir bulgu. MTA Dergisi 114, 23-26.

Okrusch, M., Bröker, M., 1990. Eclogites associated with highgrade blueschists in the Cyclades archipelago, Greece: A review. Eur. J. Mineral. 2, 451-478.

Orombelli, G., Lozec, G. P., Rossi, L. A., Desio, A., 1967. Preliminary notes on the geology of the Datça peninsula (SW Turkey). Accad. Naz. dei. Linc. 42, 830-841.

Önay, T. Ş., 1949. Uber die Schmirgeisteine SW-Anatolies.Scweiz Mineral Petrogr. Mitt. 24, 357-492.

Önem, Y., 1974. Gelibolu Yarımadası ve Çanakkale dolayının jeolojisi. T.P.A.O. Rapor no. 887, 30pp.

Öngen, S., 1992. Les echanges metasomatiques entre granitoides et encavissant particuliers (calcaires, dolomies, ultrabasites, series manganesiferes) le example de la Turquie-NW, Docdorate These, Universite de Nancy, Faculte des Sciences Terre, 554pp.

Özkaya, M., 1995. Eskiçine (Çine-Aydın) ve Kayaca (Yatağan-Muğla) arasında kalan bölgede Menderes Masifi'nin jeokronolojisi, jeokimyası, yapısal jeolojisi ve tektonik evrimi. İ.T.Ü. Yerbilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi 123pp.

Papanikolau, D.J., 1979. Unités tectoniques et phases de déformation dans l'île de Samos, Mer Egée, Gréce. Bull. Soc. Geol. France 221, 745-752.

Papanikolau, D.J., 1980. The metamorphic Hellenides 26th Int. Geol. Congr. Paris, Abst. 1, 371.

Papanikolau, D.J., 1984. Three metamorphic belts of the Hellenides: a review and a kinematic interpretation. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), The geological evolution of the eastern Mediterranean. Geol. Soc. Spec. Publ. 17, 501-562.

Papanikolau, D.J.,1981. Some problerms concerning correlations within the metamorphic belts of the Pelagonian and the Rhodope. In: Sassi, T.D. (Ed), IGCP No. 5, Newsletter 3, 119-123.

Papazachos, B., 1990. Seismicity of the Aegean and surrounding area. Tectonophysics 178, 287-308.

Parejas, E., 1940. La tectonique transversale de la Turquie. Rev. Fac. Sci. Univ. Ist. Serie B, 5, 133-244.

Paton, S., 1992. Active normal faulting, drainage patterns and sedimentation in southwestern Turkey. Journal of the Geological Society, London 149, 1031-1044.

Pe, G.G., Gladhill, A., 1975. Volcanism at subduction zones; the Aegean area. Bull. Geol. Soc. Greece 9(2), 133-143.

Pe-Piper, G., Piper, D.J.W., 1979. Plio-Pleistocene age of high-potassium volcanism in the north-west part of the Hellenic arc. Tschermaks Min. Petr. Mitt. 26, 163-165.

Pe-Piper, G.G., Piper, D.J.W., Reynolds, P.H., 1983. Paleomagnetic stratigraphy and radiometric dating of the Pliocene volcanic rocks of Aegina, Greece. Bull. Volcanol. 46, 1-7.

Pfister, M., Balderer, W., Greber, E., Kahle, H.G., Rossa, D.M., Mueller, S.,Rybach, L., Shindler, C., Sellani, S., Straub, C., 1997. Syntesis of the Marmara Poly-Project. In: Shindler, c, Pfister, M. (Eds.), Active Tectonics of North Western Anatolia. The Marmara Poly-Project. VDF Hochschuleverlag AG An Der EFH Zurich 539-565.

Phillipson, A., 1910-1915. Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. Ergänzungshefte 167, 172, 177, 180, 183 der Petermanns Mitteilungen, Gotha, Justus Perthes.

Pişkin, Ö., 1980. Kadıkalesi-Girelbelen (Bodrum Yarımadası) hidrotermal ve kontakt metasomatik Pb, Zn, Cu cevherleşmelerinin mineralojik ve jeolojik incelenmesi. Doçentlik tezi, Ege Üniversitesi, İzmir.

Psarianos, P., Thenius, E., 1953. Prakt. Akad. Athenon 28: 413-424.

Reilinger, R., Barka, A., 1997. GPS constraints on fault slip rates in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone: implications for eartquake recurrence times. In: Giardini D. and Balassanian (Eds.), Historical and prehistorical eartquakes in the Caucasus, NATO ASI Series, 28, Kluwer Academic Publishers, Nederlands, 91-108.

Reilinger, R., Mc Clusky, s., Oral, B., King, R., Toksöz, M., Barka, A., Kınık, İ. Lenk, O., Şanlı, F., 1997. GPS measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. J. Geophys. Res. 102, 9983-9999.

Reischmann, T., Kröner, A., Toot, W., Dürr, S., Şengör, A. M. C., 1991. Episode of crustal growth in the Menderes Massif, W. Turkey, inferred from zircon dating. Terra Abstracts 3, 34.

Ridley, J., 1982. Arcuate lineation trends in a deep level, ductile thrust belt, Syros, Greece. Tectonophysics 88, 347-360.

Rober, H., Cantagrel, J.M., 1977. Le volcanism basaltique dans Le sud-est de la mer Egée, Dunndes geochronologiques et relations avec la téctonique. 6th Ann. Coll. Aegean region, Atlous 3, 961-967.

Roberts, S., Jackson, J., 1991. Active normal faulting in central Greece: an overview. In: Roberts, A. M., Yielding, G. and Freeman, B. (Eds), The Geometry of Normal Faults. Geol. Soc. Spec. Publ. 560, 125-142.

Roesler, G., 1978, Relics of non-metamorphic sediments on central Aegean islands. In: Closs, H., Roeder, D., Schmidt, K. (Eds.), Alps Apennines Hellenides, Inter-Union Commission on Geodynamics Scientific Report No: 38 480-481

Rögl, F., Steininger, F. F., 1983. Von Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. Ann. Naturhist. Mus. Wien 85/A, 135-163.

Sakınç, M., Yaltırak, C., 1995. Güney Trakya sahillerinin denizel Pleyistosen çökelleri ve paleocoğrafyası. Trakya Havzası'nın Jeolojisi Semp., Bildiriler Kitabı (baskıda).

Sandwell, T.D., Smith, H.F.W., 1992. Marine gravity from ERS-1, GEOSAT and SEASAT reveals new tectonic fabric. EOS Trans. Supp. 1992 Fall Meeting 73, 133.

Saner, S., 1985. Saroz Körfezi dolayının çökelme istifleri ve tektonik yerleşimi, KD Ege Denizi. Türkiye. Türkiye Jeoloji Kurumu Bült. 28, 1-10.

Satır, M., Friedrichsensen, H., 1986. The origin and evolution of the Menderes Massif, W Turkey: a rubidium/stronsium and oxygen isotope study. Geol. Rundsch. 75, 703-714.

Schliestedt, M., Altherr, R., Matthews, A., 1987. Evolution of the Cycladic crystalline complex: petrology, isotope geochemistry and geochronology. In: Helgeson, H.C. (Ed.), Chemical transport in metasomatic processes, D. Reidel Publishing Co., 389-428.

Schneider, K., 1914. Diss. Münster: 49p., Greven und Bechthold, Köln a. Rh.

Seidel, E., Okrush, C.H.M., 1978. Regional distribution of critical metamorphic minerals in Crete. In: Closs, H., Roder, D., Schmidt, K. (Eds.), Alps, Apennines, Hellenides, Geodynamic investigations along geotraverses by an international group of geoscientists, Inter-Union Comission on Geodynamics Scientific report No 31.,448-451.

Sellers, P. C., Cross, P. A., 1989. 1986 and 1987 Wegener-Medlas baselines determined using the Pseudo-Short Arc Technique. In: Proceedings Int. Conf. WEGENER-MEDLAS Project, Scvheviningen, 1989.

Seyitoğlu, G., Benda, L., Scott, B.C., 1994. Neogene palynological and isotopic age data from Gördes basin, west Turkey. Newsletters on Stratigraphy 31, 133-142.

Seyitoğlu, G., Scott, B.C., 1994. Late Cenozoic basin development in west Turkey: Gördes basin: tectonics and sedimentation. Geol. Mag. 131, 631-637.

Seyitoğlu, G., Scott, B.C., 1996. Age of the Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications. Geol. Journal 31, 1-11.

Sickenberg, O., Becker-Platen, J.D., Benda, L., Berg, D., Engesser, B., Gazir, W., Heissing, K., Hünermann, K.A., Sondaar, P.Y., Schimidt-Kittles, N., Staesche, K., Staesche, U., Steffens, B., Tobien, H., 1975. Die gliederung des höheren Jungtertiars in der Turkei nach vertebraten und ihre hedentung für die internationale Neogen stratigraphie. Geolishes Jahrburg, Reihe B, Heft 15, 167pp.

Sickenberg, O., Tobien, H., 1971. New Neogene and lower Quaternary vertebrate faunas in Turkey (Känozoibum und Braunkohlen der Türkei, 3.). Newsl. Stratigr. 3, 51-61.

Simeakis, C., Mercier, J. L., Vergely, P., Kissel, C., 1989. Late Cenozoic rotations along the North Aegean trough fault zone (Greece): structural constraints. In: Kissel, C. and Laj, C. (Eds.), Paleomagnetic rotations and continental deformations. NATO ASI, 254C, Kluwer Academic Publisher, 131-143.

Siyako, M., Bürkan, K. A., Okay, A.İ., 1989. Biga ve Gelibolu Yarımadalarının Tersiyer Jeolojisi ve Hidrokarbon olanakları. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni. 1(3), 183-199.

Smith, D.E., Kolenkiewicz, R., Robins, P.J., Dunn, P.J., Torrence, M.H., 1994. Horizontal crustal motion in the central and eastern Mediterranean inferred from SLR measurements. Geophy. Res. Lett. 21, 1979-1982.

Spakman, W., Moriel, M.J.K., Vlaar, N.J., 1988. The Hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamic implications. Geophys. Res. Lett. 15, 60-63.

Steininger, F.F., Rögl, F., 1984. Paleogeography and palinspastic reconstruction of the Neogene of the Mediterranean and Paratethys. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.),The geological evolution of the eastern Mediterranean, Geol. Soc. Spec. Publ. No 17, 659-669.

Straub, C., Kahle, H-G., 1997. Recent crustal deformation and strain accumulation in the Marmara sea region, NW Anatolia, inferred from repeated GPS measurements. In: Shindler, C., Pfister, M. (Eds.), Active tectonics of northwestern Anatolia–The Poly-project, VDF, Hoscschulverlag AG an der ETH Zürich 417-448.

Sümengen, M., Terlemez, İ., Şentürk, K., Karaköse, C., Erkan, E., Ünay, E., Gürbüz, M. ve Atalay, Z., 1987. Gelibolu Yarımadası ve GB Trakya Tersiyer Havzası'nın stratigrafisi, sedimantolojisi ve tektoniği. MTA Enst. Rapor No. 8128, 327 pp.

Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., 1987. Geological evolution and basin models during neotectonic episode in the eastern Anatolia. Bull. Min. Res. Ezp. 107, 74-94.

Şengör A.M.C., Kidd W.S.F., 1979. Post-collisional tectonics of Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. Tectonophysics 55, 361-376.

Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics 75, 181-241.

Şengör, A.M.C., 1979. The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic significance. Jour. Geol. Soc. London 136, 269-282.

Şengör, A.M.C., 1982. Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etkenler. Batı Anadolu'nun Genç tektoniği ve volkanizması Türkiye Jeoloji Kurumu Kitapçığı 59-71.

Şengör, A.M.C., 1993. Some current problems on the tectonic evolution of the Mediterranean during the Cainozoic. In: Boschi et al. (Eds.), Resent Evolution and Seismicityof the Mediterranean Region, 1-51.

Şengör, A.M.C., Görür, N., Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: Biddle, K.T., Blick, N.C. (Eds.), Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 37, 227-264.

Şengör, A.M.C., Satır, M., Akkök, R., 1984. Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. Tectonics 3, 693-707.

Şentürk, K., Karaköse, C., 1987. Çanakkale Boğazı ve dolayının jeolojisi. MTA Rapor no. 8129, 207pp.

Şimşek, Ş., 1997. Geothermal potential in northwestern Turkey. Active Tectonics of northwestern Anatolia–The Marmara Poly-Project, A multi disciplinary Approach by space-geodesy, Geology, Hydrogeology, Geothermics and seismology, vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zurich, 111-124.

Taymaz, T., Jackson, J. and McKenzie, D., 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea. Geophys. J. Int. 106, 433-490.

Tekkaya, İ., 1976. Human fossil footprints: the prints and the person. Coğrafya 1, 8-10.

Ternek, Z., 1959. Sökede tabii gaz hakkında jeolojik not. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni 7, 58-74.

Tezcan, A.K., Turgay, M.I., 1991. Geothermal atlas of Europe, Cataloque of heat flow density data: Turkey, In: Hurtig, E., Cermak, V., Heaenel, R., Zui, V. (Eds.), Geothermal Atlas of Europe 84-85.

Ünay, E., Göktaş, F., Hakyemez, H.Y., Avşar, M., Şan, Ö., 1995. Büyük Menderes Grabeni'nin kuzey kenarındaki çökellerin Orvicolidae (Rodentia, Mammaliya) faunasına dayalı olarak yaşlandırılması. Türkiye Jeoloji Bülteni 38 (2), 75-80

Verge, N.J., 1993. Oligo-Miocene orogenic collapse tectonics in western Anatolia and the extensional exhumation of the Menderes Massif metamorphic core complex. In: Seranne, M. and Malavielle, J. (Eds.), Late orogenic extension in mountains belts. Documents des Bureau de Recherches Géologique et Minières (France) 219, 202.

Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range province: nappe tectonics in an extending orogen. Nature 291, 645-648.

Westaway, R., 1994a. Evidence for dynamic coupling of surface processes with isostatic compensation in the lower crust during active extension of Western Turkey. Geol. Geophy. Res. 99, No B10, 203-223.

Westaway, R., 1994b. Present-day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean. J. Geophys. Res. 99, 12071-12090.

Wijbrans, J.R., Schliestedt, M., York, D., 1990. Single grain argon laser probe dating of phengites from the blueschist to greenschist transition on Sifnos (Cyclades, Greece). Contrib. Mineral. Petrol 104, 582-593.

Yağmurlu, F., 1987. Salihli güneyinde üste doğru kabalaşan Neojen yaşlı alüvyonel yelpaze çökelleri ve Gediz Grabeni'nin tektono-sedimanter gelişimi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni 30(2), 33-40.

Yaltırak, C., 1995. Gelibolu Yarımadası'nda Pliyo-Kuvaterner sedimantasyonunu denetleyen tektonik mekanizma. Nezihi Canıtez Semp. Özel Sayı, Jeofizik 9, 103-106.

Yılmaz, Y ., Polat, A., basımda. Geology and evolution of the Thrace volcanic, Turkey. Acta Volcanologica.

Yılmaz, Y., 1989. An approach to the origin of young volcanic rocks of western Turkey. In: Şengör, A.M.C. (Ed.), Tectonic evolution of the Tethyan region, Kluwer, the Hague, 159-189.

Yılmaz, Y., 1993. New evidence and model on the evolution of the south east Anatolian orogen. Geol. Soc. America Bull. 105, 251-271.

Yılmaz, Y., 1997. Geology of Western Anatolia. Active Tectonics of northwestern Anatolia–The Marmara Poly-Project, A multi disciplinary Approach by space-geodesy, Geology, Hydrogeology, Geothermics and seismology, vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zurich, 31-53.

Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Altunkaynak, Ş., Karacık, Z., Kayı, A., 1996. Bayramiç-Ezine-Ayvacık dolaylarında genç magmatizma ile tektonizma ilişkisinin araştırılması. Ulusal Deniz Araştırmaları Proje Raporu 32pp.

Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, Ö.F., Bozcu, M., Görür, N., Akkök, R., 1997a. Batı Anadolu Neojen istiflerinin karşılaştırılması, Ulusal Deniz Araştırmaları Projesi, 32pp.

Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, Ö.F., Elmas, A., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Güleç, N., 1997c. Ayvalık-Dikili-Çandarlı-Bergama arasında (Edremit-Bergama grabenleri çevresinde) genç magmatizmanın jeolojik ve petrolojik araştırılması. TÜBİTAK Araştırma Projesi Rapor No: YDABÇAG-228/G, 420/G, 74pp.

Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Yiğitbaş, E., Bozcu, M., Yılmaz, K., 1995. Geological evolution of the late Mesozoic continental margin of northwestern Anatolia. Tectonophysics 243: 155-171.

Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Genç, Ş.C., Bozcu, M., Yılmaz, K., Şeker, H., Yiğitbaş, E., Keskin, M., 1990. Armutlu Yarımadası ve dolayının jeolojisi, TPAO Rap. No: 2796, 210pp.

Yılmaz, Y., Şengör, A.M.C., 1982. Ege'de kabuk evrimi ve Neo Magmatizmanın kökeni. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri özetleri 64-65.

Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C., Şengör, A.M.C., 1997b. Evolution of The Pontides: In: Robinson, A.G. (Ed.), Regional and petroleum geology of the Black Sea and Surrounding Region. AAPG Memoir 8, 183-226.

Yüksel, V., 1971. Söke-Germencik Bölgesi'nin jeolojisi ve jeotermik enerji olanakları. MTA Enst. Rap. 4677.

Zanchi, A, Kissel, C., Tapırdamaz, C., 1993. Late Cenozoic and Quaternary brittle continental deformation in western Turkey. Bull. Soc. géol. France 164(4), 507-517.

Zanchi, A., Angelier, J., 1993. Sesmotectonics of western Anatolia: Regional stress orientation from geophysical and geological data. Tectonophysics 222, 259-274.

Okay, A. I., Okay, N., 1998, Doğu Akdeniz'in Tektoniği, *Türkiye Denizlerinin ve Çevre Alanların Jeolojisi.* (Editör N. Görür), s.337-387, İstanbul.

Bölüm 5

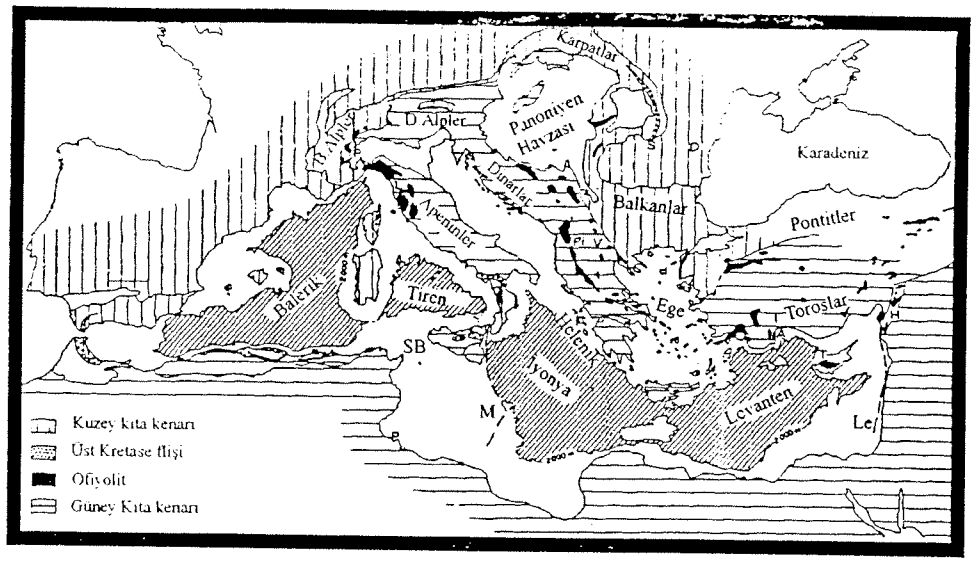
Doğu Akdeniz'in Tektoniği

Aral I. Okay[1] ve Nilgün Okay[2]
[1]İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü -[2]İTÜ, Maden Fakültesi, Jeoloji Müh. Bölümü, Ayazağa 80626, İstanbul

1. GİRİŞ

Akdeniz dünya medeniyetlerinin oluşmasında çok önemli bir rol oynamış büyük bir iç denizdir. Avrupa ile Afrika arasındaki konumu nedeni ile Batı dillerinde Akdeniz "karalar arasındaki deniz" olarak isimlendirilir (İngilizce'de Mediterranean, Almanca'da Mittelmeer). Akdeniz 30° ile 46° N enlemleri, ve 5° 50'W ile 36° E boylamları arasında uzanır. Doğu-batı yönünde uzunluğu yaklaşık 4 000 km, kuzey-güney yönünde genişliği ise yaklaşık 800 km olup kapladığı alan yaklaşık 2 500 km^2'dir (the New Encyclopedia Britannica, 1989).

Akdeniz batıda Cebelitarık boğazı ile Atlantik Okyanusu'na bağlanır (Şekil 1). Cebelitarık Boğazı'nın en dar yeri ~13 km, en sığ kesimi ise 320 m'dir. Akdeniz kuzeydoğuda Çanakkale

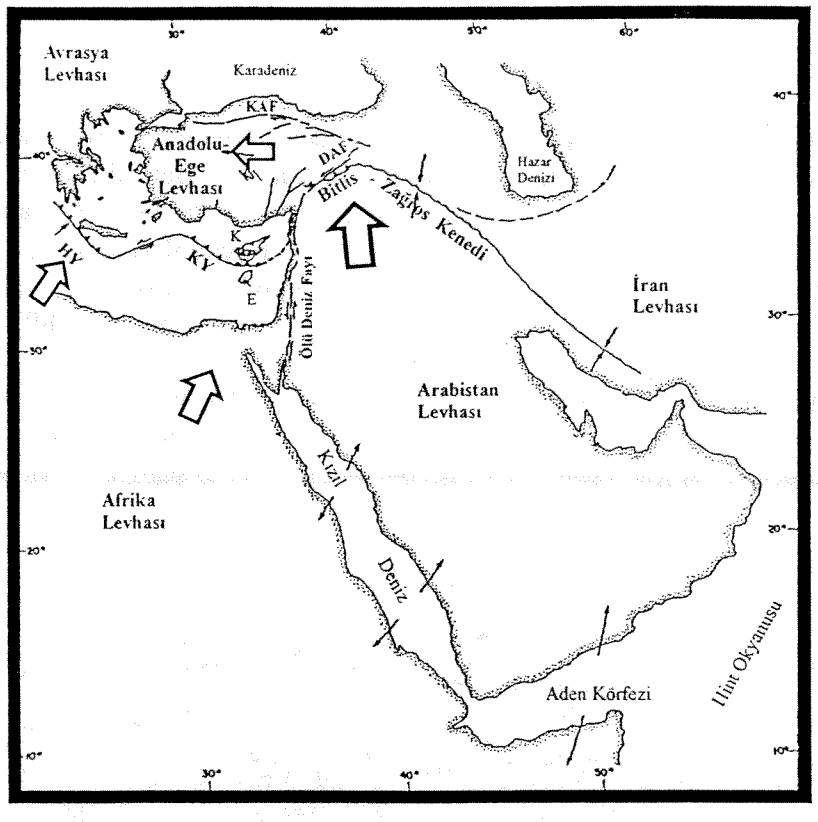


Şekil 1. Akdeniz ve çevresindeki orojenik kuşaklar. Akdeniz'de 2000 metreyi geçen derinlikler diyagonal taramalarla gösterilmiştir. Akdeniz bölgesi, Avrasya ve Afrika'nın çarpıştığı bir alandır. Bu yüzden her iki kıtaya ait kayaları ve aradaki Tetis okyanusunun kalıntıları olan ofiyolitleri (siyah) içerir. A, Antalya napları; D, Dobruca; H, Hatay; I, Isparta; Le, Levant kıta kenarı; M, Malta kıta kenarı; P, Penninik ofiyolitler; P, Pindos; SB, Sicilya Boğazı; T, Trodos; V, Vardar Zonu. Şekil az değiştirilerek Laubscher ve Bernoulli (1977)'den alınmıştır. Boğazı, Marmara Denizi ve İstanbul Boğazı yoluyla Karadeniz'e bağlıdır. Güneydoğuda ise Akdeniz, 19. yüzyılda açılan Süveyş kanalı ile Kızıl Deniz'e bağlanmıştır.

Sicilya ile Tunus arasında uzanan, derinliği 365 m olan bir denizaltı sırtı (Sicilya Boğazı) Akdeniz'i Batı ve Doğu Akdeniz olmak üzere iki parçaya ayırır (Şekil 1). Bu bölümün konusu olan Doğu Akdeniz çok karışık bir jeolojik yapıya sahiptir. Bu yapı Mesozoyik ve Tersiyer süresince çeşitli riftleşme, dalma-batma, kıta-kıta çarpışması gibi büyük tektonik olaylardan etkilenmiştir. Bugün de Doğu Akdeniz bölgesi Avrasya, Afrika ve Arabistan levhaları arasındaki sınırda yer alır. Bu sınırı oluşturan güncel dalma-batma ve kıta-kıta çarpışma zonları Doğu Akdeniz'in yapısını Miyosen'den beri şekillendirmiştir. Bu karmaşık yapıyı anlatabilmek için önce Doğu Akdeniz'in güncel tektonik konumu basitçe izah edilecek, daha sonra Doğu Akdeniz'i oluşturan değişik kıtasal ve okyanusal birimler tanıtılacaktır.

2. DOĞU AKDENİZ'İN GÜNCEL TEKTONİĞİ

Doğu Akdeniz ve Ege bölgesinin aktif tektoniğinin anlaşılması büyük ölçüde McKenzie (1970; 1972; 1978)'nin çalışmalarına dayanır. Bu çalışmalara baz teşkil eden veriler deprem mekanizma çözümleri ve bölgedeki büyük fayların doğrultuları ve kayma yönleridir. McKenzie'nin çalışmalarına dayanan Doğu Akdeniz'de levha sınırlarını gösteren bir harita Şekil 2'de verilmiştir.

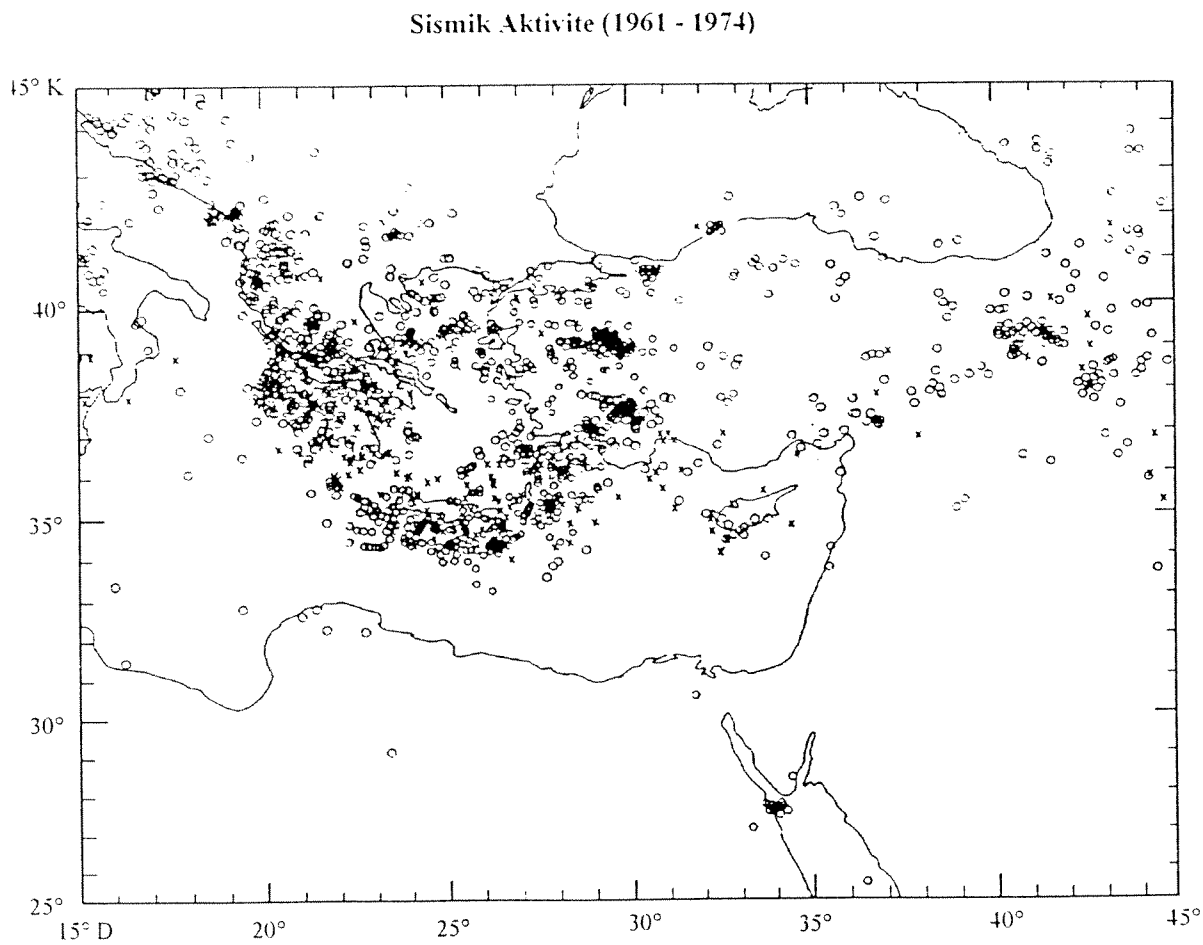


Şekil 2. Doğu Akdeniz ve Orta Doğu'daki levha sınırları ve levhaların kayma yönleri (Kempler, 1994). Kızıldeniz'in Geç Tersiyer'de açılması ile Arabistan levhası, Afrika levhasına göre sol yanal atımlı Ölü Deniz Fayı boyunca kuzeye hareket etmekte, ve Bitlis-Zagros bindirme kuşağı boyunca Avrasya levhası ile çarpışmaktadır. Afrika ile Anadolu levhaları arasındaki sınırı ise Helenik (HY) ve Kıbrıs yayları (KY) oluşturur. Diğer açıklamalar: E, Eratostenes Denizaltı Tepesi, KAF, Kuzey Anadolu Fayı, DAF, Doğu Anadolu Fayı.

Bu haritadan görüleceği gibi Avrasya levhası dışında, Doğu Akdeniz'de üç litosferik levha yer alır, bunlar Anadolu-Ege, Arabistan ve Afrika levhalarıdır. Bu üç levha Maraş çevresinde bir üçlü eklem oluşturmaktadır. Afrika ile Arabistan arasındaki levha sınırını kuzey-güney yönelimli ve sol

yanal atımlı Ölü Deniz Fayı oluşturur. Anadolu ile Arabistan arasındaki levha sınırı, Bitlis bindirme kuşağı ve sol-yanal atımlı Doğu Anadolu Fayı (Şengör vd., 1985; Muelberger ve Gordon, 1987) tarafından tanımlanır. Anadolu ve Afrika levhaları arasındaki sınır ise Helenik dalma-batma zonu ve onun doğu devamı olan Kıbrıs yayı tarafından yapılır. Dalma-batma zonu her ne kadar çoğu haritada Girit'in güneyinden geçen Helenik hendeği boyunca gösteriliyorsa da, gerçekte dalma-batma Akdeniz sırtının güneyinde cereyan etmektedir. Helenik dalma-batma zonu boyunca Akdeniz'in okyanusal litosferi Ege'nin altına dalmakta ve buna bağlı olarak Ege'de bir volkanik yay gelişmekte ve yay-ardı gerilme oluşmaktadır. Buna karşın bu dalma-batma zonunun doğuya doğru olan devamında, Kıbrıs'ın güneyinde dalma-batma olup olmadığı tartışmalıdır. Bu konuya ileride daha ayrıntılı değinilecektir.

Doğu Akdeniz bölgesindeki deprem episenter dağılımına bakıldığında (Şekil 3), depremlerin büyük ölçüde Ege bölgesinde Helenik yayı boyunca yoğunlaştığı göze çarpar. Bu bölge Geç Miyosen'den beri hızla deforme olmaktadır. Helenik yayından kuzeye gidildikçe deprem odaklarının derinleşmesi (Şekil 3), aktif olarak kuzeye dalmakta olan Akdeniz'in okyanusal litosferinin en kuvvetli göstergesidir. Buna karşın Kıbrıs yayı ve özellikle Ölü Deniz Fayı boyunca deprem yoğunluğu çok düşüktür. Doğu Akdeniz'in güney sahili beklenildiği depremlerden büyük ölçüde aridir.



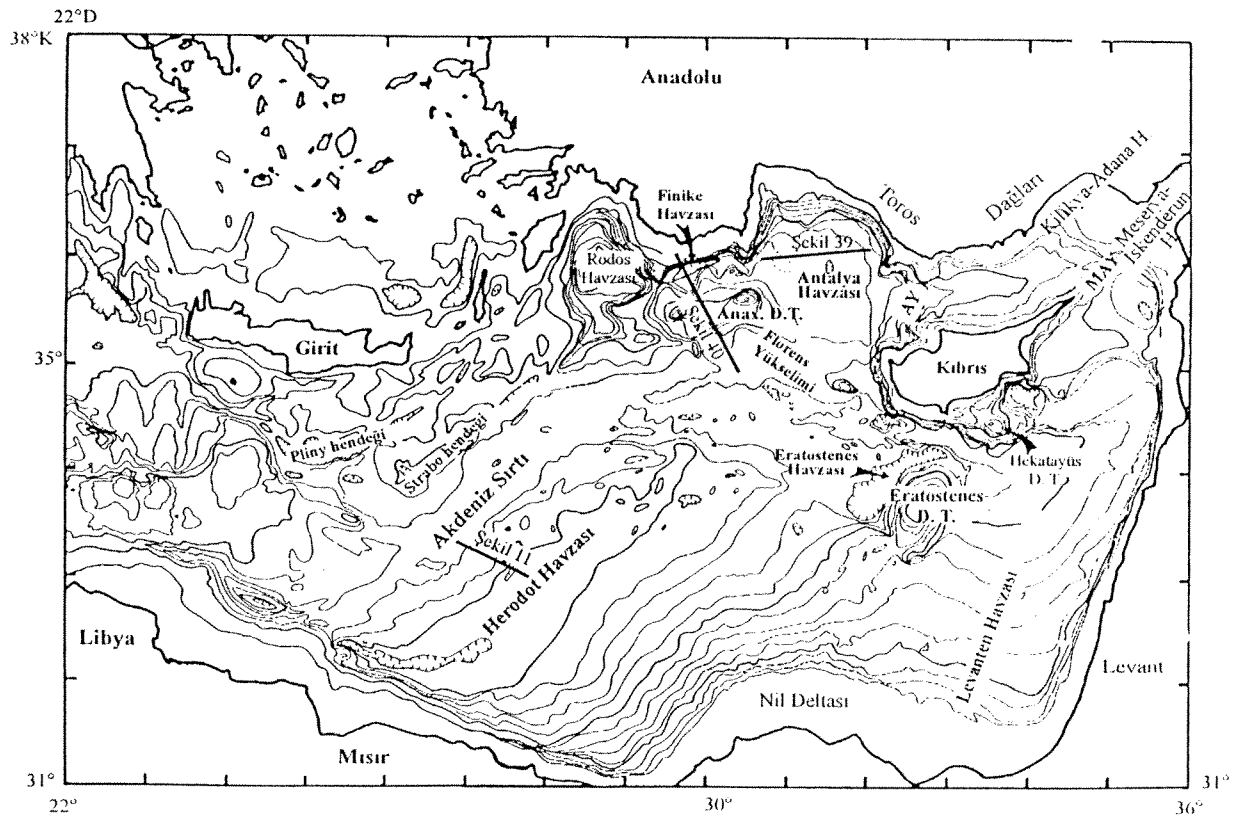
Şekil 3. Doğu Akdeniz bölgesinde 1961-1974 arası deprem episenterlerinin dağılımı. 50 km'den daha derin odaklı depremler çarpı işareti ile gösterilmiştir. Deprem episenterleri US Coast and Geodedic Survey tarafından kayıt edilmiştir (Woodside, 1977'den).

3. DOĞU AKDENİZ'İ OLUŞTURAN MORFOLOJİK VE JEOLOJİK BİRİMLER

Diğer denizlerden farklı olarak Doğu Akdeniz çok sayıda farklı morfolojik ve jeolojik özellik gösteren birimlerden oluşmuştur. Bu durum Doğu Akdeniz'in karmaşık jeolojik geçmişinin doğal bir sonucudur. Bu bölümde ayrı ayrı tanımlanan, Doğu Akdeniz'i oluşturan ana birimler şunlardır (Şekil 4):

- Herodot ve Levant havzaları
- Nil konisi
- Levant kıta kenarı
- Eratostenes Denizaltı Tepesi
- Kıbrıs'taki Trodos ve Hatay'daki Kızıldağ ofiyolitleri
- Kıbrıs'taki Mamoniya Kompleksi
- Mesarya-İskenderun havzaları
- Beşparmak-Misis dağları
- Adana-Kilikya havzası
- Antalya havzası
- Anaksimander Denizaltı Tepeleri ve Florens Yükselimi
- Akdeniz sırtı
- Helenik hendeği

Her ne kadar İtalya ile Libya arasında kalan İyonya havzası, geniş anlamda Doğu Akdeniz'in kapsama alanı içinde ise de, İyonya denizi Türkiye'yi çevreleyen denizler içinde sayılamayacağı için bu bölümde tanımlanmayacaktır.



Şekil 4. Doğu Akdeniz'in batimetrisi ve önemli morfolojik yapılar. Helenik hendek sistemi dışında batimetri konturları her 200 m'de bir çizilmiştir. 1000 metre konturları kalın çizilmiştir. Depresyon alanlarının kenarları çentiklenmiştir (Woodside, 1977'den). Şekil 11, 39 ve 40'da gösterilen sismik hatlar ve okyanus delme programları kapsamında açılan kuyuların yerleri işaretlenmiştir. MAY, Misis-Andırın yükselimi; AY, Anamur yükselimi.

4. DOĞU AKDENİZ İLE İLGİLİ BİLGİ KAYNAKLARI

Doğu Akdeniz üzerinde yapılmış çok sayıda jeolojik ve jeofizik çalışma vardır. Doğu Akdeniz'in deniz altında kalan kesimleri hakkında bilgimiz bu bölgelerde yapılmış sismik yansıma ve kırılma profillerine, manyetik ve gravite çalışmalarına ve az sayıda sondaja dayanmaktadır. Yapılmış sismik yansıma çalışmaları arasında R.R.S. Shackleton'un (Cambridge) 1972 ve 1974'de attığı, geniş coğrafi dağılımı olan, uzun hatlar ve bunların sağlıklı yorumu öne çıkmaktadır (Woodside, 1977; Tanner ve Williams, 1984). Bunun dışında R/V Chain (Woods Hole) gemisinin attığı profiller (Ross ve Uchupi, 1977), TPAO'nun ve İsrail Milli Petrol Şirketinin attığı yayınlanmamış profiller, Doğu Akdeniz'in yapısı ve stratigrafisi hakkında faydalı bilgiler içerir (Kempler, 1994). Doğu Akdeniz'de Derin Deniz Sondaj Programı (DSDP) kapsamında 1970 (13. sefer, 125-131 numaralı kuyular) ve 1975 yıllarında (sefer 42A, 374-376 numaralı kuyular) yapılan sondajlar, ve bu projenin devamı olan Okyanus Delme Projesi (ODP) kapsamında 1995 yılında açılan kuyular (160. sefer, 963-972 numaralı kuyular) Doğu Akdeniz'in bilhassa Miyosen ve sonrası stratigrafisi ve yapısı hakkında değerli bilgiler vermiştir (Şekil 4).

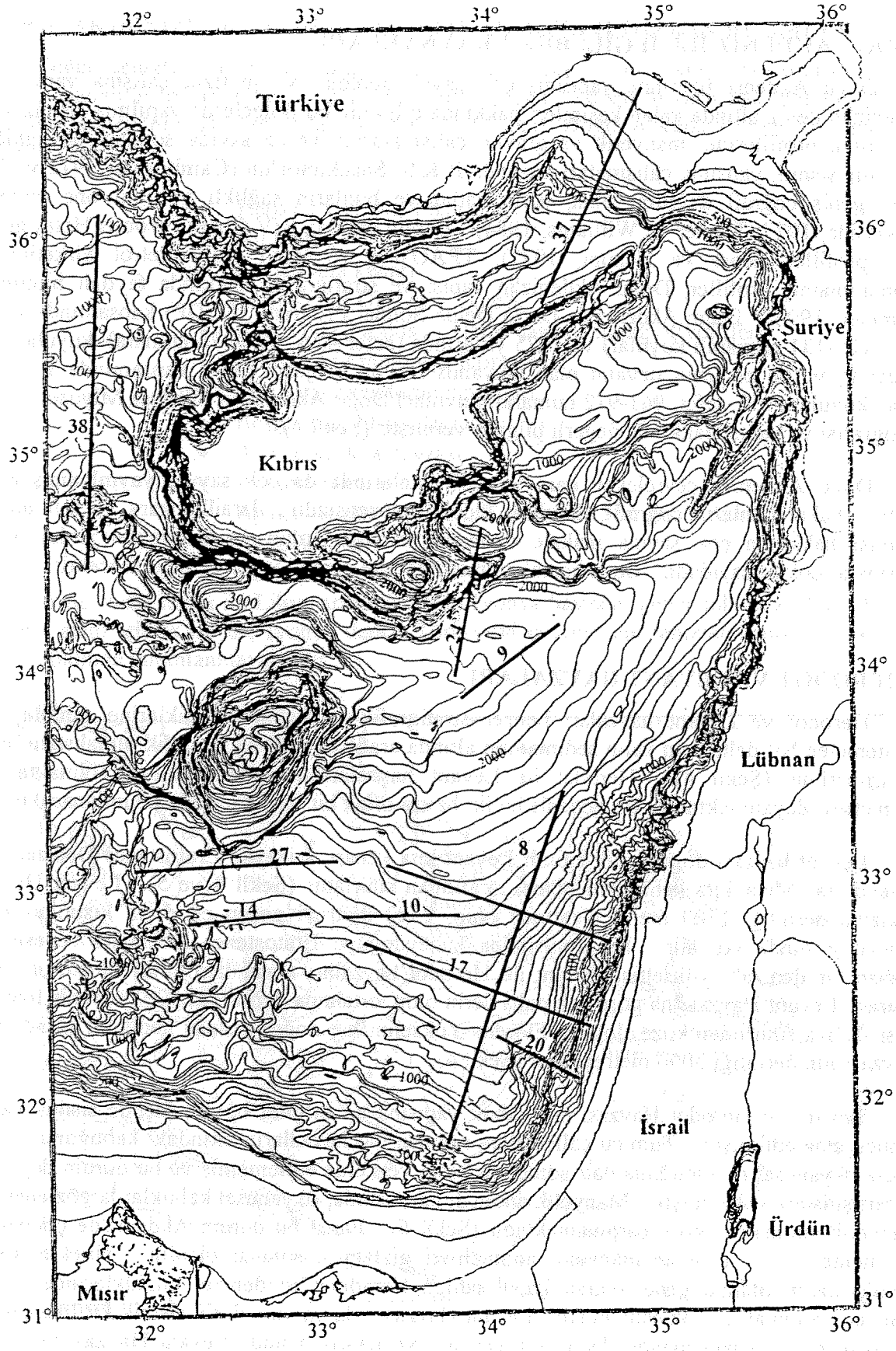
Doğu Akdeniz'i çevreleyen kara ve şelf alanlarında da çok sayıda yayınlanmış araştırma vardır. Fakat bunların coğrafik dağılımı oldukça düzensizdir. İsrail'in kara ve şelf alanlarının jeolojisi hakkında çok sayıda makale olmasına karşın, Ürdün ve Suriye'nin jeoloji hakkında çalışmalar çok az sayıdadır. Bu çalışmalara metin içinde gerekli yerlerde değinilecektir.

5. HERODOT VE LEVANT HAVZALARI

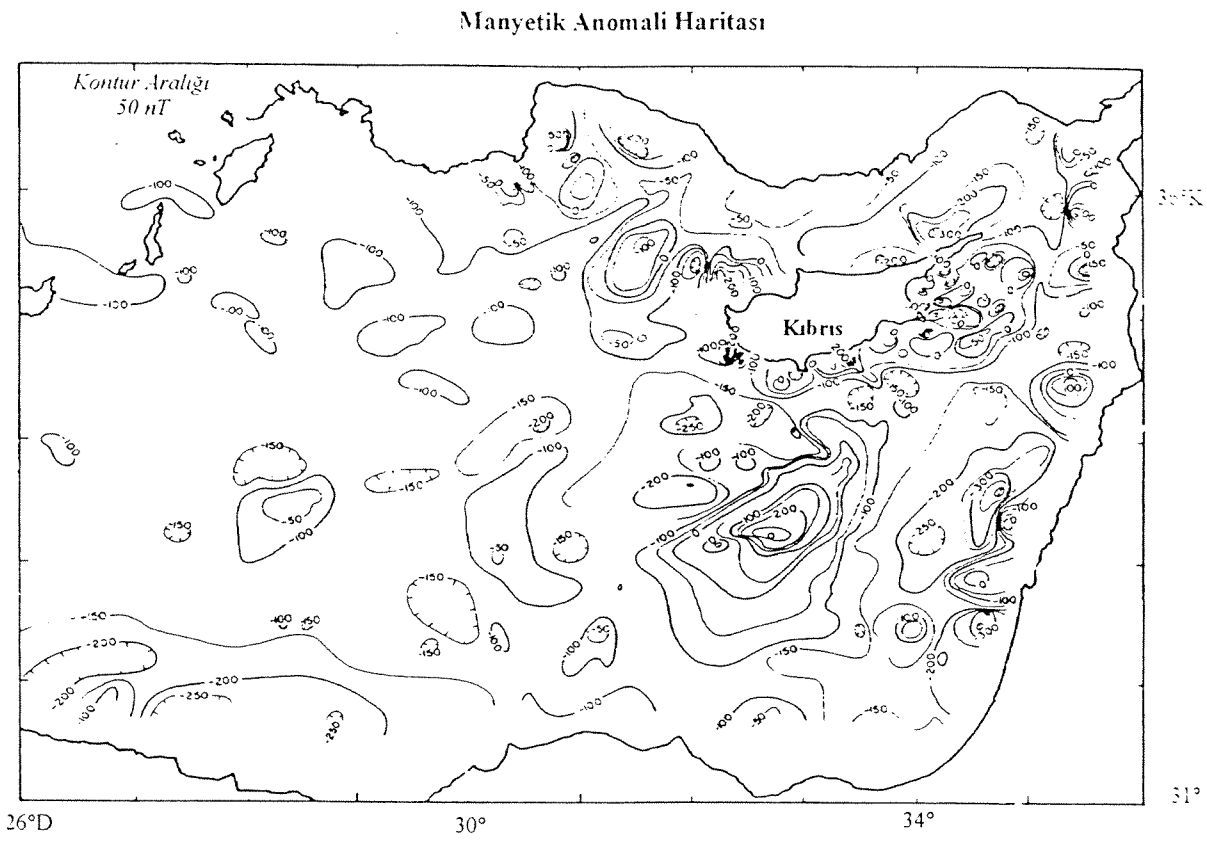
Herodot ve Levant havzaları benzer stratigrafik ve kabuk özelliklerine sahiptir, ve çok muhtemelen Nil deltasının kalın sedimanları altında arada önemli bir kesiklik olmaksızın birbirileri ile irtibatlıdır (Şekil 4). Herodot ile Levant havzalarının ayrımı jeolojik olmaktan ziyade batimetreyi dayanmaktadır. Bu nedenle bu iki havza ortak bir başlık altında tanımlanacaktır.

Levant havzası doğuda dik eğimli Levant kıta kenarı, kuzeyde Eratostenes Denizaltı Tepesi, güneyde ise Mısır kıta kenarı/Nil konisi tarafından sınırlanır (Şekil 4 ve 5). Levant Havzası'nın ortalama derinliği 1500 metre civarında olup, 2500 metreyi geçen en derin kısımları Kıbrıs'ın güneydoğusunda yer alır. Nil konisinden kuzeydoğuya Eratostenes Denizaltı Tepesine doğru uzanan bir denizaltı yükseltisi Levant ile Herodot havzaları arasındaki sınırı oluşturur. Herodot havzası, Levant Havzası'na göre çok daha derin olup, ortalama derinliği 2500 metrenin üzerindedir. Mısır-Libya sınırından kuzeydoğuya Florens Yükselimi'ne doğru uzanan geniş bir alanda Herodot Havzası'nın derinliği 3000 metreyi aşar (Şekil 4).

Levant ve Herodot Havzası'nın kabuk yapısına ait bilgiler büyük ölçüde sismik çalışmalar sonucu elde edilmiştir. Tüm bu çalışmalara rağmen, bu havzaların altındaki kabuğunun kıtasal mı yoksa okyanusal mı olduğuna dair somut ve kesin veri elde edilememiş ve bu durum değişik görüş ve tartışmalara yol açmıştır. Manyetik anomali haritasında, okyanusal kabuklarda gözlenen çizgisel manyetik anomaliler göze çarpmamaktadır (Şekil 6). Fakat bu durum Akdeniz'de çökelmiş kalın sedimenter istifin çizgisel manyetik anomalileri gizlemesi sonucu olabilir. Nitekim okyanusal kabuğa sahip olduğu genel olarak kabul edilen Karadeniz'in denizel düzlüklerinde de çizgisel manyetik anomaliler gözlenmemiştir. Levant Havzası'nda yapılan derin sismik kırılma çalışmaları, Eratostenes ve Anaksimander Denizaltı Tepeleri ve Kıbrıs dışında Levant Havzası'nın okyanusal bir kabuğa sahip olabileceğini gösterir (Makris vd., 1983). Levant ve Herodot havzalarının, üstlerindeki kalın sedimenter örtüye rağmen, 2000 metreyi aşan derinlikleri de, kabuğun okyanusal olduğuna işaret eder. Levant ve Herodot havzalarının okyanusal kabuğu sahip olduğuna dair



Şekil 5. Doğu Akdeniz'in ayrıntılı batimetrisi (Hall, 1980; 1981). Bu bölümde verilen sismik hatların yerleri şekil numarasına göre harita üzerinde gösterilmiştir.



Şekil 6. Doğu Akdeniz'in manyetik anomali haritası (Woodside, 1977'den).

üçüncü bir veri ise Helenik dalma-batma zonudur. Bu dalma-batma zonunun hiç olmazsa son 13 milyon senedir aktif olduğu bilinmektedir (Le Pichon ve Angelier, 1979) ve okyanusal litosferin dalma-batmasına bağlı olarak Ege denizinin güneyinde bir magmatik yay oluşmuştur. Sonuç olarak veriler dolaylı da olsa, kuvvetli bir şekilde Levant ve Herodot havzalarının tabanının okyanusal kabuktan oluştuğunu göstermektedir.

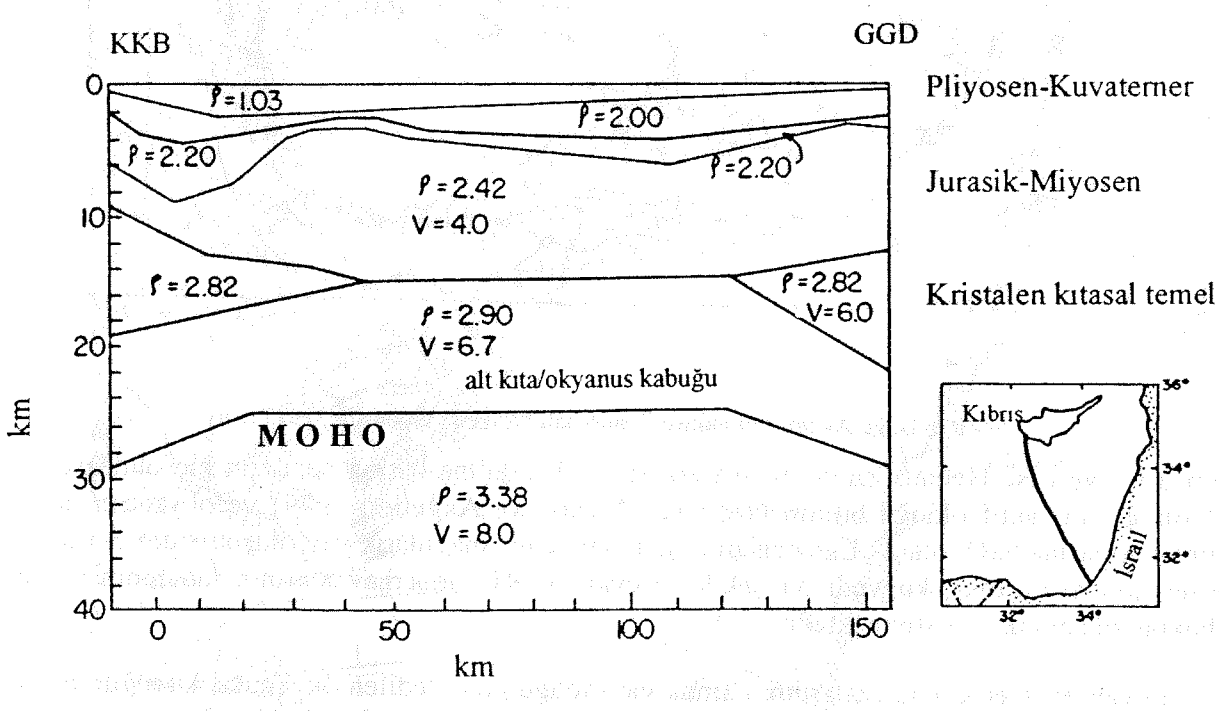
Levant ve Herodot havzalarının altında var olduğu kabul edilen okyanusal kabuğun ne zaman oluştuğu hakkında doğrudan veri yoktur. Bu okyanusal kabuğun yaşı hakkında en kuvvetli fakat dolaylı veri Levant kıta kenarının jeolojisinden gelir. İlerideki sayfalarda ayrıntılı irdeleneceği gibi, İsrail ve Ürdün'ün Akdeniz kıyı şeridinde yer alan Triyas ve Jurasik kayaları batıya Akdeniz'e doğru gidildikçe daha derin ortamda çökelme koşulları göstermektedir. Bu durum bugünkü kuzey-güney gidişli Levant kıta kenarının Triyas'ta oluştuğu şeklinde yorumlanmıştır. Bu yoruma göre Levant ve Herodot havzalarının temelini oluşturan okyanusal kıta kabuğu Triyas yaşlıdır ve Tetis okyanusunun bir kalıntısını temsil eder.

Sismik kırılma ve gravite çalışmalarına göre Levant havzası içinde MOHO-süreksizliği 20 ile 25 km arasında bir derinliktedir (Moskalenko, 1974; Finetti and Morelli, 1973; Lord, 1977; Makris vd., 1983). Doğuya Levant kıta kenarına doğru MOHO-süreksizliği 30 km'ye kadar iner. MOHO-süreksizliği üzerinde gözlenen sismik hızlar okyanusal veya kıtasal kabuk arasında bir ayrım yapmak için yeterli ve açık değildir (Lord, 1977; Woodside, 1977; Makris vd., 1983). Fakat yukarıda sıralanan diğer veriler Levant Havzası'nda MOHO-süreksizliği üzerinde okyanusal bir kabuğun var olduğunu göstermektedir.

Levant Havzası'nın okyanusal kabuğu üzerinde kalınlığı 8-10 km'yi geçen kalın bir sedimenter örtü bulunmaktadır (Ginzburg and Gvirtzman, 1979; Makris vd., 1983). Bu havzada

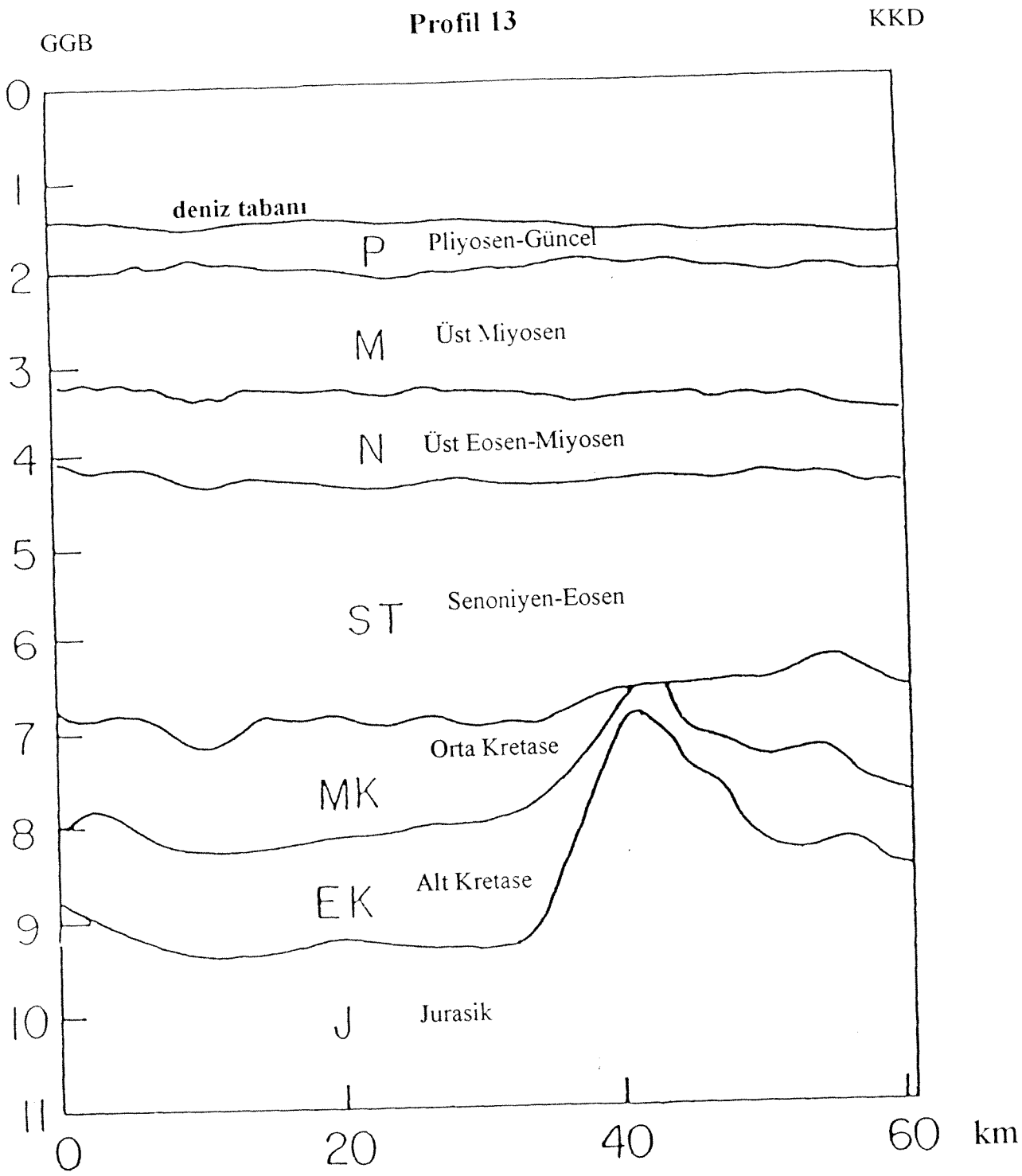
yapılmış en derin sondajın 5 km'yi geçmediği düşünülürse, Levant ve Herodot havzalarındaki kalın sedimenter örtünün niteliği ve yaşı hakkındaki bilgilerin, bilhassa alt kesimlerde, tamamen jeofizik ölçümlere dayandığı ve spekulatif olduğu ortaya çıkar. Makris vd., (1983) sismik kırılma ve gravite modellemelerine göre Levant Havzası'nın MOHO-süreksizliği üzerinde yer alan 20-25 km kalınlıkta kesimi üç hız katmanına ayırmıştır (Şekil 7). Bu katmanlar aşağıda sıralanmıştır:

- En üst katman – Pliyosen-Kuvaterner (kalınlık ~ 3 km, sismik hızı 2.0-2.5 km/s)
- İkinci katman – Alt Jura-Üst Miyosen (kalınlık ~10 km, sismik hız 4.0 km/s)
- Üçüncü katman –okyanusal kabuk (kalınlık ~ 10 km, sismik hız 6.7 km/s).



Şekil 7. Kıbrıs'tan Sinai Yarımadası'na doğru alınan bir derin sismik kırılma kesiti boyunca Doğu Akdeniz'in sismik hız yapısı. Levant Havzası'nın altında MOHO 25 km derinliktedir. MOHO üzerindeki 6.7 km/s hıza sahip katman okyanus kabuğu/alt kıtasal kabuk, 4.0 km/s hıza sahip katman Jurasik-Miyosen sedimanları ve daha üstteki katmanlar ise Pliyosen ve daha genç sedimanlar olarak yorumlanmıştır (Makris vd., 1983'den).

Levant ve Herodot havzalarında ikinci katman hakkında bilgiler son derece sınırlıdır. Miyosen öncesi istiflere ait malumat, yalnızca Levant kıta kenarı şelfinde açılmış az sayıda derin sondajlardan deneştirilerek elde edilmiştir. İsrail açıklarından kıyıya paralel atılmış bir sismik kesitin spekulatif yorumu Şekil 8'de verilmiştir (Mart, 1991). Bu kesitten görüleceği gibi Levant Havzası'nda Jurasik'ten günümüze kadar çökelen sediman kalınlığı dokuz kilometreyi geçmektedir. Senoniyen tabanında gözlenen önemli uyumsuzluk Doğu Akdeniz'de dalma-batmanın başlamasına karşılık geken sıkışma döneminde oluştuğu ileri sürülmektedir (Mart, 1991). Levant ve Herodot havzalarının büyük bir kesimini oluşturan Miyosen ve öncesi istifler hakkında sağlam bilgi eksikliğine tezat teşkil edecek şekilde Levant Havzası'nın en üst katmanı hakkında yeterli ve güvenilir sismik yansıma verisi mevcuttur.

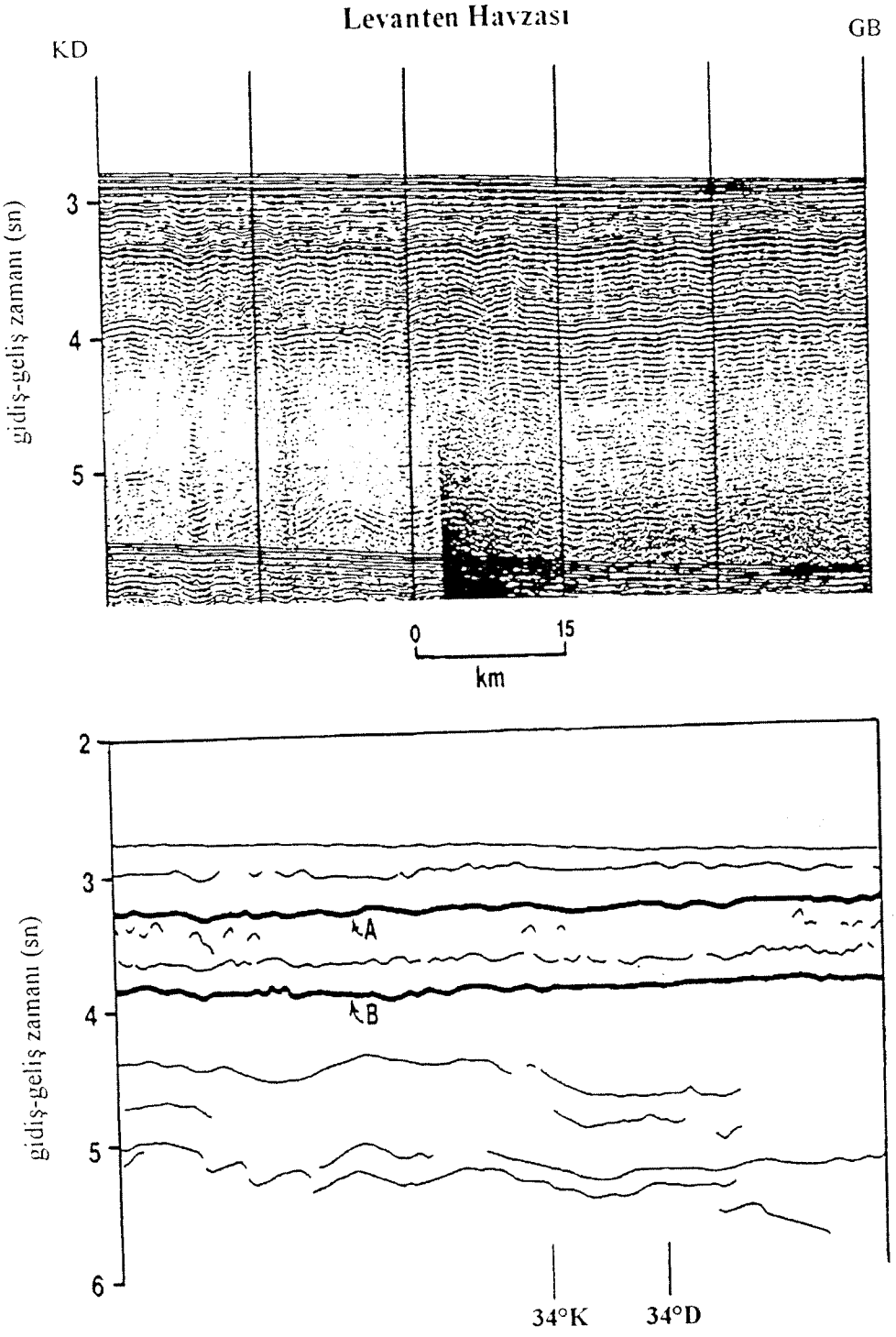


Şekil 8. İsrail açıklarından kıyıya paralel alınmış bir sismik kesitin spekulatif yorumu (Mart, 1991'den). Lokasyon için Şekil 5'e bakınız. Kesitteki katmanlar İsrail şelfinde açılan Delta-1 kuyusu ile deneştirilerek tanımlanmıştır. Bu kesit Levant havzası altında kalınlığı dokuz kilometriyi aşan Jurasik'ten günümüze kadar uzanan bir çökel istif göstermektedir.

5.1. Messiniyen (en Üst Miyosen) evaporit katmanı ve etkileri

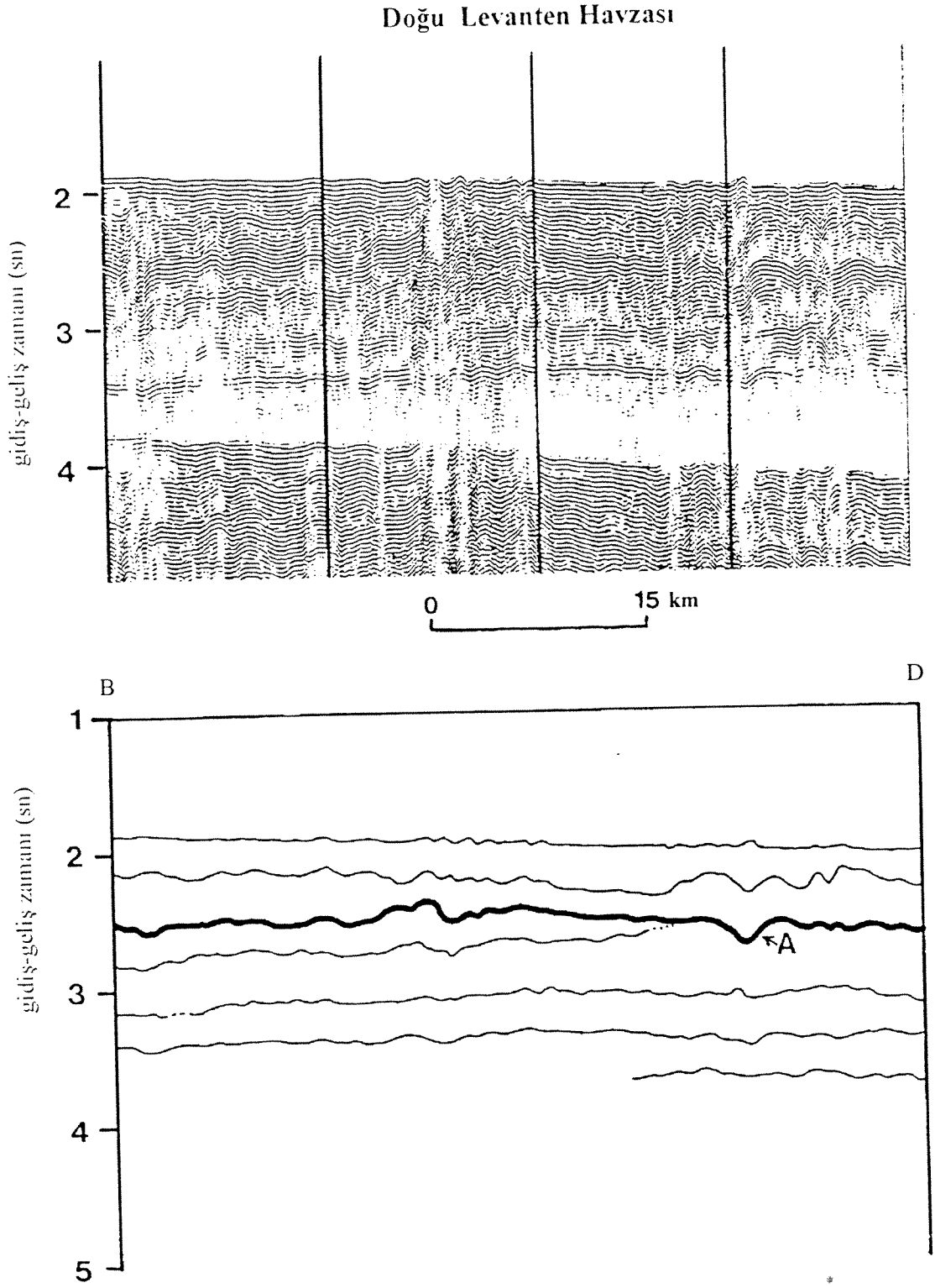
Akdeniz'in en ilgi çekici özelliklerinden biri en Geç Miyosen (Messiniyen) yaşlı kalın bir evaporit katmanının, sismik yansıma kesitlerinde, hemen hemen tüm Akdeniz boyunca takip edilmesidir. Yüksek sismik hızlar gösteren bu tuz katmanı (~ 4.5 km/s) daha düşük hız gösteren seviyeler üzerinde yer almakta, ve bu nedenle Akdeniz'de Messiniyen öncesi istifler hakkında sağlıklı sismik bilgi elde edilmesini önlemektedir.

Messiniyen evaporit katmanının alt ve üst yüzeyleri, üstünde ve altında yer alan silisiklastik sedimanlardan çok daha yüksek sismik hıza sahip olması nedeni ile, sismik yansıma kesitlerinde belirgin reflektörler oluşturur (Şekil 9).



Şekil 9. Levant Havzası'ndan alınmış bir sismik yansıma profili. Lokasyon için Şekil 5'e bakınız. Sismik kesitte Messiniyen tuz katmanının alt (B) ve üst (A) yüzeyleri açıkça seçilmektedir. Evaporit katmanı sismik kesitte 1.5-2 km kalınlıktadır. Düşey abartma yaklaşık 10x (Woodside, 1977'den).

Evaporit katmanının üst yüzeyini temsil eden reflektör aynı zamanda Miyosen-Pliyosen sınırına karşılık gelen bir uyumsuzluk ve aşınım yüzeyidir (Woodside, 1977). Miyosen ile Plıyosen arasındaki bu aşınım ve uyumsuzluk yüzeyi, denizde sismik kesitlerde (Şekil 9 ve 10), karada Adana Havzası'nda , Israil'de, Sicilya'da, ve DSDP sondajlarında (125, 132 ve 134 numaralı kuyularda) gözlenmiştir.

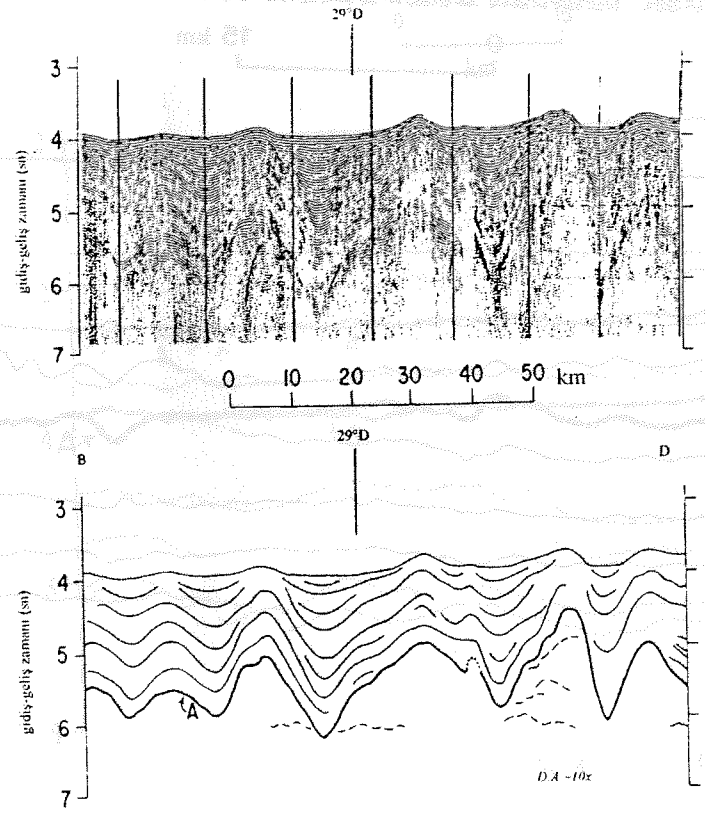


Şekil 10. Levant Havzası'nın doğu kesiminden alınmış bir sismik yansıma profili. Lokasyon için Şekil 5'e bakınız. Sismik kesitte Messiniyen tuz katmanının üst (A) yüzeyi seçilmektedir. Bu yüzeyin alttaki refleksiyonları kesmesi bir uyumsuzluk yüzeyi olduğuna işaretdir. Düşey abartma yaklaşık 10x (Woodside, 1977'den).

Messiniyen evaporit katmanının derin Akdeniz havzalarındaki varlığı ilk defa 1970'de yapılan DSDP'nin 13. seferinde açılan sondajlarda ortaya çıkmıştır. Buna dayanarak Messiniyen'de Akdeniz'in Atlantik Okyanusu ile olan irtibatını kaybetmesi ile tamamen kuruduğu şeklinde bir model ortaya atılmıştır (Hsü vd., 1972). Bu modele göre Messiniyen sırasında Akdeniz, deniz seviyesinden binlerce metre aşağıda tuzlu göl ve çöllerden oluşmaktaydı. Bu derin-havza-kuruma modeli kuvvetli bir karşı tepki uyandırmıştır (bu tartışmanın ayrıntılı hikayesi için Cita (1991)'e bakınız). Fakat 1975'de yapılan DSDP'nin 42A seferinde açılan kuyular Akdeniz'in en derin havzalarında bile evaporitleri kesmiş (Messina havzası, 374. kuyu; Girit Çukurluğu, 378. kuyu), ve daha ilginç olarak evaporitlerinden altında ve üstünde yer alan çökellerin derin denizel çökeller olduğunu kanıtlamıştır (Hsü vd., 1977). Bugün yerbilimcilerin büyük bir çoğunluğu Messiniyen'de Akdeniz'in kuruduğu görüşünü paylaşmaktadır.

5.2. Messiniyen Tuz tektoniği (halokinesis)

Messiniyen evaporitlerinin dom şeklinde yükselmesi sonucu oluşan tuz tektoniği Doğu Akdeniz'de oldukça yaygın gözlenir. Tuz tektoniğine yol açan ana etken Messiniyen tuz katmanı üzerinde yer alan Pliyosen-Kuvaterner istifinin kalınlığıdır. Bu kalınlığın nispeten az olduğu Levant Havzası'nda tuz tektoniği pek gelişmemiştir, ve tuz katmanının alt ve üst sınırları sismik kesitlerde rahatlıkla seçilir (Şekil 9 ve 10). Herodot Havzası'nda tuz tektoniği, Levant Havzası'na göre çok daha yaygındır. Bunun nedeni bu havzada evaporit katmanının üzerinde kalın bir Pliyosen-Kuvaterner istifinin (> 2 km) bulunmasıdır. Tuz tektoniği ve kalın Pliyosen-Kuvaterner istif nedeni ile Herodot Havzası'nda kesin bir şekilde tanımlanabilen en derin reflektör, Messiniyen evaporit katmanının üst yüzeyidir. Tuz tektoniği nedeni ile bu reflektör, dalga boyu 15-30 km arasında değişen, genliği bir saniyeye (yaklaşık 2 km) çıkan kıvrımlar oluşturur (Şekil 11).

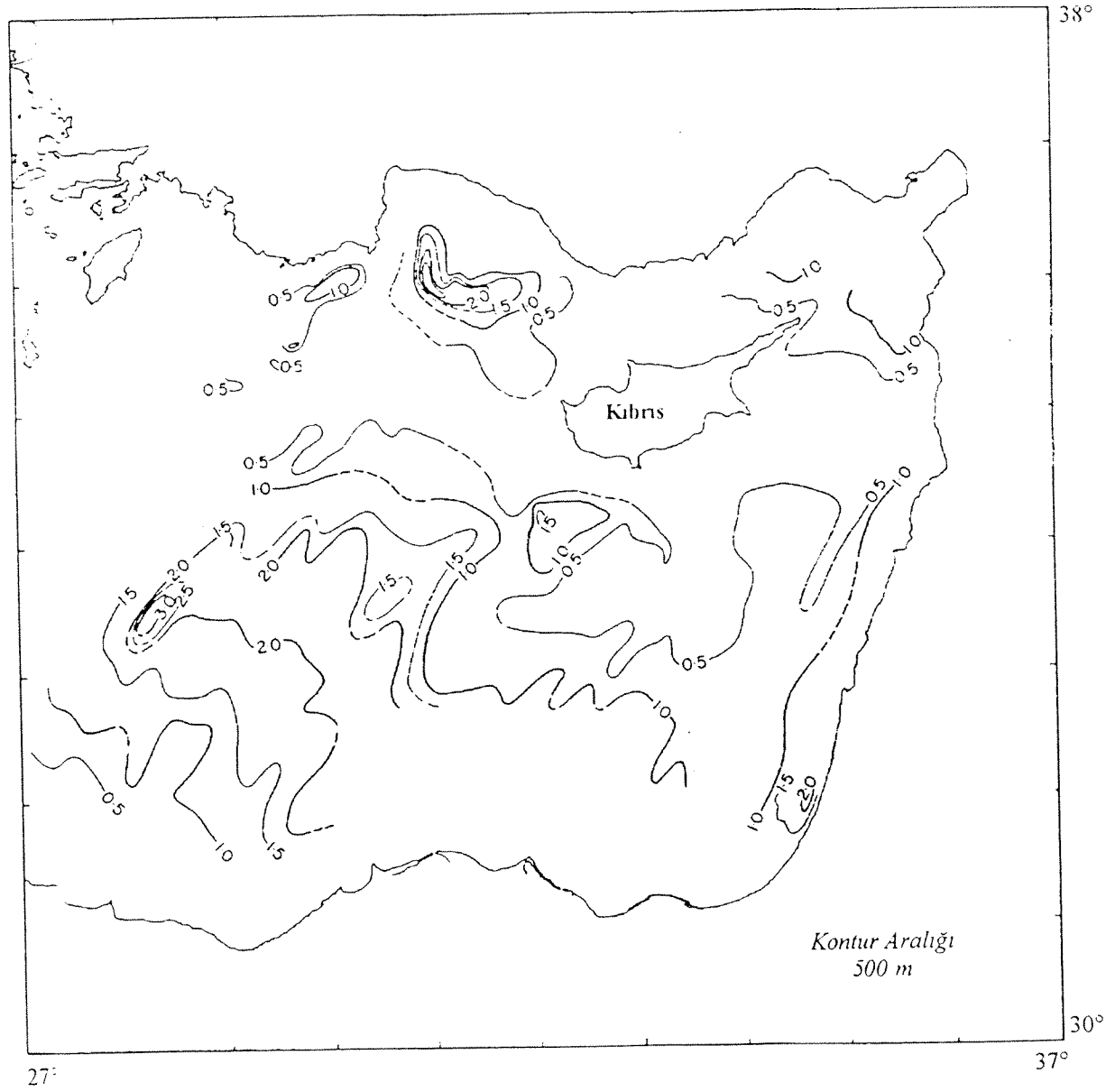


Şekil 11. Herodot Havzası'ndan alınmış bir sismik yansıma profili. Lokasyon için Şekil 5'e bakınız. Sismik kesitte tuz tektoniği ve tuz diyapirlerinin deniz tabanını nasıl etkiledikleri açıkça görülmektedir. Messiniyen tuz katmanı üzerinde yer alan Pliyosen-Kuvaterner istifi senklinallerde kalın (2 km) antiklinaller üzerinde ise incedir (1.5 km). Düşey abartma yaklaşık 10x (Woodside, 1977'den).

Dom şeklinde antiklinal ve senklinaller deniztabanı topografyasını belirler (Şekil 11). Pliyosen-Kuvaterner sediman örtüsü bu tip antiklinallerin üzerinde kalın, senklinallerin üzerinde ise incedir. Antiklinal eksenlerinin genel gidişi kuzey-güney yönündedir (Smith, 1976); bu yön muhtemelen temeldeki eski faylar tarafından kontrol edilmiştir.

5.3. Pliyosen-Kuvaterner Sedimanları

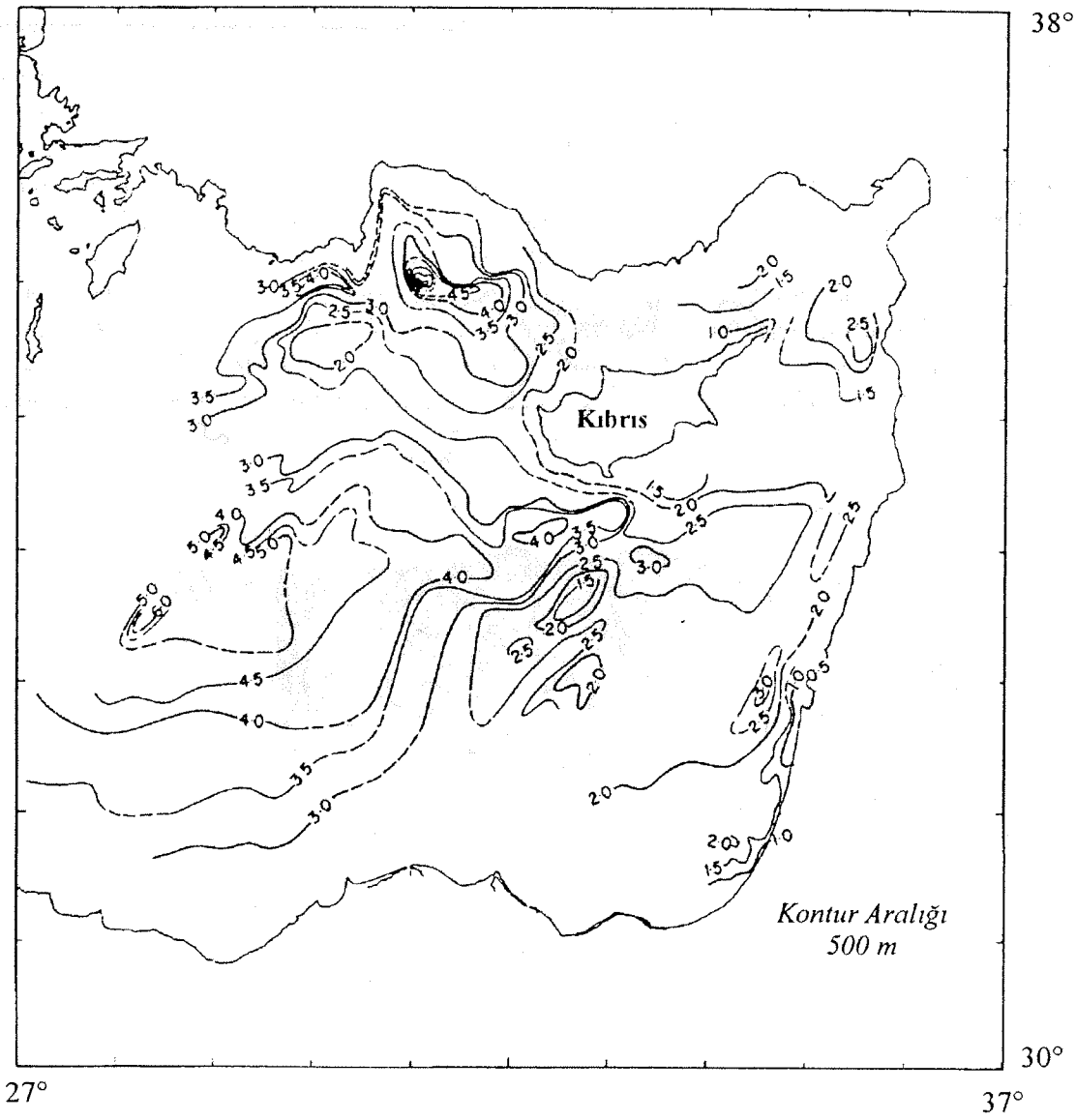
Messiniyen evaporit katmanının üstünde yer alan Pliyosen ve Kuvaterner sedimanlarının Doğu Akdeniz'deki dağılımı ve kalınlıkları iyi bilinmektedir (Wong ve Zarudzki, 1969; Ross ve Uchupi, 1977; Stanley ve Maldonado, 1977; Woodside, 1977). Şekil 12, Doğu Akdeniz'de çökelmiş Pliyosen ve Kuvaterner sedimanlarının, sismik hızları ortalama 2.4 km/s olarak kabul edilerek yapılmış, kalınlık izopak haritasını vermektedir (Woodside, 1977).



Şekil 12. Doğu Akdeniz'de Pliyosen-Kuvaterner sedimanlarının kalınlık dağılımını gösteren izopak haritası. Konturlar kilometre olarak ve 0.5 km aralıklarla çizilmiştir (Woodside, 1977'den).

Bu şekilden görüleceği gibi Pliyosen-Kuvaterner sedimanlarının kalınlık dağılımı çok heterojendir. Genelde Herodot Havzası'ndaki Pliyosen-Kuvaterner sediman istifi, Levant Havzası'na göre çok daha kalındır. Üç kilometreyi aşan kalınlıkta Pliyosen-Kuvaterner çökeller

Herodot Havzası'nın 3000 metreyi aşan en derin kesiminde yer alır (Şekil 12), bu durum Herodot Havzası'nın Pliyosen ve Kuvaterner'de hızla çöktüğünü göstermektedir. Kalın Pliyosen-Kuvaterner istiflerinin bulunduğu diğer bölgeler Antalya (> 2.5 km) ve Finike (> 1 km) körfezleridir. Nil konisinde de muhtemelen kalın Pliyosen-Kuvaterner sedimanlar vardır, fakat Nil konisi üzerindeki sığ suda meydana gelen çoklu yansımalar yüzünden evaporit üst-reflektörünü saptamak mümkün olamamaktadır. Şekil 13, Doğu Akdeniz'de Messiniyen evaporit katmanının üst yüzeyine olan derinliği vermektedir (Woodside, 1977). Bu harita batimetrinin Pliosen-Kuvaterner istif kalınlığına eklenmesi ile oluşturulmuştur. Miyosen-Pliyosen dokanak haritası ile bugünkü batimetri arasında yakın bir benzerlik vardır, ve yine bu haritada Doğu Akdeniz'de bugün var olan havza ve yükseltiler rahatlıkla seçilebilmektedir. Bu durum Doğu Akdeniz'in morfolojisinin Geç Miyosen'den günümüze önemli bir değişikliğe uğramadığını gösterir.



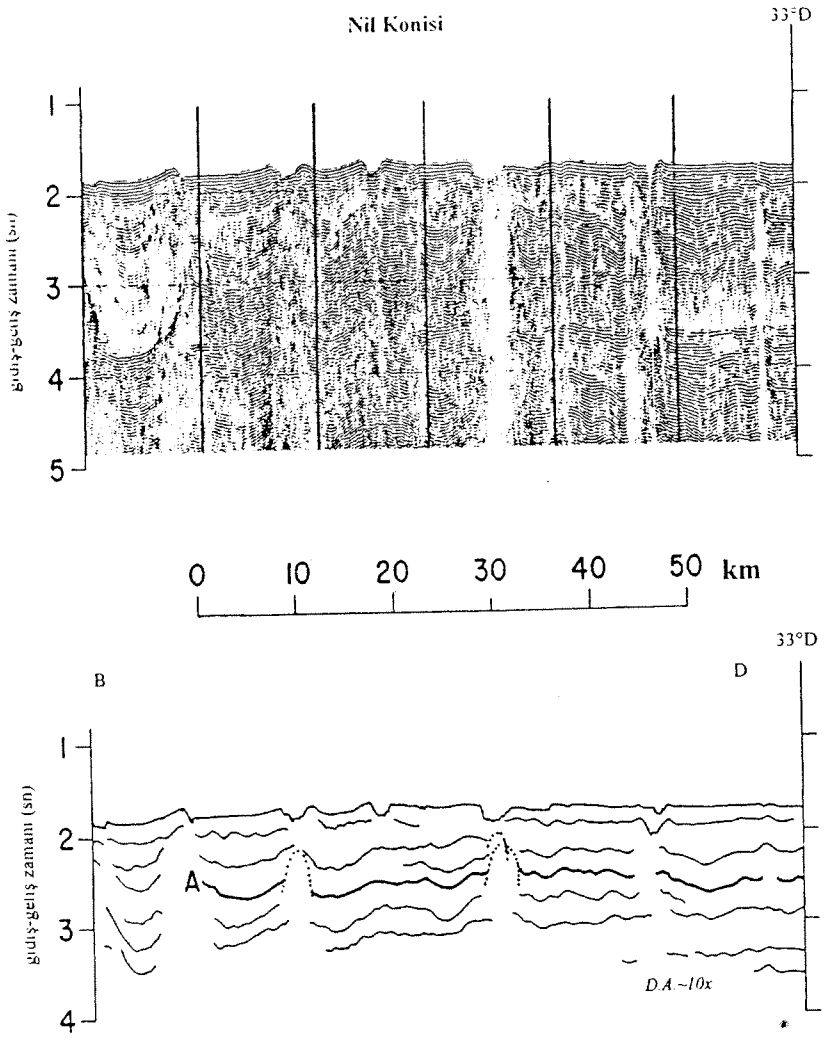
Şekil 13. Doğu Akdeniz'de Miyosen-Pliyosen sınırını tanımlayan reflektörün derinlik dağılımı. Kontur aralıkları 0.5 km'dir (Woodside, 1977'den).

6. NİL KONİSİ

Nil, Mısır'a hayat veren, 6 800 km uzunlukta, 3 milyon km^2 akaçlama alanına sahip büyük bir nehirdir (Said, 1981). Aswan Barajı 1964'de kurulmadan önce Nil nehri her yıl yaklaşık 120 milyon m^3 sedimanı Akdeniz'e taşıyordu. Nil nehrinin tarihi Oligosen'e kadar iner, doğal olarak bu

uzun süreç içerisinde nehir birçok kere mecra değiştirmiştir. Nil nehri bugünkü yatağını Messiniyen'de oymuş ve Geç Miyosen'den beri ufak değişikliklerle aynı mecrayı takip etmiştir (Said, 1981). Nil nehri Akdeniz'e kavuştuğu kesimde, 22 000 km^2 bir alan kaplayan, çok geniş bir alüvyon düzlüğü oluşturur. "Delta" terimi ilk defa Herodot tarafından bu üçgen şeklinde alüvyon düzlüğü için kullanılmıştır.

Nil delta sistemi Mısır'ın kuzeyinden Eratostenes Denizaltı Tepesi ve Akdeniz sırtına kadar uzanır. Levant ve Herodot havzalarının büyük bir kesimini içine alan bu geniş alan Nil Nehri'nin getirdiği Üst Tersiyer-Kuvaterner sedimanlar ile örtülmüştür. Nil deltası iki kısma ayrılır. Batıda yer alan Rosetta yelpazesi (Emery vd., 1966; Ryan, 1978) denize doğru tatlıca eğimli, fay ve tuz diyapirlerinden az etkilenmiş bir alan oluşturur. Doğuda yer alan Damietta yelpazesi ise faylanma ve tuz diyapirleşmesinden kuvvetlice etkilenmiştir ve Rosetta yelpazesine göre daha ince bir sediman örtüsüne sahiptir. Nil nehrinin getirdiği sedimanların kalınlığı ve dağılımını Akdeniz'de yaygın olarak gözlenen Messiniyen evaporit katmanının üst yüzeyine karşılık gelen reflektör üzerinde takip etmek mümkündür. Bu reflektör Kahire'nin altında deniz seviyesinde, Mısır'ın Akdeniz kıyısında 3 km derinde, Nil konisinin derin kesimlerinde 4.5 km derinde izlenir (Mart , 1990). Pliyo-Kuvaterner sediman kalınlığı deltanın kuzeyinde dış şelfte, maksimum bir kalınlığa, yaklaşık 3.5 km'ye ulaşmaktadır (Ross vd., 1978).

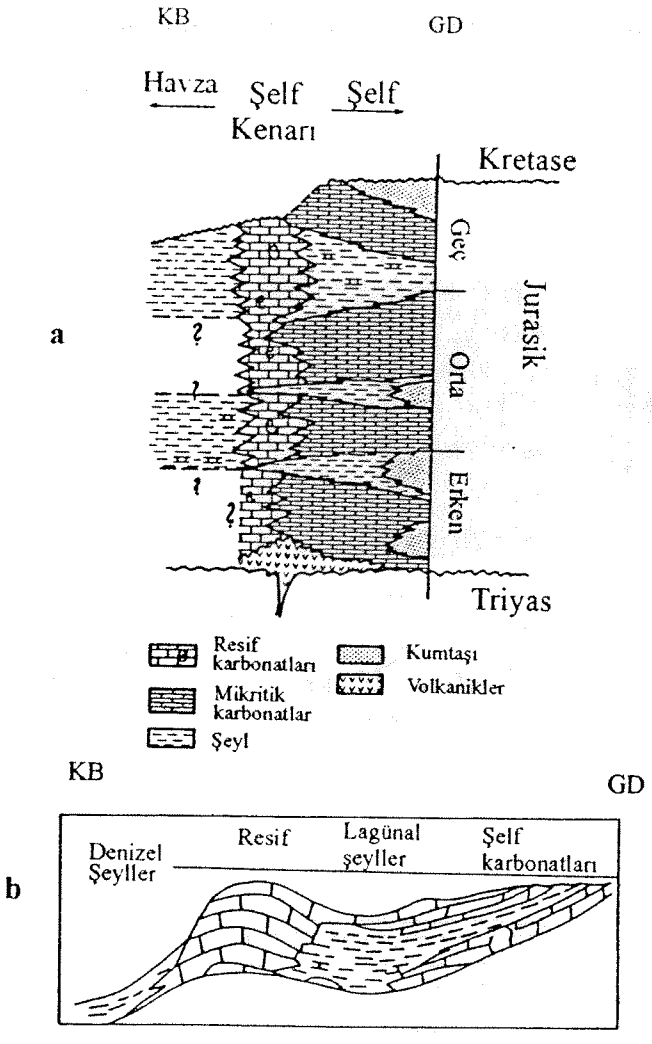


Şekil 14. Nil konisinin kuzeydoğu yamacından alınmış bir sismik yansıma profili. Lokasyon için Şekil 5'e bakınız. Sismik kesit, tuz diyapirlerini ve bunların deniz tabanı morfolojisini nasıl etkilediklerini açıkça göstermektedir. (A) Messiniyen evaporit katmanının üst yüzeyini temsil eder. Düşey abartma yaklaşık 10x (Woodside, 1977'den).

Nil nehrinin Akdeniz'e taşıdığı Pliyosen-Kuvaterner sedimanların yarattığı yük, Nil konisinde tuz tektoniğine yol açmıştır. Nil konisinde bir çok alanda deniztabanı tuz diyapirlerine bağlı olarak domlaşmış ve buna bağlı olarak Nil konisi üzerinde çok düzensiz bir batimetri oluşmuştur. Tuz diyapirinin deniztabanına ulaştığı bölgelerde evaporitlerin erimesi sonucu, deniz tabanında çökmeler meydana gelmiş, ve 100 metre kadar derinlikte ufak grabenler oluşmuştur. Bu tip erime çöküntüleri, tuz domları ve domların kenarında oluşmuş senklinaller Şekil 14'deki sismik kesitte açık olarak izlenmektedir (Woodside, 1977). Kenyon vd., (1975) de Gloria yan-tarayıcı sonar aleti ile Nil konisi üzerinde bu tip yapıları haritalamıştır.

7. LEVANT KITA KENARI

Sina Yarımadası'ndan kuzeye Hatay'a kadar uzanan, kuzey-güney gidişli Doğu Akdeniz kıta kenarı, Levant kıta kenarı olarak bilinir. Afrika ile Arabistan levhası arasındaki muhafazakar levha sınırını oluşturan Ölü Deniz Fayı, Levant kıta kenarına paralel fakat ondan yaklaşık 50 km daha doğudan uzanır (Şekil 2).

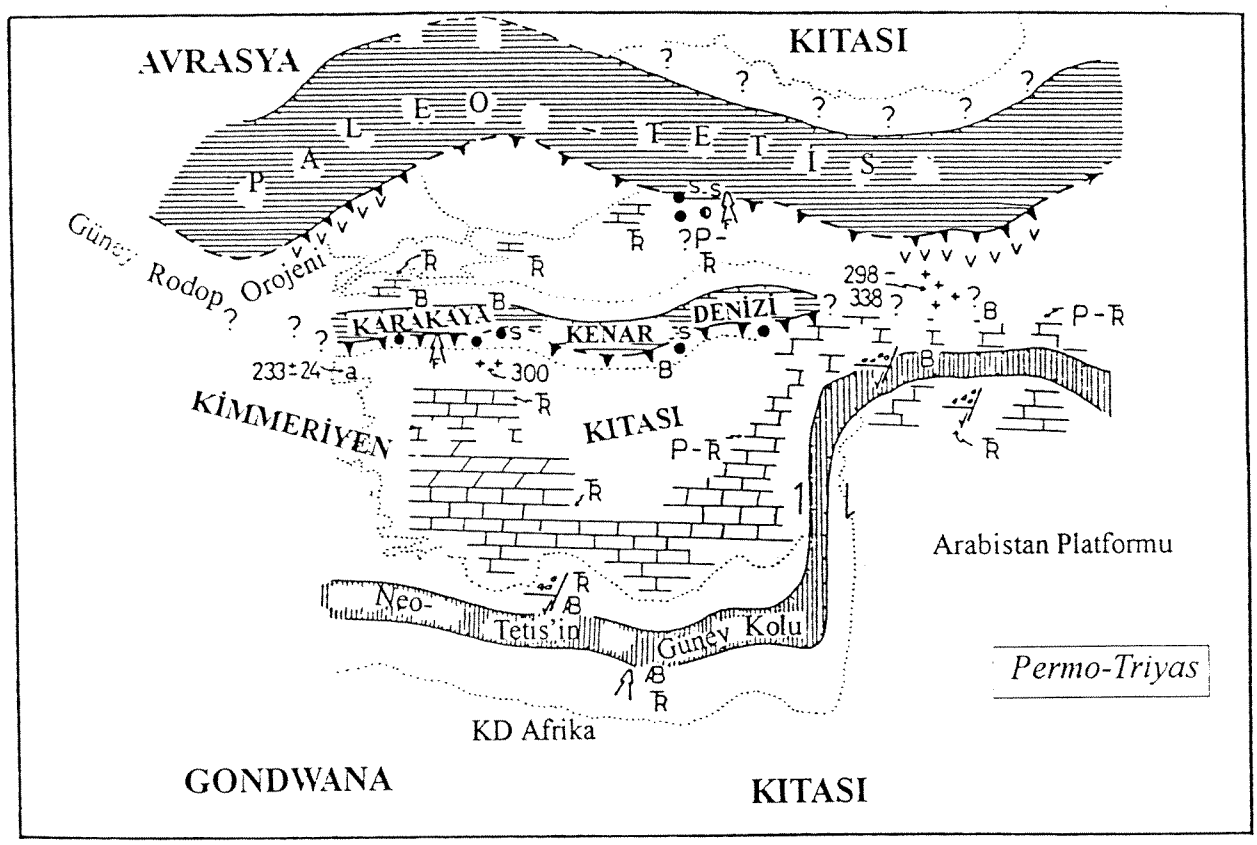


Şekil 15. İsrail'de GD'dan KB'ya Akdeniz'e doğru alınan bir kesit boyunca Jurasik'te fasiyes değişimleri (a) ve çökelme ortamları (Mart, 1987'den). Jurasik'de Akdeniz'e doğru çökelme derinliğinin arttığına dikkat ediniz. Bu tip verilere dayanılarak Levant kıta kenarının Triyas'tan beri var olduğu iddia edilmektedir.

7.1. Levant kıta kenarının kökeni

Kuzey-güney gidişli Levant kıta kenarı, genellikle doğu-batı uzanımlı Akdeniz yapılarına bir tezat oluşturur. Bu kıta kenarının ne zaman oluştuğu ve neden bu aykırı uzanıma sahip olduğu tartışma konusudur. Levant kıta kenarı çevresinde, bilhassa Ölü Deniz Fayı ile Akdeniz arasında, gözlenen Mesozoyik çökel kayalarında doğu-batı yönlü bariz fasiyes farklılıkları izlenmiştir (Bein ve Gvirtzman, 1977; Garfunkel ve Derin, 1984; Mart, 1987). Bilhassa Orta-Üst Triyas, Jurasik ve Kretase yaşta denizel çökeller İsrail'den batıya Akdeniz'e doğru hem kalınlaşmakta hem de daha derin denizel çökelme ortamlarını yansıtmaktadır (Şekil 15). Liyas'ta bu çökeller arasında, riftleşme sırasında oluştuğu düşünülen, bazaltik volkanitler yer alır. Bu verilere dayanarak Levant kıta kenarının Geç Triyas ve Liyas'ta riftleşme ile oluştuğu ileri sürülmüştür. Birçok araştırıcı Levant kıta kenarından riftleşme ile ayrılan kıta parçasının Torid-Anatolid Bloku olduğunu ileri sürer (Bernoulli ve Lemoine, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981; Garfunkel ve Derin, 1984). Bununla ilgili veriler bilhassa Anatolid-Torid Bloku'nun güney kesimlerinde gözlenen Antalya naplarında bulunur. Bu naplarda yer alan Mesozoyik istifleri, Geç Triyas'ta benzer bir riftleşme olayının izlerini taşır (Marcoux, 1978). Çoğu

araştırmacı Antalya naplarını oluşturan istiflerin Anatolid-Torid Bloku'nun güneye bakan kıta kenarında çökeldiklerini kabul etmektedir (örn. Şengör ve Yılmaz, 19891). Bu teoriye göre Permiyen'de Anatolid-Torid Bloku ile Arabistan Platformu bugünkü Levant kıta kenarı boyunca bitişikti. Geç Triyas'ta başlıyan riftleşme ile Torid-Anatolid Bloku Levant kıta kenarından ayrılmış ve devam eden riftleşme sonucu Neo-Tetis okyanusunun güney kolu açılmıştır (Şekil 16).



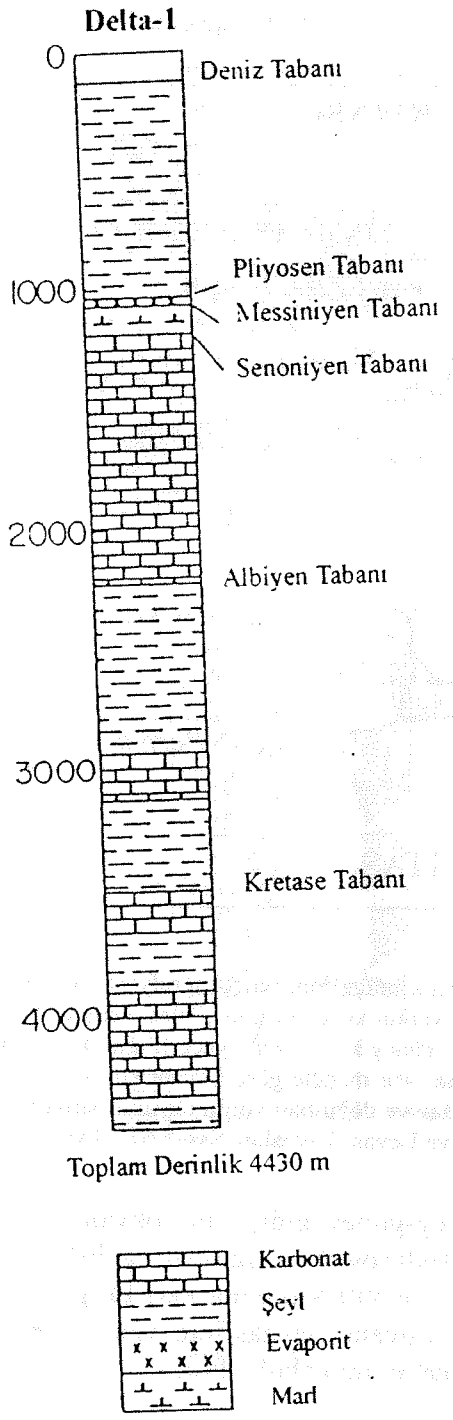
Şekil 16. Şengör ve Yılmaz (1981)'e göre Permo-Triyas'ta Doğu Akdeniz bölgesinin paleocoğrafyası. İçi sık düşey çizgilerle taralı alanlar okyanus litosferini gösterir. Bu rekonstruksiyonun kuzey kesimi (Paleo-Tetis ve Karakaya okyanusları) aradan geçen zamanda çok değişmiş olmasına rağmen, güney kesimi hala geçerliliğini korumaktadır. Neo-Tetis güney kolunun riftleşme ile nasıl açıldığına dikkat ediniz. Bu modele göre Levant kıta kenarı Permo-Triyas yaşta bir transform faya karşılık gelmektedir. Bu transform fay ve doğu-batı yönlü okyanus sırtları, Batı ve Orta Toroslar'ı kuzey Afrika'dan ayrılmaktadır. Bugünkü Herodot ve Levant havzaları Neo-Tetis okyanusu güney kolunun kalıntılarını temsil eder.

Bu modele göre Levant kıta kenarı ya yaklaşık kuzey-güney gidişli bir okyanus yayılma merkezine (Garfunkel ve Derin, 1984), ya da daha mantıklı olarak doğu-batı gidişli yayılma merkezlerini birleştiren kuzey-güney gidişli transform faylı bir kıta kenarına karşılık gelmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Her iki modelde de bugünkü Levant Havzası'nın Geç Triyas veya Liyas'ta oluşan bu Neo-Tetis okyanusunun bir kalıntısını temsil ettiği kabul edilir.

7.2. Bugünkü Levant kıta şelf ve yamacı

Levant kıta kenarı dar bir şelf ile dik ve dar bir kıta yamacına sahiptir (Şekil 5). Şelfin genişliği Sinai yarımadası açığında 30 km'den, kuzey İsrail açıklarında 5 km'ye kadar değişir. Şelf kenarı yaklaşık 200 m derinliktedir. Kıta yamacının eğimi Sinai açıklarında yaklaşık 4°'den başlayarak kuzeye doğru artar, kuzey İsrail'de kıta yamacının eğimi 10°'yi geçer (Hall, 1980; 1981). Kıta yamacı Levant Havzası'nın tabanına güneyde 900 m'de kuzeyde ise 1 300 metre derinlikte kavuşur. Yukarıda değinildiği gibi bu kıta kenarının ilgi çekici özelliği son 200 milyon senedir

değişmeyen bir kıta kenarı olmasıdır. Levant kıta kenarına dik alınan bir kesit boyunca kabuk kalınlığı doğuda 40 km'den batıda Levant Havzası'nda 18 km'ye azalır; aynı kesit boyunca Triyas-Holosen sedimenter örtünün kalınlığı karada 2 km'den denizde yaklaşık 9 km'ye kadar artar (Şekil 7; Ginzburg ve Gvirzman, 1979).



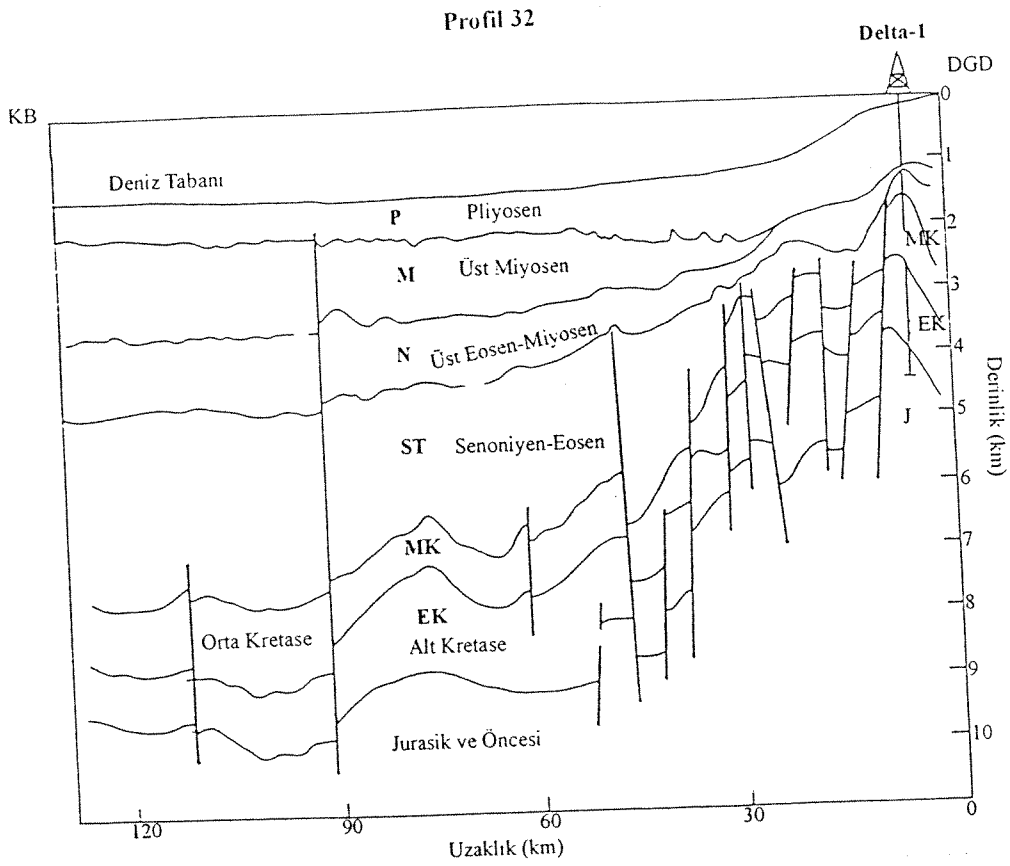
Şekil 17. İsrail şelfinde açılan 4430 metrelik Delta-1 kuyusunun genelleştirilmiş litoloji logu (Mart 1981'den). Lokasyon için Şekil 5'e bakınız. Levant kıta sınırı boyunca atılan sismik kesitlerde ayırtlanan beş önemli reflektör yüzeyi kesitte belirtilmiştir.

Levant kıta kenarının denizaltında kalan kesiminin yapısı hakkında bilgiler, bilhassa İsrail açıklarında yapılmış, sismik çalışmalara ve az sayıda derin sondajlara dayanır. Şelfte açılmış sondajlarda Kretase'nin tabanına kadar inilebilmiştir. Bu sondajlar arasında en önemlilerinden biri 4430 metreye inen Delta-1 sondajıdır (Şekil 17). Sismik yansıma kesitlerinin bu sondajlarla irtibatlandırılması ile şelfin Alt Kretase'ye kadar olan yapısı oldukça iyi bilinmektedir. Buna karşın şelf ile kıta yamacı arasındaki faylı sınırlar nedeni ile kıta yamacında Messiniyen evaporit seviyesi altında kalan kesimlerin yapısı ve stratigrafik özellikleri hakkında bilgi az ve spekülatiftir.

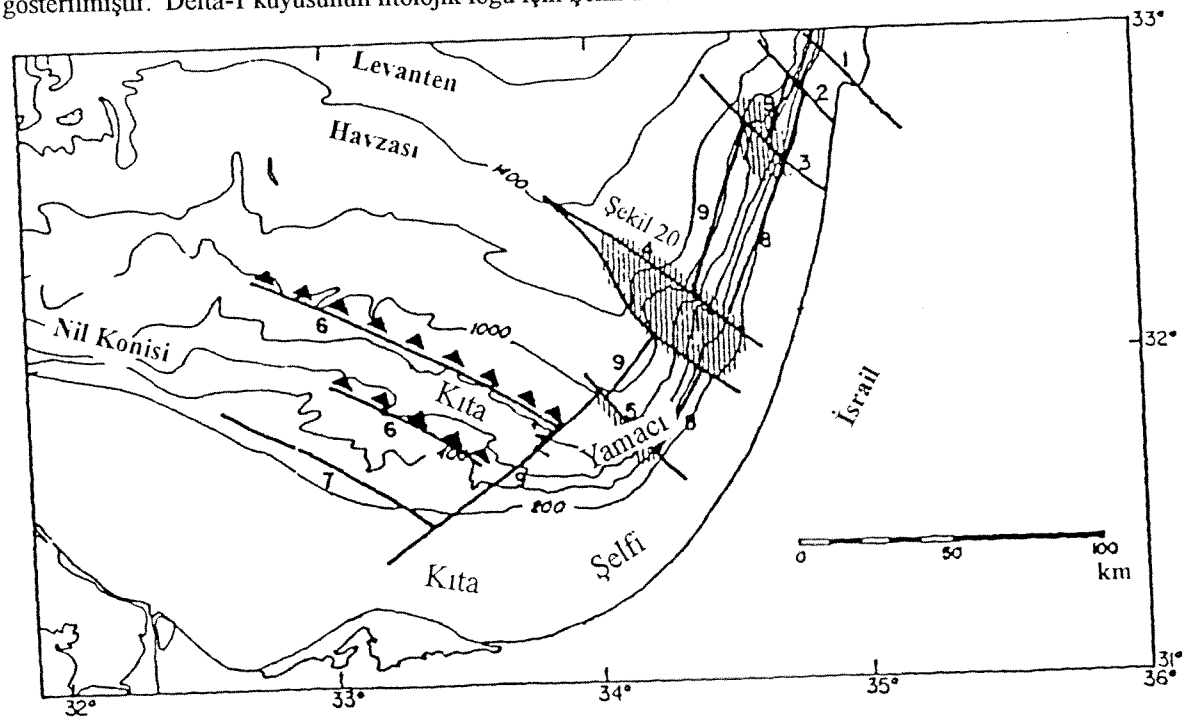
Levant kıta şelfinde yapılan sismik kesitlerin yine şelfte açılan sondaj sonuçları ile korrelasyonu sonucu altı ana reflektör ayırt edilmiştir (Şekil 17, Mart 1991). Çoğu önemli uyumsuzluk yüzeylerine karşılık gelen bu reflektörlerin yaşları ve özellikleri aşağıda kısaca özetlenmiştir:

- Pliyosen tabanı
- Messiniyen evaporitlerinin tabanı
- Üst Eosen tabanı; Senoniyen-Eosen arası genellikle benzer özellikte tebeşir ve marn
- Senoniyen tabanı; önemli bir sıkışmalı fazın başlangıcına karşılık geliyor.
- Albiyen tabanı; Alt Kretase şeylleri ile üstteki karbonatlı marnları ayırıyor.
- Alt Kretase'nin tabanı

İsrail kıta kenarına dik olarak atılan ve Delta-1 sondajı ile irtibatlandırılan bir sismik kesit yorumu Şekil 18'de gösterilmiştir. Bu kesite göre İsrail açıklarında Levant havzası altında toplam kalınlığı 8 km'yi aşan Jurasik ve daha genç çökeller vardır. Bilhassa Senoniyen-Paleojen çökelleri kıta şelfinden Levant Havzası'na doğru büyük kalınlık artışı gösterir (Şekil 18). Bu yorumsal kesitte şelften Levant Havzası'na geçerken bilhassa Jurasik-Alt Kretase katmanlarında gözlenen çoğu normal atımlı büyüme fayları dikkat çekicidir.

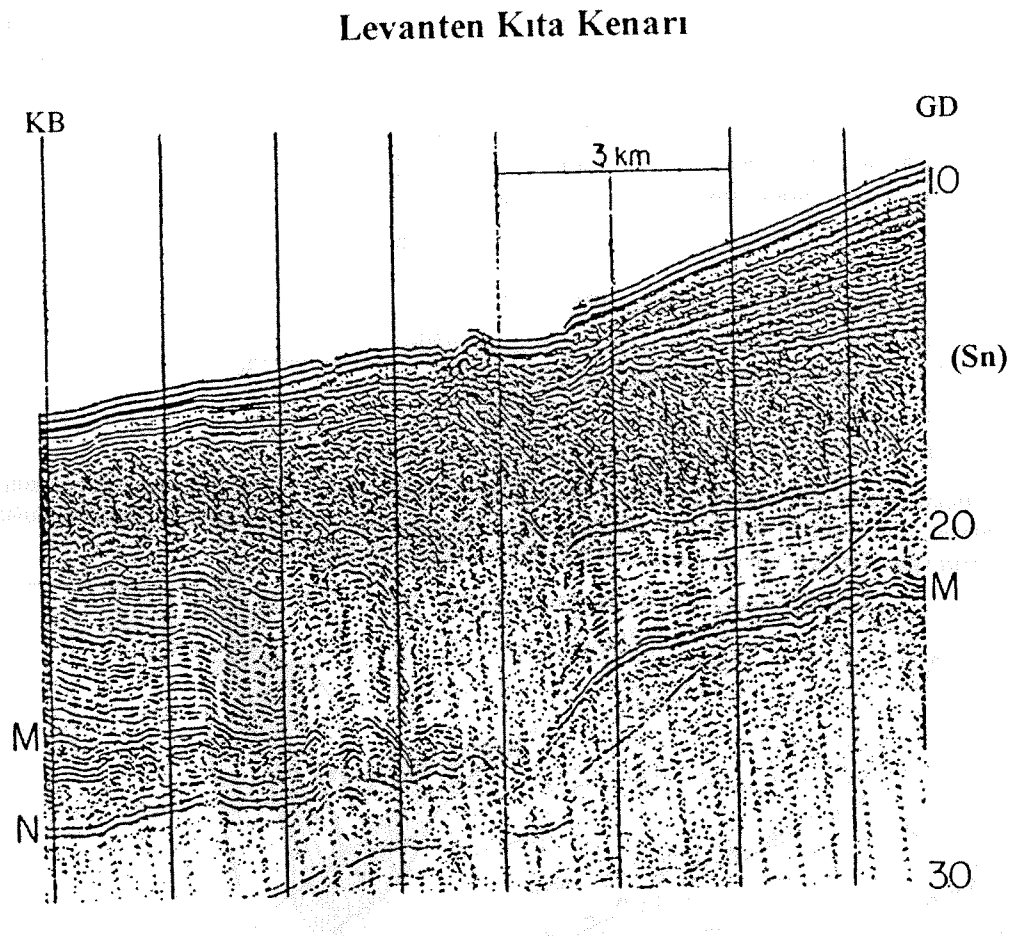


Şekil 18. İsrail şelfine dik olarak Levant havzası içlerine doğru atılan bir sismik kesitin yorumu (Mart, 1991'den). Lokasyon için Şekil 5'e bakınız. Katmanların tanımlanması için kullanılan Delta-1 kuyusu kesit üzerinde gösterilmiştir. Delta-1 kuyusunun litolojik logu için Şekil 17'e bakınız.



Şekil 19. İsrail ve Mısır açıklarındaki kıta yamacında gözlenen ana yapılar. Messiniyen ve sonrası aktif olan bu faylar Mısır açıklarında Nil konisi üzerinde tuz diyapirleşmesine yol açmaktadır. 1- Carmel Fayı, 2- Atlit Fayı, 3- Dor Fayı, 4 - Palmahim fayları, 5- Gaza Fayı, 6- Mısır sahiline paralel uzanan ve tuz tektoniğine yol açan faylar, 7- Sina Kenar Fayı, 8- Şelf kenarı fayları, 9- Geç Miyosen şelf kenarı fayı (Pelusium hattı). (Mart, 1984'den).

Levant kıta kenarı boyunca izlenen aktif veya çok genç yapılar Levant kıta kenarına paralel uzanan (KKD- GGB doğrultulu) ve bu kıta kenarına dik giden (DKD-BGB doğrultulu) faylardır. İsrail ve Mısır açıklarında bu tip önemli faylar Şekil 19'da gösterilmiştir (Mart, 1984). Kıta kenarına dik olan faylar aynı zamanda Nil konisi üzerinde tuz tektoniğine yol açar. Kıta kenarına paralel uzanan faylar ise şelf-kıta yamacı ve kıta yamacı-Levant havzası arasındaki dokanakları oluşturur (Şekil 19). Levant kıta kenarına dik alınan bir sismik kesitte (Şekil 20) KKD gidişli fayların evaporit katman kalınlığını etkilediği gözlenir. Buna dayanarak bu tip fayların Messiniyen'de Doğu Akdeniz şelf sınırını oluşturduğu ileri sürülmüştür (Mart, 1994).

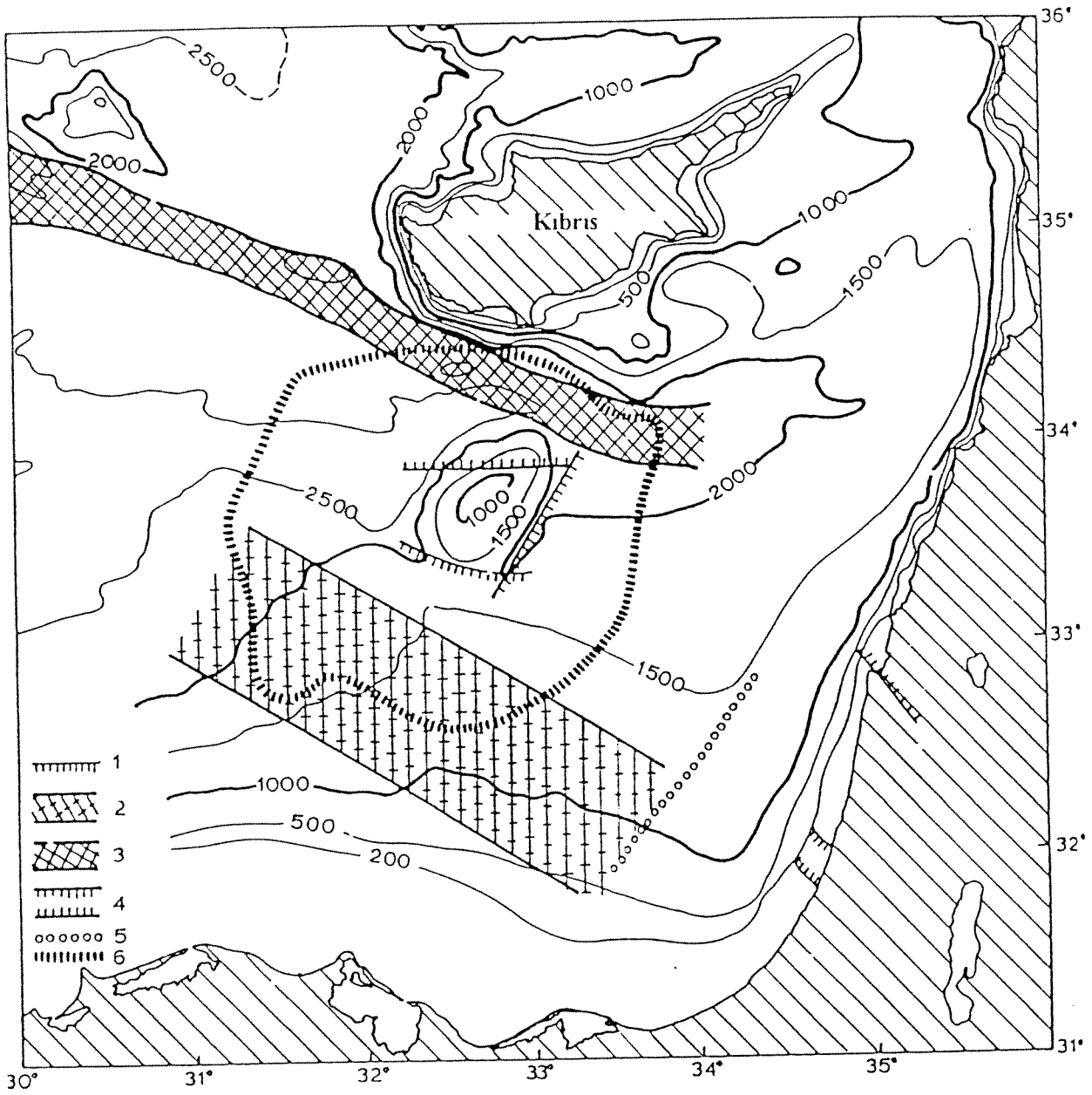


Şekil 20. İsrail açıklarında Levant kıta kenarına dik alınan bir sismik kesit. Kesit kıta yamacının alt kesimlerini göstermektedir. (M) ve (N) Messiniyen evaporit katmanının üst ve alt yüzeyini temsil eder. Faydan kuzeybatıya evaporit katman kalınlığının nasıl arttığına dikkat ediniz. Bu gözlem fayın Messiniyen'de aktif olduğuna ve bu zamanda muhtemelen şelf sınırını oluşturduğuna işaret etmektedir (Mart, 1984'den). Sismik kesitin lokasyonu için Şekil 19'a bakınız.

8. ERATOSTENES DENİZALTI TEPESİ

Eratostenes Denizaltı Tepesi Kıbrıs ile Nil konisi arasında, 90 km'ye 50 km büyüklükte bir alan kaplayan, sobemsi, hafifçe kuzeydoğuya uzanımlı bir yüksek alandır (Şekil 4 ve 21). Eratostenes Denizaltı Tepesi doğudaki Levant Havzası'nı batıdaki Herodot Havzası'ndan ayırır ve

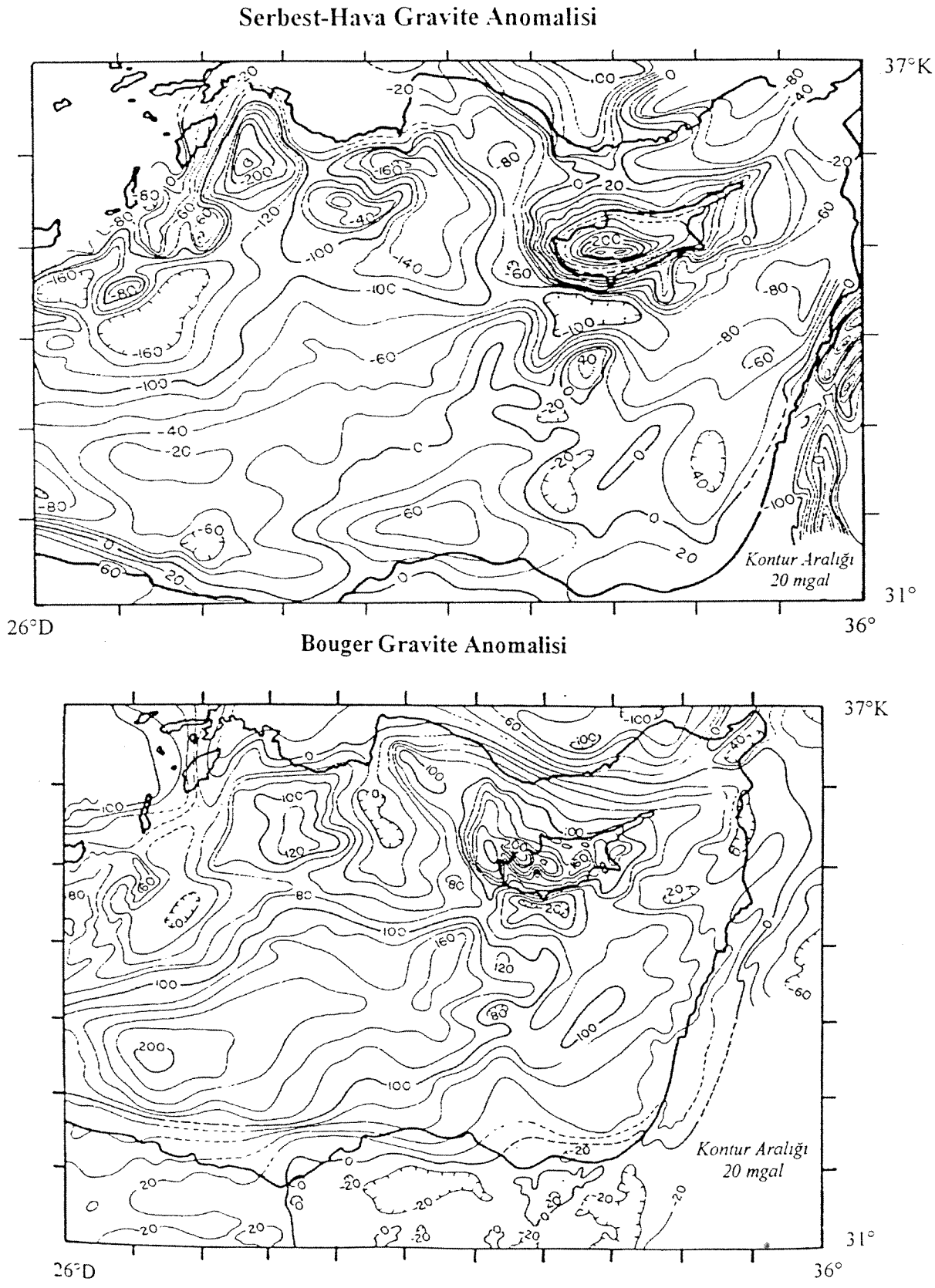
çevresindeki 2000-2500 metre derinlikte düzlüklere göre 500 ile 1000 m arası daha yüksektir. En yüksek yeri tepenin merkezinde olup derinliği 1000 m'den azdır.



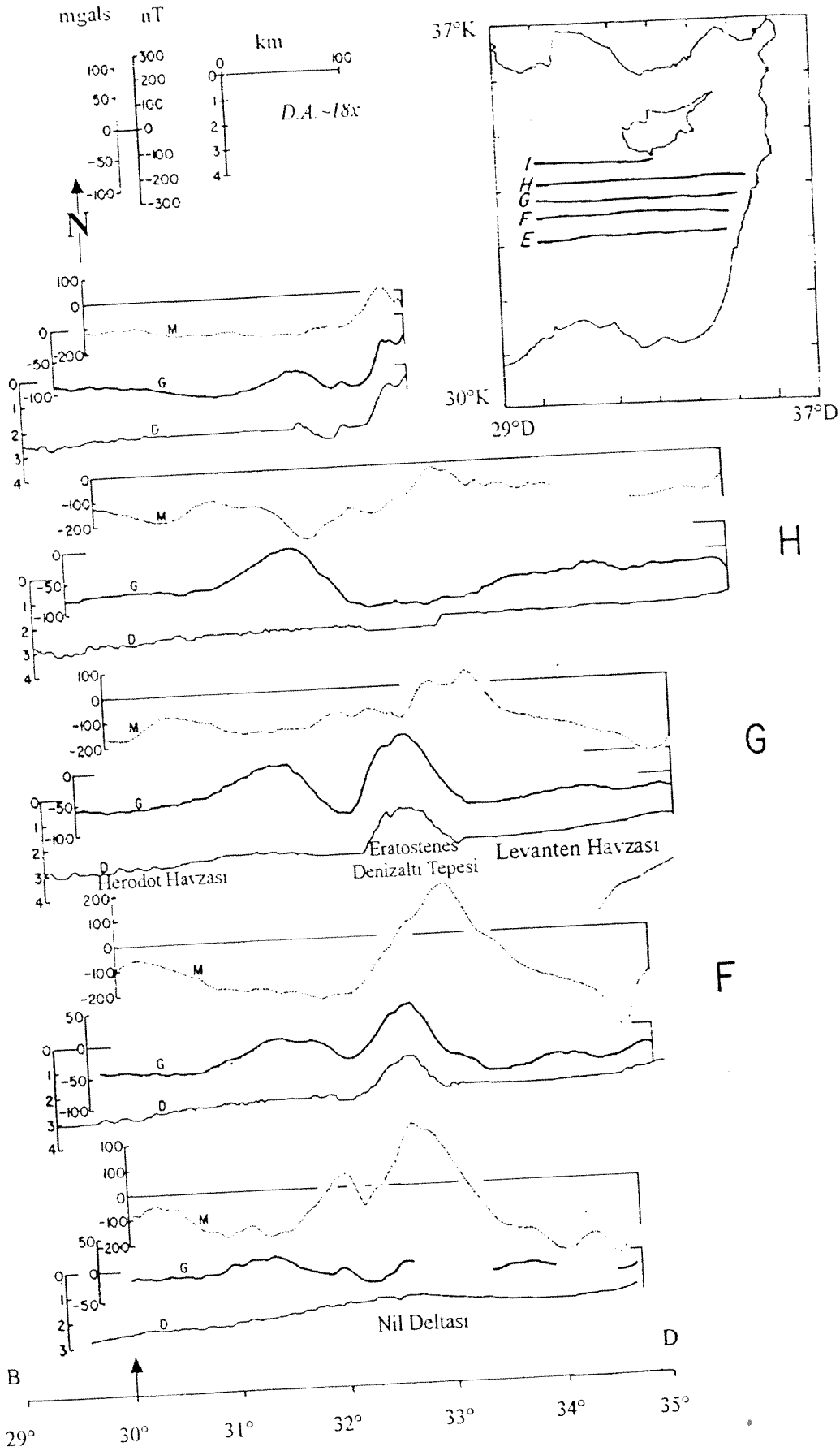
Şekil 21. Eratostenes Denizaltı Tepesi'nin tektonik konumu (Lort, 1977'den). (1) Normal faylar, (2) fay zonları, (3) Giermann Fayı, (4) Graben, (5) Yüksek magnetik alanın ekseni, (6) magnetik anomalinin sınırları (50 γ konturu).

Denizaltı Tepesi ile Kıbrıs arasında derinliği 2500 metreyi geçen bir çukurluk yer alır. Eratostenes Denizaltı Tepesi üzerinde büyük bir serbest gravite (Şekil 22) ve manyetik (Şekil 6 ve 21) anomalisi gözlenmiştir (Woodside, 1977; Lort, 1977). Gravite ve manyetik anomalilerin batimetri ile olan ilişkisi Doğu Akdeniz'de doğu-batı yönünde alınan kesitler boyunca irdelemek mümkündür (Şekil 23). Eratostenes Denizaltı Tepesi üzerindeki gravite anomalisi büyük ölçüde tepenin batimetrisinden kaynaklanmakta, bouger gravite haritasında bu anomali hemen hemen kaybolmaktadır (Şekil 22). Büyük manyetik anomali ise Eratostenes Denizaltı Tepesi'nden çok daha geniş bir alan kaplamakta (Şekil 21) ve anomalinin merkezi tepenin yaklaşık 40 km

güneydoğusunda bulunmaktadır (Ben Abraham vd., 1976). Manyetik anomalinin nedeni bu bölgede bulunan ofiyolitler (Ben Abraham vd., 1976) veya bazik volkanikler (Woodside, 1977) olabilir.

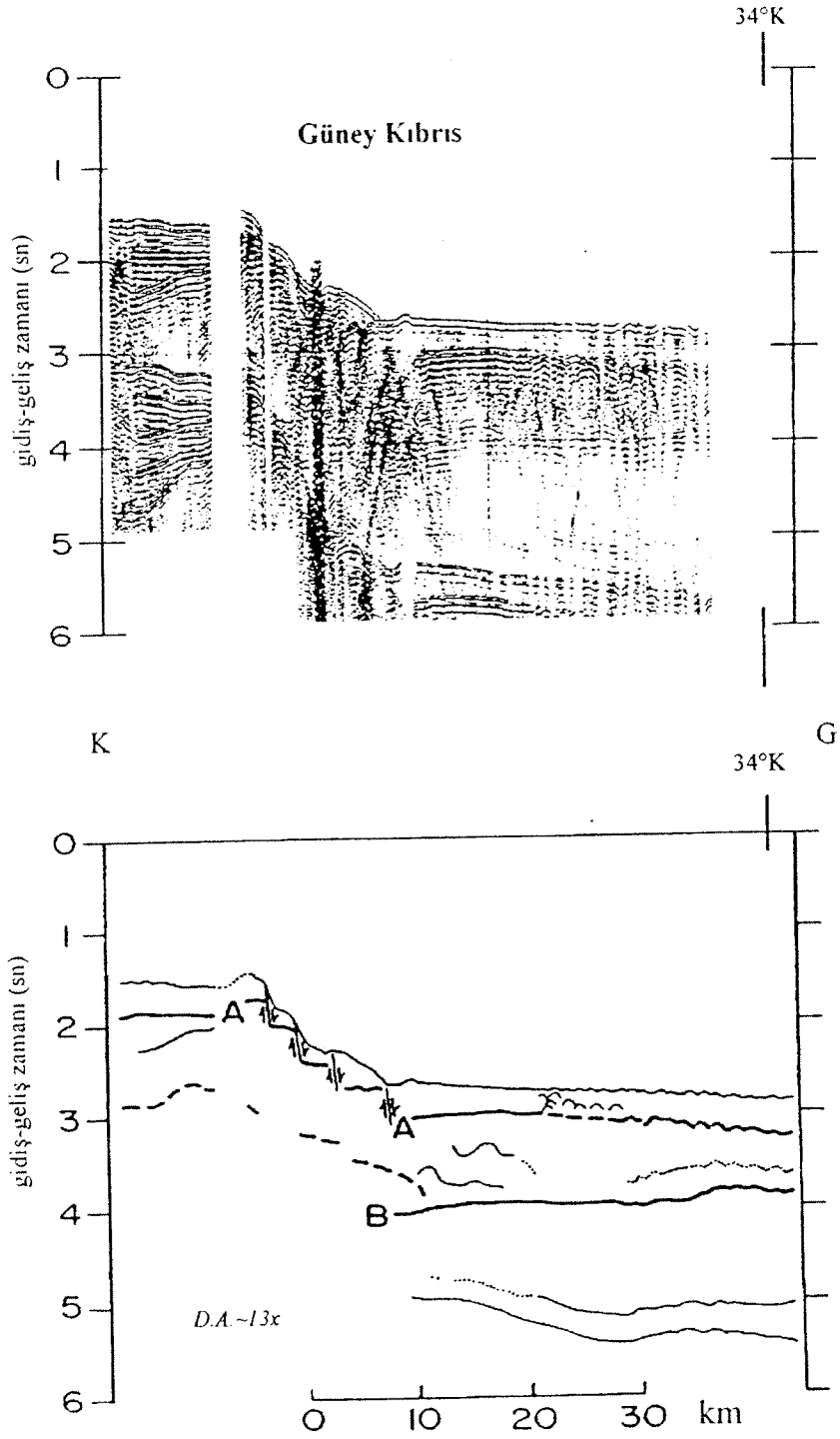


Şekil 22. Doğu Akdeniz bölgesinin serbest ve bouger gravite anomali haritası. Kontur aralığı 20 mgal'dir, ve her 100 mgal'lik konturlar koyu çizilmiştir (Woodside, 1977'den).



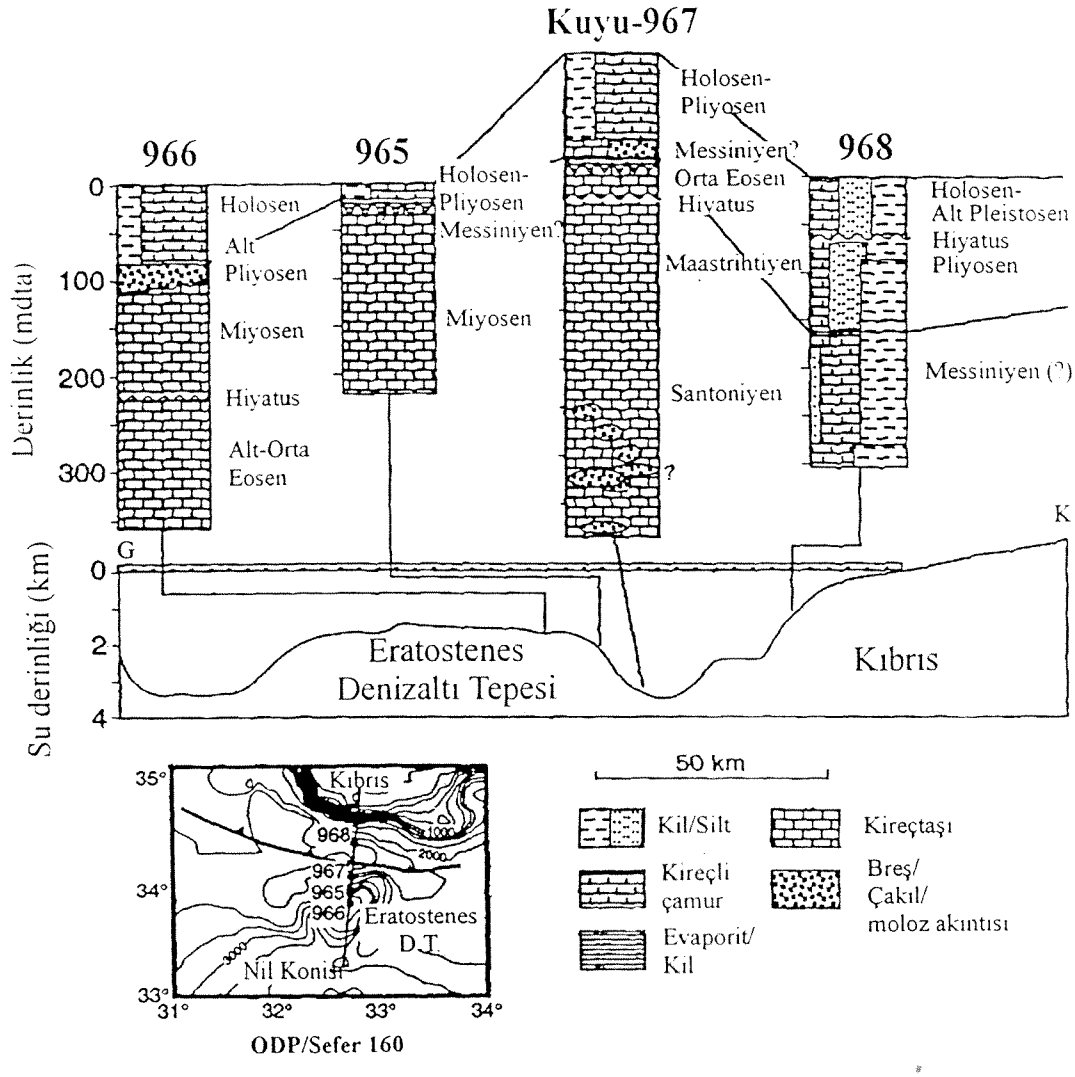
Şekil 23. Doğu Akdeniz'de Kıbrıs güneyinden alınan doğu-batı kesitler boyunca batimetri, serbest gravite ve manyetik anomali ilişkisi (Woodside, 1977'den).

Kıbrıs ile Eratostenes Denizaltı Tepesi arasında önemli bir fay zonunun varlığı uzun zamandır bilinmektedir (Şekil 21). Giermann Fay Zonu olarak da bilinen bu tektonik hat sismik kesitlerde dik eğimli bir fay olarak gözlenir (Şekil 24). Giermann Fayı Helenik hendeğinin doğuya doğru devamı olan bir dalma-batma zonuna karşılık geldiği düşünülmektedir (örn., Kempler ve Ben-Avraham, 1987). Fakat aşağıda da değinileceği gibi Giermann Fay Zonu boyunca aktif olarak dalma-batmanın devam ettiğine dair yeterli sismik veri yoktur.



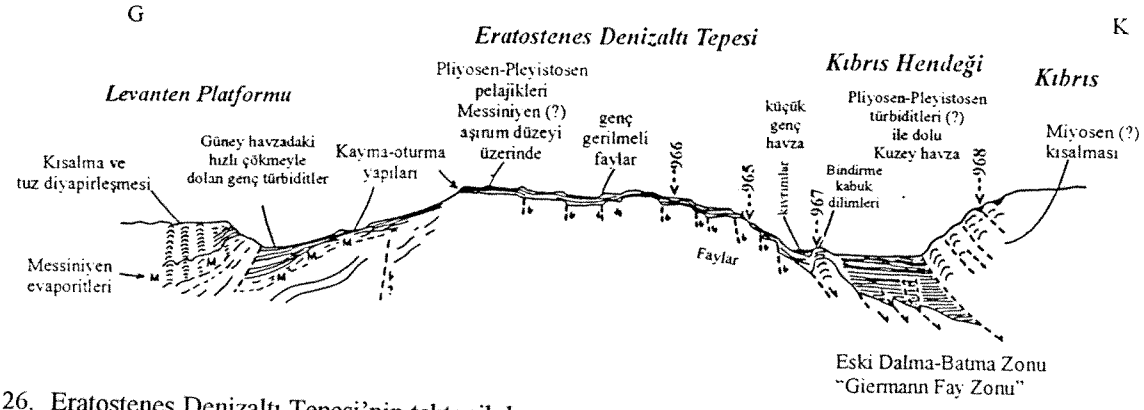
Şekil 24. Kıbrıs ile Eratostenes denizaltı tepesi arasından alınan bir sismik kesit (Woodside 1977'den). Lokasyon için Şekil 5' bakınız. (A) ve (B) reflektörleri Messiniyen evaporit katmanının üst ve alt yüzeylerine karşılık gelir. Kesitte muhtemelen eski bir dalma-batma zonunu temsil eden dik eğimli Giermann Fay Zonu açıkça görülmektedir.

1995 yılında ODP'nin 160. seferinde Eratostenes Tepesi'nin merkezi kısmından kuzeye Kıbrıs'a doğru dört sondaj yapılmış, ve Eratostenes Denizaltı Tepesi'nin üst kesimleri hakkında ayrıntılı malumat elde edilmiştir. 966 numaralı kuyu tepenin üzerinde, 965. kuyu tepenin kuzeye bakan üst yamacında, 967. kuyu tepenin en alt yamacında, 968. kuyu ise Kıbrıs'ın güneye bakan yamacında yer almaktadır (Şekil 25, Robertson vd., 1994, 1995). Kesilen en yaşlı kayalar 967. kuyudaki yaşı belirsiz neritik karbonatlar ve üzerlerindeki Senoniyen yaşlı pelajik kireçtaşlarıdır. Kalınlığı 400 metreyi geçen bu karbonatlar üzerinde paralel bir uyumsuzlukla Alt-Orta Eosen yaşta pelajik kireçtaşları bulunur. Benzer pelajik kireçtaşları Eratostenes Denizaltı Tepesi'nin üzerinde yer alan 966. kuyuda da kesilmiştir. Eosen pelajik kireçtaşları üzerinde önemli bir parallel uyumsuzlukla, dört kuyuda da kesilen Miyosen sedimanları gelmektedir. Eratostenes Denizaltı Tepesi üzerinde ve kuzey üst yamacında (966 ve 965 numaralı kuyular) kesilen Miyosen (Alt-Orta Miyosen ?) kayaları resif yakınında ve/veya karbonat platformunda çökelmiş kireçtaşlarından oluşur (Şekil 25). Buna karşın daha kuzeydeki lokasyonlarda (967 ve 968) göl veya lagünde çökelmiş Messiniyen yaşta jips ve çamurtaşları kesilmiştir. Eratostenes Denizaltı Tepesi'nin üzerinde Messiniyen evaporit katmanının olmaması ilgi çekicidir, bu durum ve altta yer alan sığ denizel kireçtaşları Eratostenes Denizaltı Tepesi'nin Messiniyen'de kara halinde olduğunu göstermektedir.

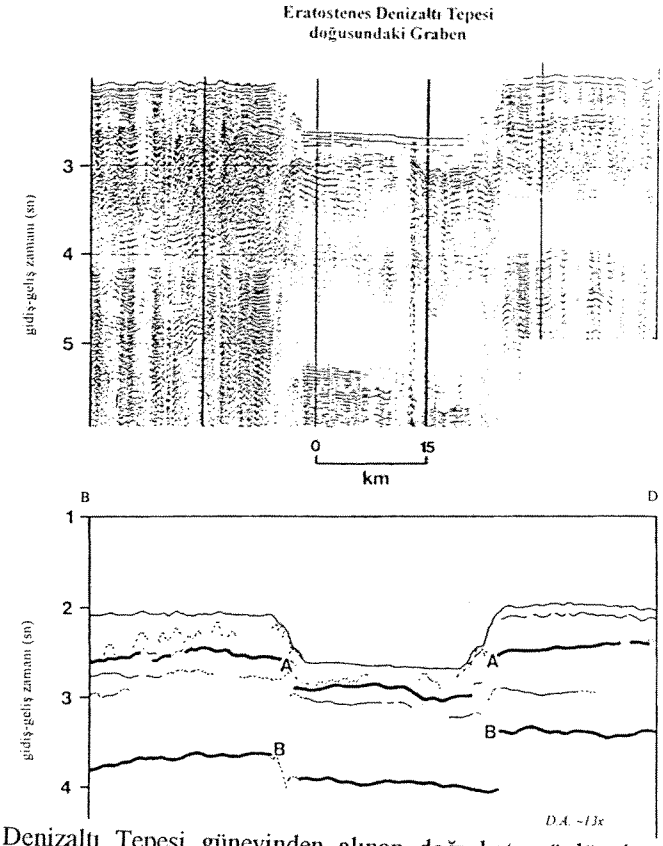


Şekil 25. OPP'nin 1995'de yapılan 160. seferinde Eratostenes Denizaltı Tepesi'nde ve çevresinde delinen kuyu yerleri ve kuyu litoloji logları. Alttaki ufak harita kesit alınan alanın batimetrisini vermektedir (Robertson vd., 1995'den).

Eratostenes Denizaltı Tepesi'nde Geç Kretase ile Miyosen arasında silisiklastik türbi çökelmemiş olması, bu bölgenin Toroslar'ı etkileyen orojenik hareketlerden uzakta bir bölg aldığına işaret eder. Eratostenes Denizaltı Tepesi'nin bugünkü 1000 metreyi geçen d çökmesi Pliyosen'de meydana gelmiştir. Eratostenes Denizaltı Tepesi'ndeki Miyosen ya denizel kireçtaşları üzerinde keskin bir uyumsuzlukla Alt Pliyosen-güncel yaşta, nannofosil derin denizel marn, sapropel ve az oranda volkanik kül yer alır. Erken Pliyosen'deki derinleşme Eratostenes Denizaltı Tepesi'nin kuzeydeki dalma-batma zonunun içine sürüklenmesi ile açıklanmaktadır (Şekil 26).



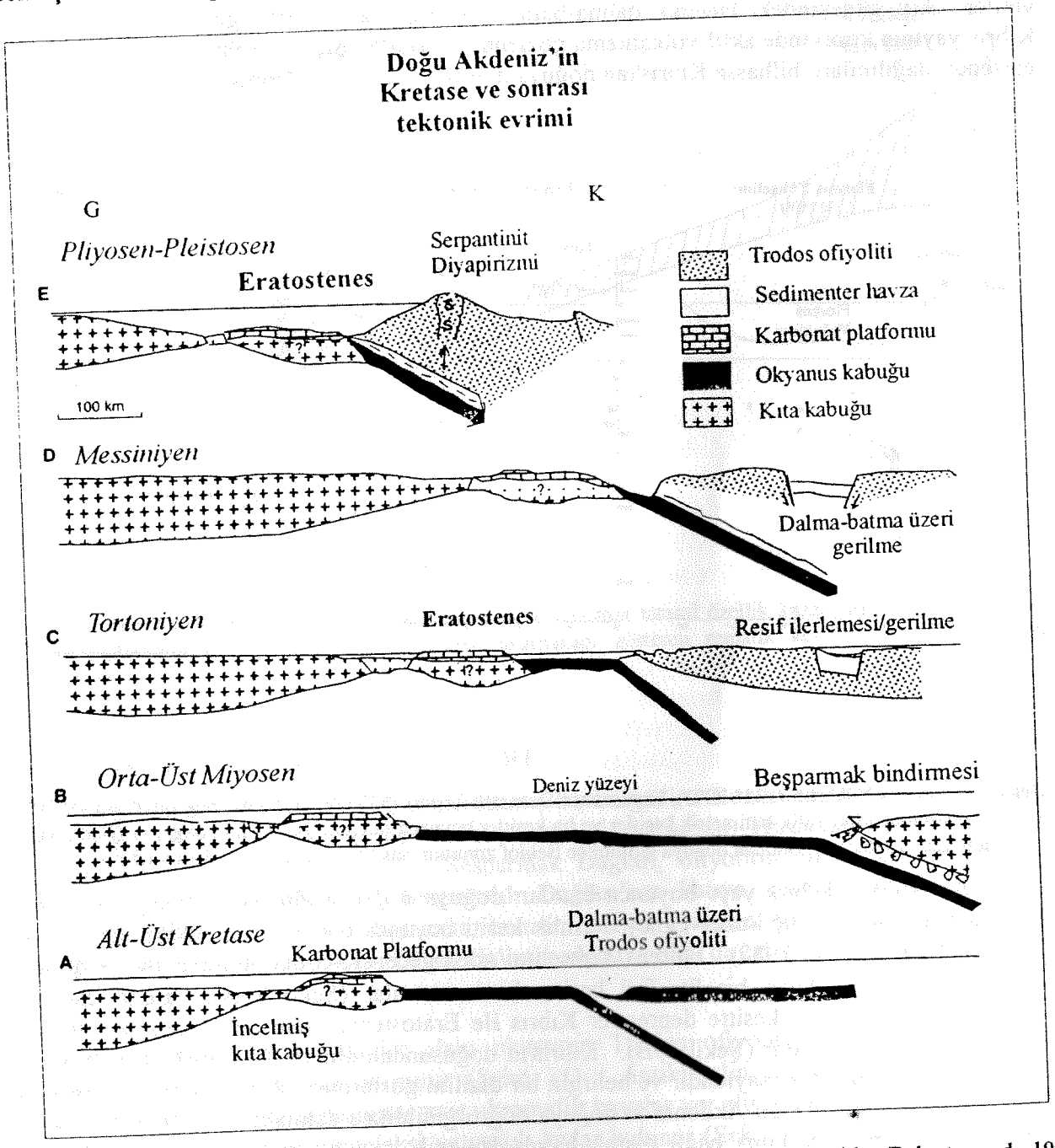
Şekil 26. Eratostenes Denizaltı Tepesi'nin tektonik konumunu gösteren yorumsal kesit (Robertson vd., 1995'de yoruma göre Eratostenes Denizaltı Tepesi Kıbrıs'ın altına doğru dalmaktadır. Bu bölgede kuzeydeki sıl yapılardan güneyde çekmeli yapılara bir geçiş yaşanır. Eratostenes Denizaltı Tepesi'nin güneye Havzası'nın altına da daldığını gösteren, kesitin güney kısımı eldeki sismik kesitlerle uyuşmamaktadır (Şeki bakınız).



Şekil 27. Eratostenes Denizaltı Tepesi güneyinden alınan doğu-batı yönlü sismik kesit (Woodside, 1977'd Lokasyon için Şekil 5'e bakınız. (A) ve (B) reflektörleri Messiniyen evaporit katmanının üst ve alt yüzeyle temsil eder. Messiniyen evaporit katmanı bu bölgede yaklaşık 3 km kalınlıktadır; buna karşın bu katı Eratostenes Denizaltı Tepesi üzerinde hiç kesilmemiştir. Kesitte grabeni oluşturan Messiniyen sonrası normal açık olarak gözükmektedir. Bu tip fayların varlığı bu bölgede sıkışma olduğunu savlayan Robertson vd., (199 spekulatif kesitini (Şekil 26) doğrulalamaktadır.

Eratostenes Denizaltı Tepesi'nde gözlenen aktif yapılar doğu-batı uzanan normal faylardır (Şekil 26). Her ne kadar Robertson vd., (1995) Eratostenes Denizaltı Tepesi güneyinde sıkışmalı yapılar gösteriyorsa da (Şekil 26), bu bölgeden alınmış sismik kesitler bariz bir şekilde normal faylanma gösterir (Şekil 27). Eratostenes Denizaltı Tepesi'ni de içine alan geniş bir bölgenin en azından Messiniyen'den beri tansiyon altında olduğu anlaşılmaktadır. Robertson vd., (1995) normal faylanmayı, Denizaltı Tepesi'nin dalma-batma zonuna girerken bükülmesine bağlamaktadır fakat normal faylarca etkilenen alanın genişliği düşünülürse bu hipotez inandırıcı olmamaktadır.

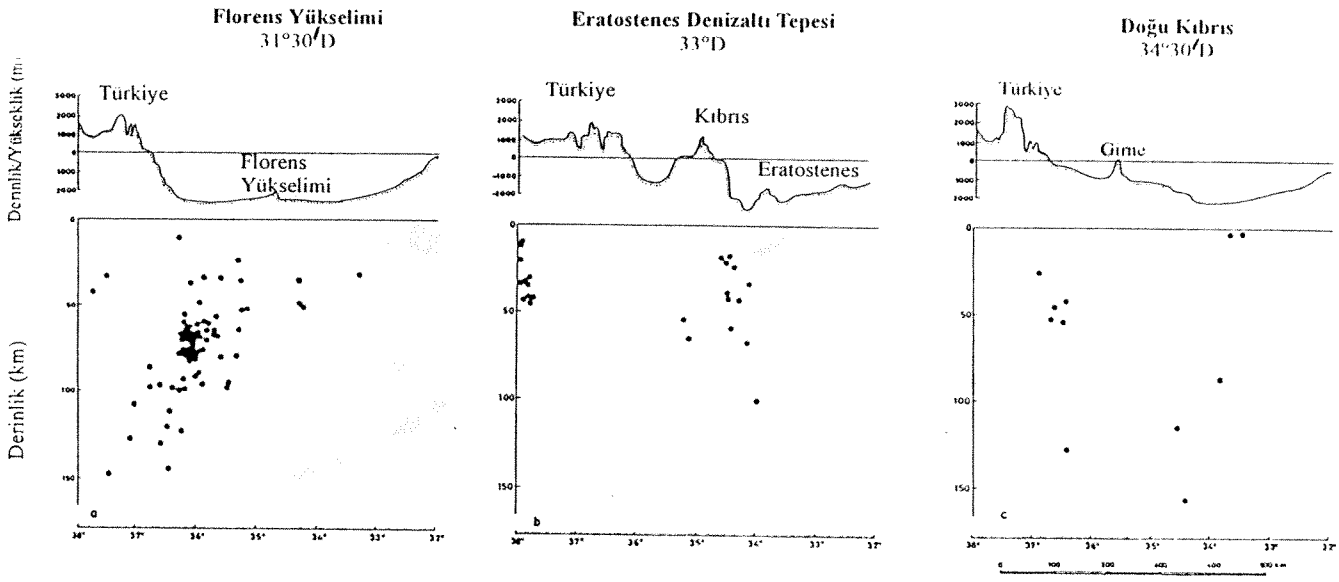
Eratostenes Denizaltı Tepesi ile ilgili spekulatif bir tektonik evrim modeli Şekil 28'de gösterilmiştir. Bu modele göre Eratostenes Denizaltı Tepesi Mesozoyik ve öncesinde Afrika'dan incelmiş bir kıta kabuğu ile ayrılıyordu (Şekil 28A). Bu incelmiş kıta kabuğunun oluşması olasılıkla



Şekil 28. Doğu Akdeniz'in Kretase ve sonrası levha tektoniği evrimini gösteren şematik kesitler (Robertson vd., 1995). Açıklama için metine bakınız.

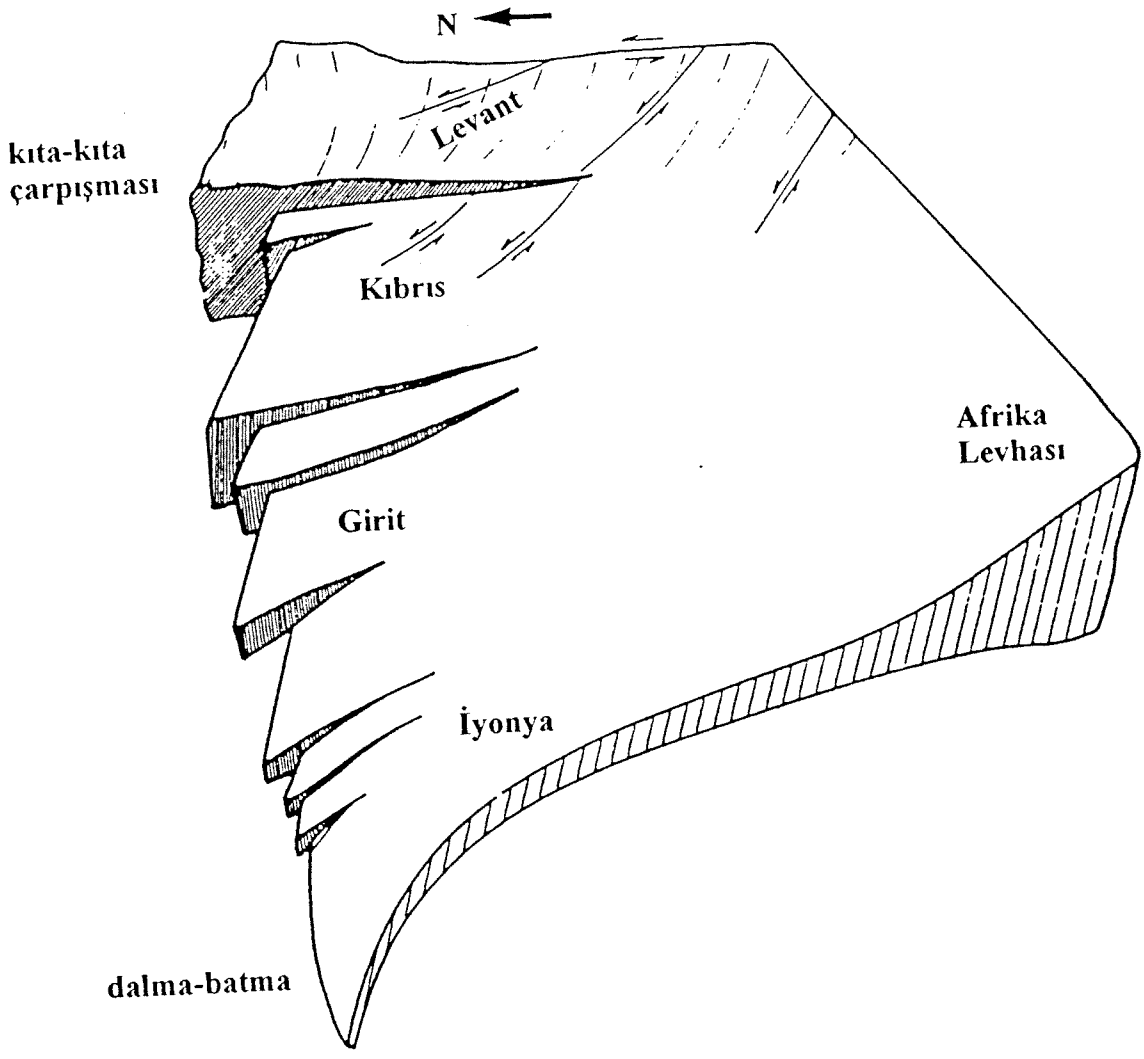
Triyas'ta Akdeniz çevresinde yaygın olarak gözlenen riftleşmeye bağlanabilir. Afrika ile Eratostenes Denizaltı Tepesi'nin oluşturduğu Gondwana kıtasının kuzeyinde Tetis okyanusu yer alıyordu. Geç Kretase'de bu okyanus kuzeye dalma-batma ile yitilmeye başlamıştır. Yine Geç Kretase'de dalma-batma zonu üzerinde yay-ardı yayılma ile, Kıbrıs'taki Trodos ofiyoliti tarafından temsil edilen, okyanus litosferi oluşmuştur (Şekil 28A). Devam eden dalma-batma sonucu Eratostenes Denizaltı Tepesi'nin kuzeyinde yer alan okyanus litosferi Miyosen sonunda tamamen tüketilmiş, ve Pliyosen'de Eratostenes Denizaltı Tepesi çökerek kısmen dalma-batma zonunun içine süreklenmiştir (Robertson vd., 1995). Muhtemelen bu olay Kıbrıs güneyindeki dalma-batma zonunun kilitlenmesine yol açmıştır.

Yukarıda değinildiği gibi Kıbrıs güneyindeki dalma-batma zonunun aktif olduğuna dair veriler, Girit güneyindeki Helenik dalma-batma zonu ile karşılaştırıldığında son derece zayıftır. Kıbrıs yayının kuzeyinde aktif volkanizma gözlenmez. Bunun dışında Kıbrıs yayı boyunca deprem episenter dağılımları, bilhassa Kıbrıs'tan doğuya doğru çok düşük yoğunluktadır (Şekil 3).



Şekil 29. Florens Yükselimi (31° 30'D), Eratostenes Denizaltı Tepesi (33° 00') ve Kıbrıs doğusundan (34° 30') geçen kuzey-güney topografik-batimetrik kesitler ve bu kesitler boyunca deprem odaklarının dağılımı (Ben-Avraham ve diğerleri, 1988'den). Batıdan doğuya gidildikçe Benioff zonunun nasıl belirsizleştiğine dikkat ediniz.

Depremlerin Kıbrıs yayı boyunca batıdan doğuya doğru azalması Florens Yükselimi'nden doğuya doğru alınmış üç kuzey-güney derinlik kesiti boyunca çok açık bir şekilde gözlenir (Şekil 29, Ben-Avraham vd., 1988). Florens Yükselimi'nden geçen K-G derinlik-kesitinde deprem odak dağılımları kuzeye dalan bir litosferi bariz olarak tanımlar (Şekil 29A). Buna karşın 33°E boylamından geçen bir kesitte depremler Kıbrıs ile Eratostenes Denizaltı Tepesi arasında düşey yönde bir dizilim gösterir (Şekil 29B). Kıbrıs'ın doğusundan alınan K-G yönlü kesitte ise (Şekil 29C) deprem odakları az sayıdadır ve belirgin bir dizilim göstermez. Nur ve Ben-Avraham (1978) tarafından bu durum Doğu Akdeniz'de doğuya doğru gidildikçe dalmakta olan levhanın okyanusal özelliğini yitirmesi ve buna bağlı olarak batıda Helenik yayı boyunca dalma-batmadan doğuya doğru bir kıta-kıta çarpışmasına geçiş süreci olarak açıklanmaktadır (Şekil 30).

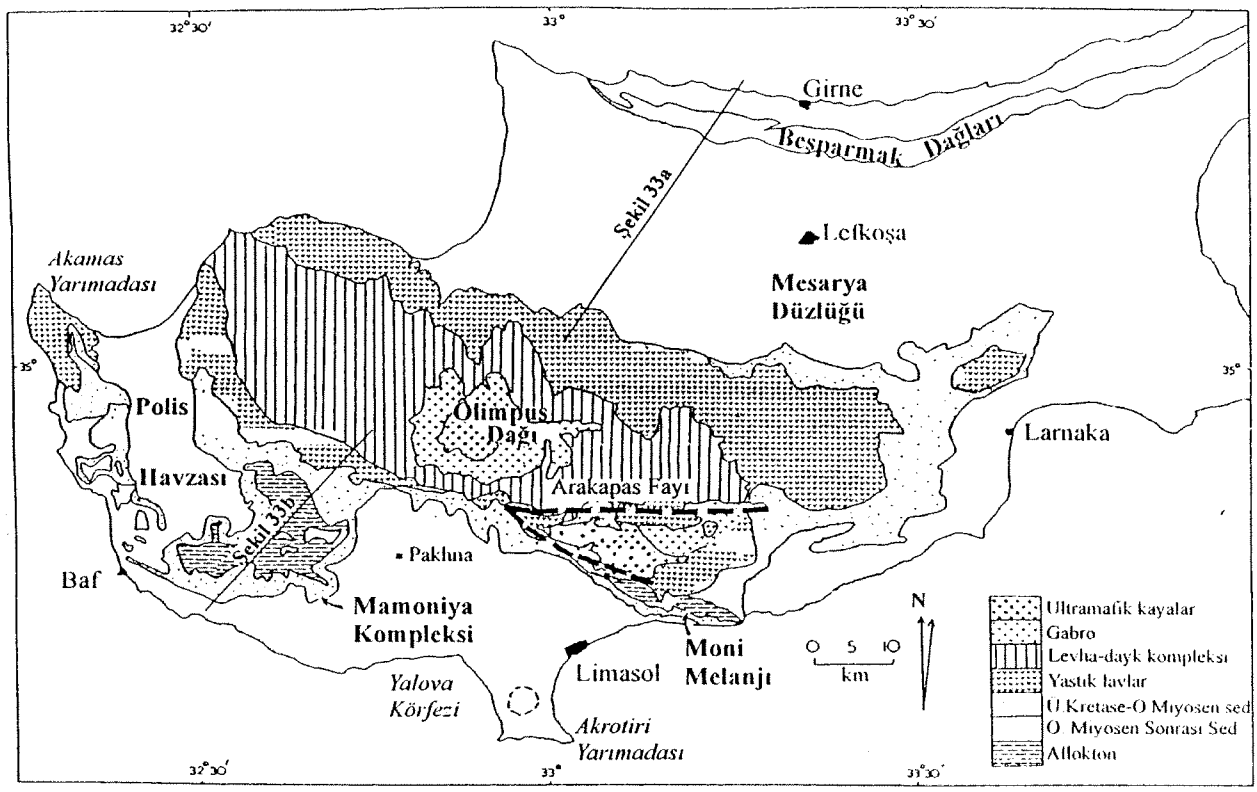


Şekil 30. Doğu Akdeniz'de doğuya doğru gidildikçe dalan levhanın kıtasal özellik kazanması ve buna bağlı olarak dalma-batmanın yerini kıta-kıta çarpışmasına bırakmasını gösteren şematik kesit (Nur ve Ben-Avraham, 1978'den).

9. TRODOS VE KIZILDAĞ OFİYOLİTLERİ

Kıbrıs jeolojik olarak çok yoğun incelenmiş bir bölgedir. Bunun en büyük nedeni Kıbrıs'ta stratigrafisini çok iyi muhafaza etmiş Trodos ofiyolitinin varlığıdır. Trodos ofiyolitinin kuzeyinde, Kıbrıs'ta Mesarya Neojen Havzası ve Beşparmak Dağları, ofiyolitin güneyinde ise Mamoniya Kompleksi yer alır (Şekil 31). Beşparmak Dağları'nın batıya doğru olan uzantısı Adana Havzası'nın güneyindeki Misis dağlarıdır; benzer özellik gösteren bu iki bölge aşağıda tasvir edilecektir. Aynı şekilde Mesarya Neojen Havzası, doğuya olan doğal uzantısı İskenderun Havzası ile beraber tanımlanacaktır.

Kıbrıs'ın merkezindeki dağlık alanı oluşturan Trodos ofiyoliti BKB-DGD gidişli, dom şeklinde büyük bir antiklinal oluşturur (Şekil 31). Antiklinalin merkezinde, Trodos dağının zirvesini oluşturan kısmen serpantinleşmiş ultramafik kayalar yer alır. Ultramafik kayalar üzerinde sırası ile gabro, levha dayk kompleksi ve yastık lavlar bulunur (Şekil 31). Yastık lavlar üzerinde, kalınlığı 35 metreyi geçmeyen, demir ve manganezce zengin çamurtaşları (amberler) ve radyolaritler çökelmiştir. Çamurtaşları üste doğru bentonik killere geçer. Yastık lavların hemen

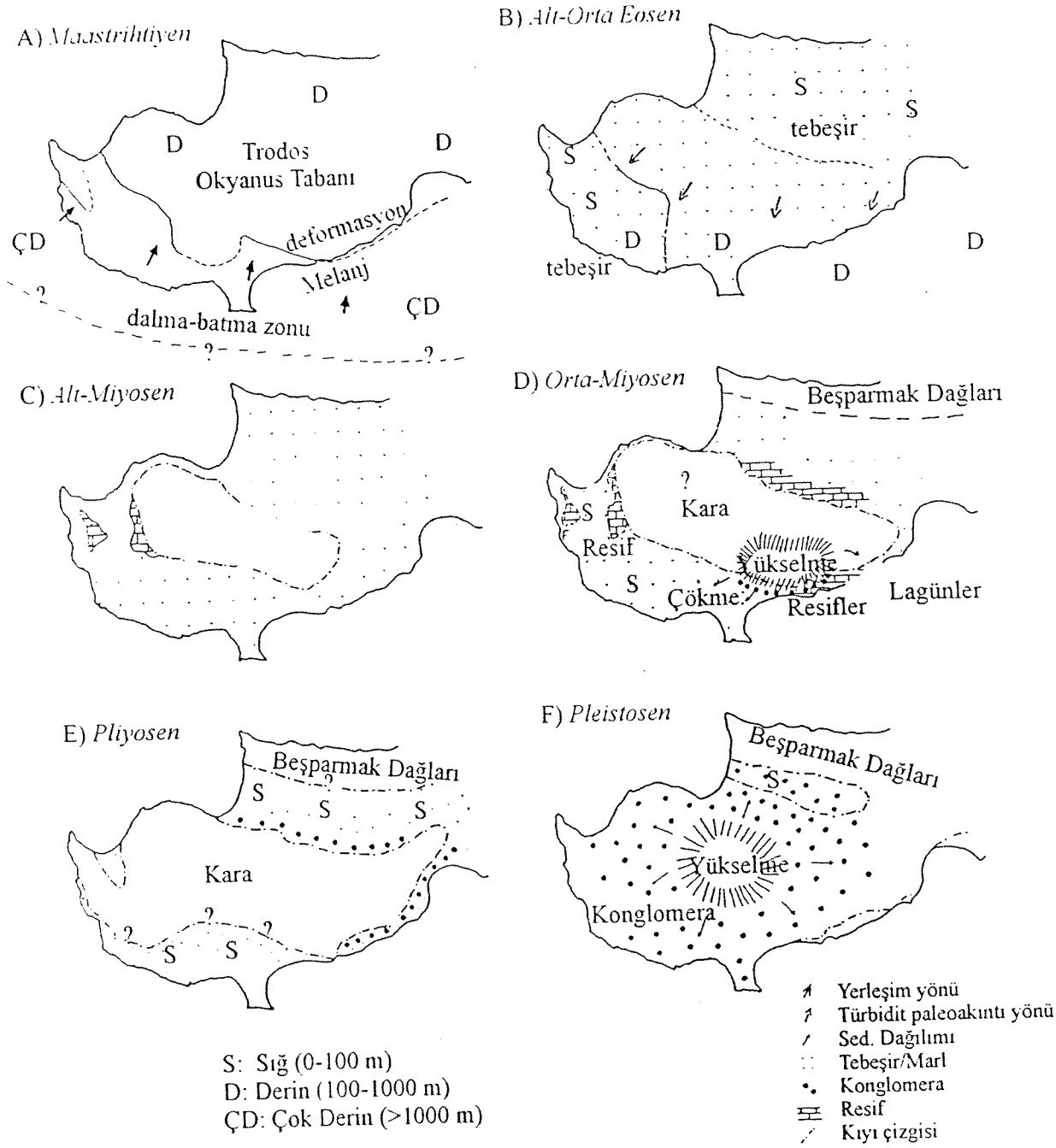


Şekil 31. Kıbrıs güneyinin jeoloji haritası (Robertson, 1977'den).

üzerine gelen amberlerdeki radyolarya biyostratigrafisi, amberlerin Turoniyen yaşında olduğunu göstermiştir (Blome ve Irwin, 1985). Gabro istifi ile levha dayk kompleksi arasında yer alan plajiyogranitlerde yapılan zirkon U-Pb izotopik yaş tayinleri de, 90-92 my arası yaşlar vermiştir (Mukasa ve Ludden, 1987). Bu izotopik yaşlar da Geç Senomoniyen-Turoniyen'e karşılık gelmektedir. Böylece paleontolojik ve izotopik çalışmalar Trodos ofiyolitinin Turoniyen'de oluştuğunu göstermektedir. Turoniyen ile Erken Maastrihtiyen'in arasında Trodos ofiyoliti önemli bir tektonizma geçirmiştir. Trodos ofiyoliti ile güneydeki Mamoniya Kompleksinin tektonik olarak yanyana gelmeleri bu zaman aralığında cereyan etmiştir. Tektonizma sonrası Trodos ofiyoliti ve güneydeki allokton birimler Üst Maastrihtiyen yaşta pelajik tebeşir kayaları ile uyumsuzca örtülmüştür (Şekil 32 ve 33; Robertson, 1977, Blome ve Irwin, 1985). Trodos ofiyoliti üzerinde karbonat çökelimi Paleosen, Eosen ve Oligosen süresince devam etmiştir (Şekil 32). Bu uzun süre içerisinde çökelen karbonatların kalınlığı ve çökelme derinliğe kuzeyden güneye bir artış gösterir. Trodos ofiyolitinin yükselip kara haline geçmesi Miyosen'de ve bilhassa Orta Miyosen'de meydana gelmiştir.

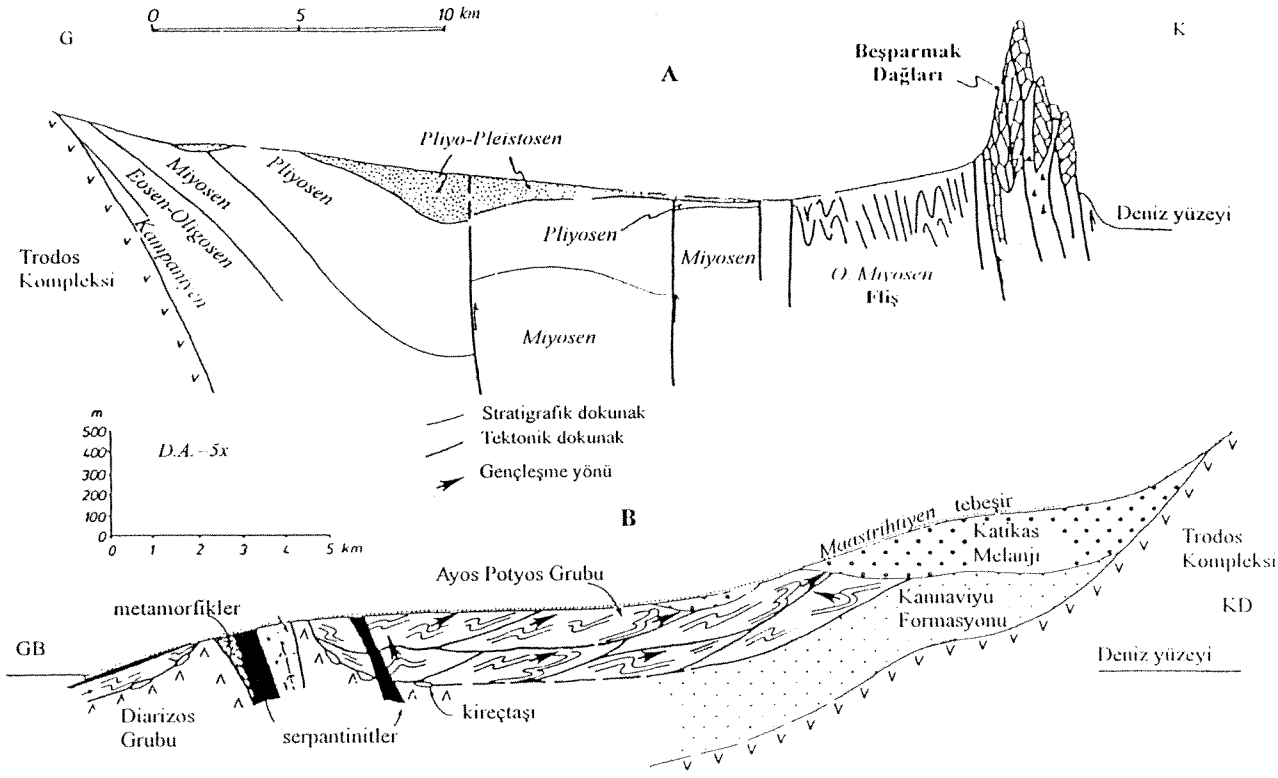
Trodos ofiyolitinin tarihi önemi, ofiyolit ile okyanus kabuğu arasındaki deneştirmenin ilk defa bu ofiyolit üzerinde yapılmış olmasıdır (Gass, 1968). Bu ilk yorumlarda Trodos ofiyoliti normal bir okyanus kabuğu parçası olarak kabul edilmiştir. Daha sonra Trodos ofiyolitinin en üst kesimini oluşturan yastık lavlar üzerinde yapılan jeokimyasal çalışmalar, bu bazaltların jeokimyası itibari ile ada yayı veya yay-ardı havzalarda oluşan toleyitik bazaltlara veya boninitlere benzediğini göstermiştir. Buna dayanarak yapılan tektonik evrim modellerinde, Trodos ofiyoliti Geç Kretase'de kuzeye doğru dalan Tetis okyanus litosferi üzerinde oluştuğu gösterilmektedir (Şekil 28).

Trodos ofiyolitinin önemli bir kesimini oluşturan levha dayk kompleksinde daykların doğrultusu kuzey-güney yönde olup, kuzey-güney uzanan bir okyanus-ortası sırta işaret etmektedir. Böyle bir yönelim Tetis okyanusunun bilinen D-B yönelimi ile çelişkilidir. Bu nedenle Trodos



Şekil 32. Güney Kıbrıs'ın Maastrihtiyen ile Holosen arası paleocoğrafyası. Rekonstruksiyon Kıbrıs'ın bugünkü konumuna göre yapılmış ve Kıbrıs'ın Geç Kretase ile Eosen arasında saatin ters yönünde 90° döndüğü göz önüne alınmamıştır (Robertson, 1977'den).

ofiyolitinin oluştuktan sonra düşey bir eksen etrafında döndüğü farz edilmiştir fakat bu rotasyonun ne zaman olduğu tartışmalıdır. Yapılan son paleomanyetik çalışmalar Trodos ofiyolitinin Geç Kampaniyen-Erken Maastrihtiyen arasında yelkovan gidişinin ters yönünde dönmeye başladığını göstermiştir (Clube vd., 1985; Clube ve Robertson, 1986; Abrahamsen ve Schönharting, 1986). Yukarıda anlatıldığı gibi Trodos ofiyolitini etkileyen en önemli deformasyon Turoniyen-Maastrihtiyen arası olmuştur.



Şekil 33. Kıbrıs'taki Trodos ofiyolitinin kuzey (A) ve güney (B) yamacından alınan jeolojik kesitler (Robertson ve Woodcock, 1980'den). Kesit (B) Mamoniya kompleksinin (Diarizos ve Ayos Potyos grupları) Trodos ofiyoliti ve Maastrihtiyen çökellerine göre tektonik ve stratigrafik konumunu vermektedir. Kesit (A) ise Trodos ile Beşparmak dağları arasındaki Mesarya Havzası'nın stratigrafisini göstermektedir.

Hatay'da İskenderun Havzası'nın güneyinde yer alan Kızıldağ ofiyoliti birçok bakımdan Trodos ofiyolitine benzerlik gösterir (Şekil 1). Kızıldağ ofiyoliti, Trodos ofiyoliti gibi düzenli bir stratigrafiye sahiptir; en alttaki ultramafik kayalardan en üstteki yastık lavlara kadar tüm ofiyolit istifi muhafaza olmuştur. Kızıldağ ofiyoliti üzerinde uyumsuzlukla Maastrihtiyen çökelleri yer alır, ofiyolitten alınan izotopik yaşlar ofiyolit oluşum yaşı olarak Geç Kretase'yi işaret etmektedir (Tinkler vd., 1981; Tekeli ve Erendil, 1986; Dilek ve Delaloye, 1992). Kızıldağ ofiyolitinin Trodos ofiyolitine benzeyen bu yönleri dışında, Trodos ofiyolitinden en büyük farkı tektonik konumudur. Kızıldağ ofiyoliti Arabistan Platformunun Paleozoyik'ten Kretase'ye uzanan sedimenter örtüsü üzerine yerleşmiştir ve Arabistan Platformu'nun kuzey kenarı boyunca Geç Kretase'de yerleşen ofiyolitlerden birisini oluşturur (Ricou, 1971; Yılmaz, 1993). Trodos ofiyolitinin tabanı gözlenmemekle beraber, konumu itibari ile altında Arabistan Platformunun olması mümkün değildir. Çoğu araştırıcıya göre Trodos Ofiyoliti esas olarak otokton bir konumdadır, bir diğer deyiş ile altında kıtasal kabuk bulunmamaktadır.

10. MAMONİA KOMPLEKSİ

Trodos ofiyolitinin güneybatısında yer alan Mamonia kompleksi başlıca Mesozoik yaşta sedimenter ve volkanik kayalardan oluşmuştur (Şekil 31). Mamonia kompleksi iki birime ayrılabilir (Robertson and Woodcock, 1980): bazalt, resifal kireçtaşı ve yarı pelajik çökellerden

oluşan Geç Triyas yaşında Diarizos Grubu, ve Geç Triyas-Orta Kretase arası kuvars arenit, kalsitürbidit, mikrit ve pelajik silisli çökellerden oluşan Ayos Potyos Grubu. Ayios Photios grubu birçok yatay bindirme diliminden oluşur (Şekil 33B). Dilimlenmenin yaşı Turoniyen ile Geç Maastrihtiyen arasında sınırlandırılmıştır.

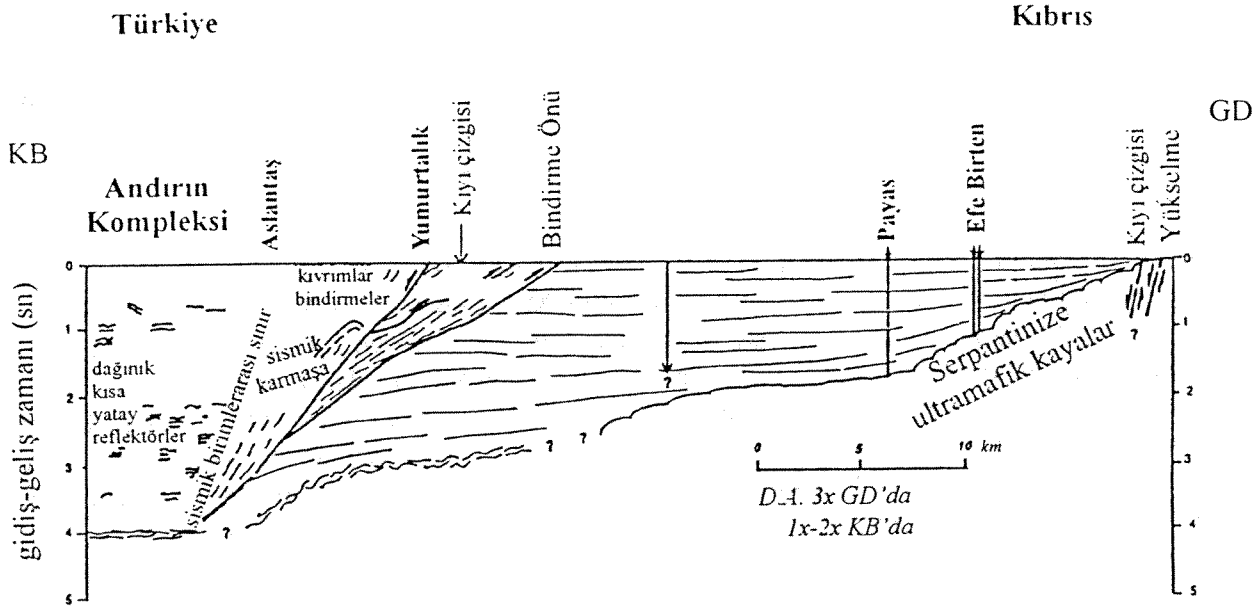
Mamonia kompleksinin tektonik konumu ve hangi yönden tektonik olarak taşınıp geldiği hala tartışılan, çözülememiş bir konudur. Bir görüşe göre Mamonia Kompleksi, Trodos ofiyolitinin üzerinden tektonik olarak aşarak gelmiştir (Lapierre, 1975; Baroz vd., 1976). Biju-Duval vd., (1976)'ya göre ise Mamonia Kompleksi Trodos ofiyolitinin tektonik olarak altındadir, ve Trodos ofiyoliti ile beraber Geç Kretase'de kuzeyden, İzmir-Ankara-Erzincan kenetinden, büyük bir nap paketi halinde gelmiştir. Robertson ve Woodcock (1979; 1980) ise Mamonia Kompleksi'nin bugünkü güneybatıdan (Trodos'un rotasyonu öncesi kuzeyden) geldiğini ileri sürmektedir. Bu görüşe göre Mamonia Kompleksi'nin Mesozoyik süresince Antalya naplarına benzeyen bir konumu vardı. Geç Triyas'ta riftleşme ile açılan ve güneye bakan bir pasif kıta kenarı çökellerini temsil ediyordu. Geç Kretase'de bu çökeller tektonize olarak güneye, bugün Trodos ofiyoliti tarafından temsil edilen okyanus kabuğu üzerine kaymıştır. Bu hipotezin zayıf yanı Geç Kretase tektonizması için bir neden ileri sürememesi, ve kıta kenarı çökellerinin sıkışma sırasında daha derine okyanus kabuğu üzerine itilmesi gibi, akla pek uygun gelmeyen bir görüş içermesidir.

11. MESARYA VE İSKENDERUN HAVZALARI

Mesarya ve İskenderun havzaları güneydoğuda Üst Kretase ofiyolit mostraları (Trodos ve Kızıldağ ofiyolitleri) ile kuzeybatıda Beşparmak-Misis-Andırın yükselimi arasında 30-40 km genişlikte bir kuşak oluşturur. Doğal olarak Mesarya Havzası'nın stratigrafisi, deniz ile kaplı olan İskenderun Havzası'na göre, daha iyi bilinmektedir. Mesarya Havzası'nda 2000 metreyi aşkın, çoğu denizel, Alt Miyosen ve daha genç yaşta çökeller bulunur (Şekil 33; Baroz ve Bizon, 1974). Alt Miyosen çökellerinin tabanı genellikle gözükmemektedir. Yalnızca Mesarya Havzası'nın batısında Güzelyurt bölgesinde Alt Miyosen marn ve tebeşirleri uyumsuzlukla Trodos ofiyolitinin yastık lavları üzerinde yer alır (Gökçekuş ve Olgun, 1993). Gravite ve manyetik çalışmaların sonuçları da Trodos ofiyolitinin Mesarya Havzası'nın altına kadar uzandığını göstermektedir (Aubert ve Baroz, 1974). Mesarya Havzası'nda Miyosen ve Pliyosen çökelleri genellikle silisiklastik turbidit, marn ve kireçtaşından oluşmuştur. İstif içerisinde Geç Miyosen'de, Messiniyen olayına karşılık gelen bir uyumsuzluk düzeyi vardır. Mesarya havzası denizel karakterini Pliyosen sonunan kadar korumuş, bölgenin kara haline gelmesi Pleistosen'de gerçekleşmiştir.

İskenderun Körfezi'nin güneydoğu kesiminde yapılan sondajlar temelde serpantinit kayalarını kesmiştir. Bu durum Hatay'daki Kızıldağ ofiyolitinin, aynı Trodos ofiyoliti gibi derinde kuzeye doğru uzandığını ve çok muhtemelen İskenderun Havzası'nın temelini oluşturduğunu göstermektedir (Şekil 34; Karig ve Kozlu, 1990).

İskenderun Körfezi'nde yapılan sondajlarda serpantinit üzerinde, kalınlığı 2000 metreyi bulabilen, genelikle silisiklastik türbiditlerden oluşan, Langiyen'den (Orta Miyosen) günümüze kadar uzanan bir istif yer alır (Şekil 34). Batıya Misis-Andırın yükseltisine doğru ofiyolit temel üzerindeki istif kalınlaşmakta ve 3000 metreyi bulmaktadır. İskenderun Körfezi'nin bu batı kesiminde Kızıldağ ofiyoliti üzerinde çökelmiş olan Senoniyen-Alt Tersiyer istifi muhtemelen kısmen veya tamamen korunmuştur (Karig ve Kozlu, 1990). İskenderun Havzası'nın kuzeybatı sınırını, güneydoğuya doğru dilimlenmiş Misis-Andırın yükseltisi oluşturur (Şekil 34).



Şekil 34. İskenderun havzası ve Misis sırtından alınmış bir sismik kesitin yorumu (Karig ve Kozur, 1990'dan). İskenderun Havzası'nın temelini doğuda, petrol sondajlarında tespit edildiği üzere (Payas ve Efe Birten kuyuları), Kızıldağ ofiyolitinin serpentanitleri oluşturur.

12. BEŞPARMAK-MİSİS-ANDIRIN SIRTI

Kıbrıs'taki Beşparmak dağlarından kuzeydoğuya Maraş'a kadar uzanan, genellikle 10 km'den az genişlikte, fakat 450 km uzunlukta yay şeklinde bir yükselim bulunmaktadır. Bu yükselim deniz altında da bir sırt olarak takip edilmekte, ve kuzeydeki Adana-Kilikya Havzası'nı, güneydeki Mesarya-İskenderun Havzası'ndan ayırmaktadır (Şekil 4). Bu önemli sırt Kıbrıs Beşparmak dağları ve Misis-Andırın kuşağı olarak ayrı ayrı tanımlanacaktır.

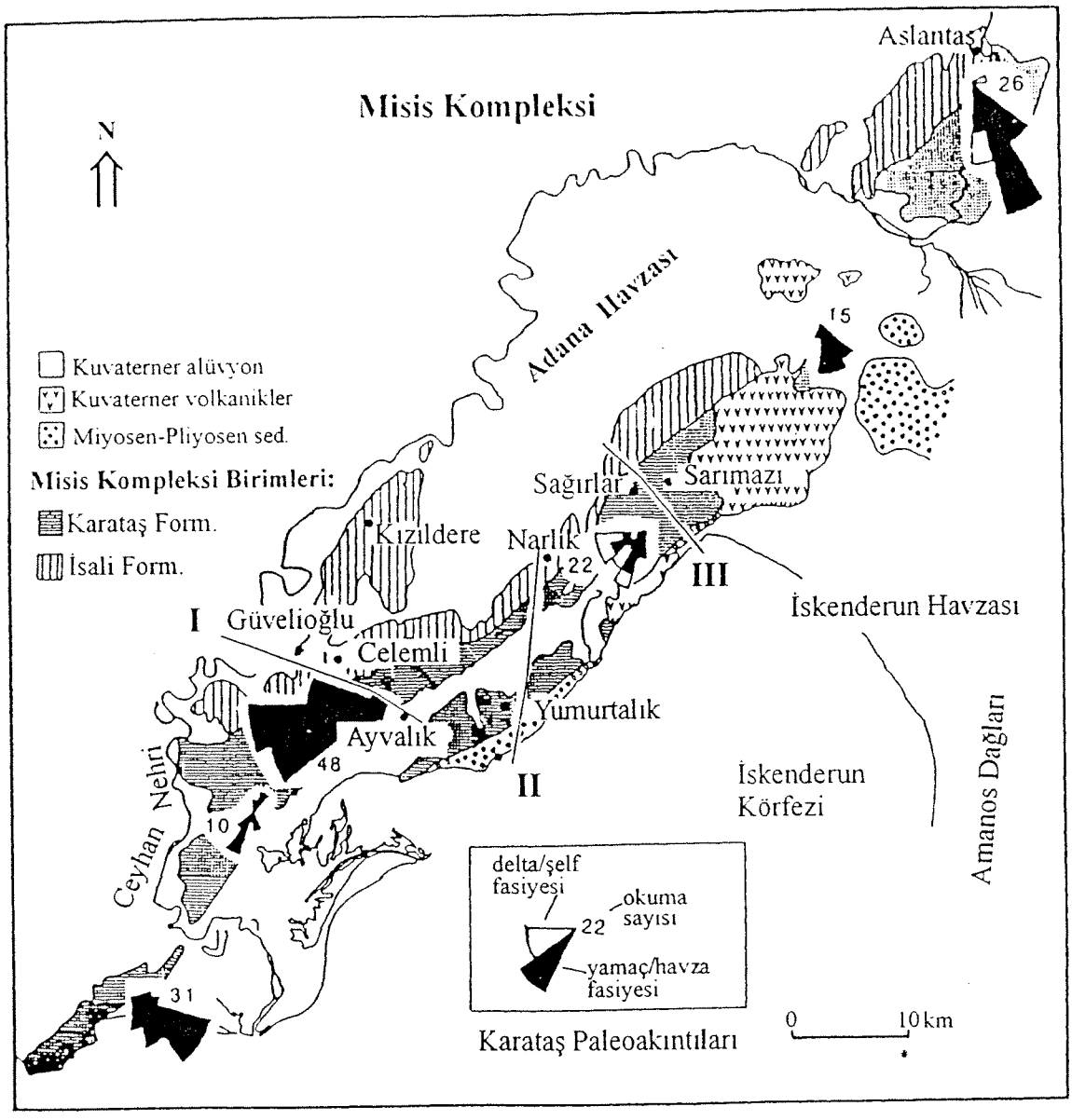
12.1. Kıbrıs Beşparmak Dağları

Beşparmak dağları dik açılarla kuzeye eğimli tektonik dilimlerden oluşur (Şekil 33A). Gravite ve manyetik çalışmalar Trodos ofiyolitinin derinde Mesarya Havzası'nın kuzey sınırına kadar uzandığını, fakat Beşparmak dağları altında keskin bir şekilde son bulduğunu göstermektedir (Aubert ve Baroz, 1974). Trodos ofiyoliti ile karşılaştırıldığında Beşparmak dağlarının jeolojisi üzerinde yapılmış araştırmalar kısıtlı sayıdadır (Ducloz, 1972; Baroz, 1980; Robertson ve Woodcock, 1986). Bu araştırmalara göre Beşparmak dağları Permiyen-Miyosen arasında çökelmiş kayalardan oluşur ve bu kayaların stratigrafisi Anatolid-Torid Bloku'nun stratigrafisine yakın bir benzerlik gösterir. Bölgede saptanan en yaşlı kayalar Üst Eosen türbiditleri içinde bulunan Permiyen kireçtaşlarıdır. Triyas-Alt Kretase kayaları, Toroslar'da olduğu gibi, duraylı bir karbonat platformunda çökelmiş neritik kireçtaşlarından yapılmıştır. İstifte saptanan ilk deformasyon Senoniyen yaşındadır; bu deformasyonla beraber istif kısmen metamorfizmaya uğramıştır. Robertson ve Woodcock (1986)'ya göre Geç Kretase deformasyon ve metamorfizmasının nedeni Neo-Tetis güney kolunun kuzeye doğru dalma-batmaya başlamasıdır. Bu dönemde Beşparmak dağlarının Anatolid-Torid karbonat platformunun en güney ucunu oluşturduğu farz edilmektedir. Beşparmak dağlarındaki Senoniyen-Eosen istifi pelajik kireçtaşı, volkanik kaya, breş ve olistolitli türbiditlerden oluşur. Bu orojenik istif bir yay-içi havzada ve/veya yay-önü havzada çökelmiş olabilir. Robertson ve Woodcock (1986) Geç Kretase'de Beşparmak dağlarının sağ-yönlü bir doğrultu-atımlı fay zonu olarak da işlev gördüğünü ileri sürer. Eosen'de Beşparmak dağları önemli ikinci bir kompressif deformasyon geçirmiş ve buna bağlı olarak yükselmiş ve aşınmıştır. Daha üstte yer alan ve kalınlığı 2 000 metreyi geçen Oligosen ve Miyosen serisi genellikle türbiditlerden

oluşur. Bu dönemde Beşparmak dağları, güneyindeki Mesarya havzası ve kuzeyindeki Kilikya havzaları ile bir bütün oluşturmuş ve yükselen Toroslar'dan bolca klastik malzeme almıştır. Bu klastik istif içerisinde bilhassa Orta-Üst Miyosen yaşlı, kalınlığı 1500 metreyi geçen fliş serileri önemli yer tutar. Beşparmak dağlarının yükselmesine yol açan son önemli sıkışmalı deformasyon Pliyosen yaşındadır.

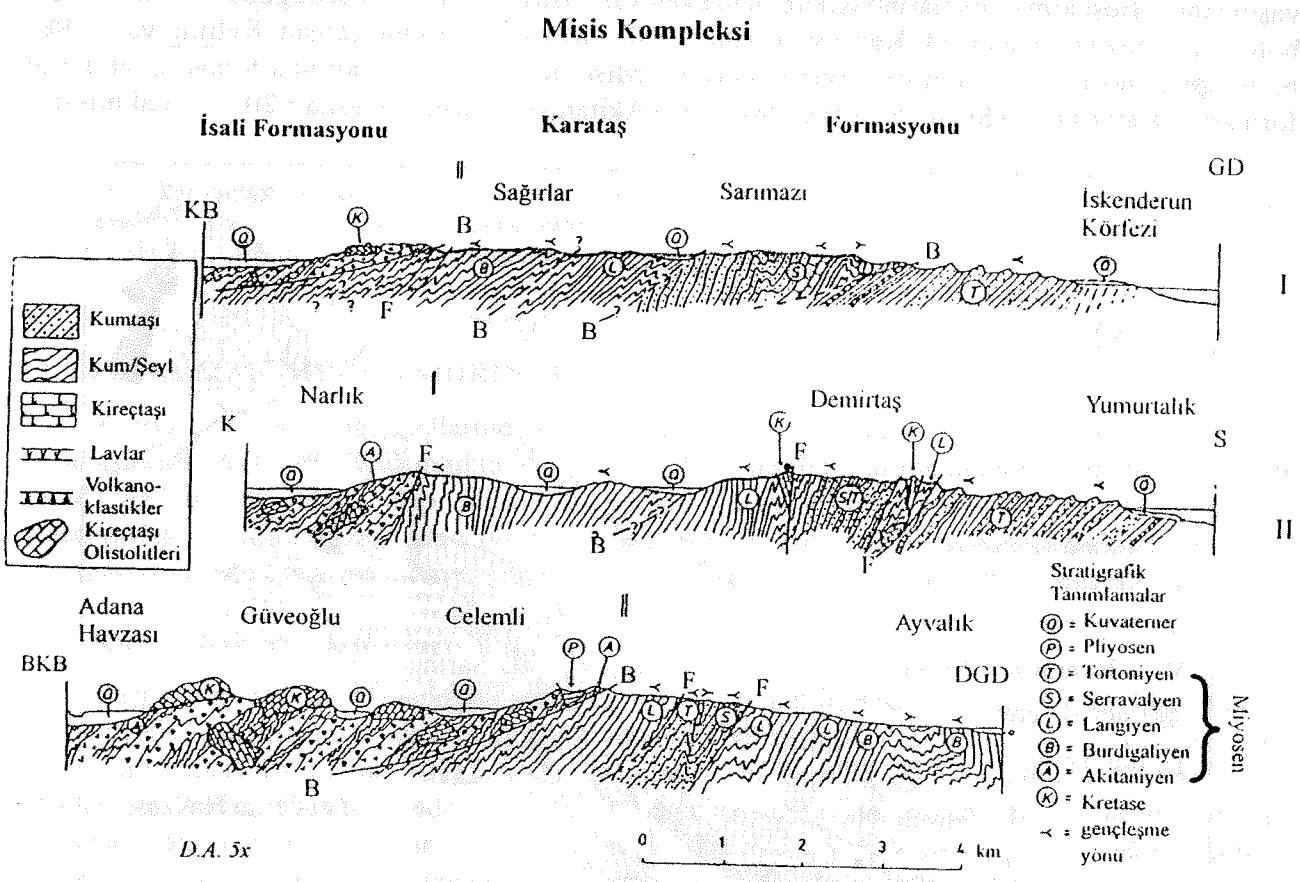
12.2. Misis-Andırın dağları

Adana ile İskenderun havzaları arasındaki sınırı oluşturan Misis dağları çeşitli jeologlar tarafından araştırılmıştır (Schiettecatte, 1971; Kelling vd., 1987; Karig ve Kozlu, 1990). Misis sırtı, Beşparmak dağları gibi, birkaç kilometre kalınlıkta kuzeye dikçe eğimli tektonik dilimlerden oluşur; Beşparmak dağlarından farklı olarak bu dilimleri oluşturan kayaların çok büyük bir kesimi Miyosen yaşındadır. Beşparmak dağlarındakilere benzeyen yaşlı istifler, daha kuzeydoğuda bulunan Andırın bölgesinde gözlenir (Şekil 34, Karig ve Kozlu, 1990). Misis bölgesinde çalışan Kelling vd., (1987), bu bölgede mostra veren deforme olmuş kayaları Misis Kompleksi adı altında toplamış ve iki ana formasyona ayırmıştır (Şekil 35). Erken Miyosen (Akitaniyen) yaşta, ve asgari 2000 m kalınlıkta



Şekil 35. Misis dağlarının jeoloji haritası. Gül diyagramları paleoakıntı yönlerini göstermektedir (Kelling vd., 1987).

İsali formasyonu olistostromal ve/veya melanj tipi bir birimdir. Erken Miyosen yaşta volkanojenik kumtaşı ve şeyller içinde çok değişik büyüklükte Mesozoik kireçtaşı, asitik, mafik ve ultramafik magmatik kaya ve volkanoklastik sedimenter kaya blokları yer alır. İsali Formasyonu tektonik bir dokanakla, Burdugaliyen-Tortoniyen yaş aralığındaki Karataş formasyonu üzerinde yer almaktadır (Şekil 36). Karataş Formasyonu esas olarak1500 ile 3000 metre arası kalınlıkta bir silisiklastik türbidit istifidir. Floyd vd., (1990) bu istifin bir yay-önü havzada çökeldiğini ileri sürer. Misis Kompleksi sedimanlerinde yapılan paleo-akıntı ölçümleri sediman geliş yönünün kuzeydoğudan olduğunu göstermiştir (Şekil 35; Kelling vd., 1987). Misis Kompleksi içinde bulunan yerli ve ekzotik magmatik kayalar genellikle volkanik yay jeokimyasına sahiptir (Floyd vd., 1990). Yapısal olarak Misis Kompleksi dikçe kuzeye eğimli, 1-2 km kalınlıkta dilimlerden oluşur. Deformasyonun yaşı Pliyosen olmalıdır, fakat Akitaniyen istifinde gözlenen çok sayıda olistolit, deformasyonun Miyosen başında da etkin olduğuna işaret etmektedir.



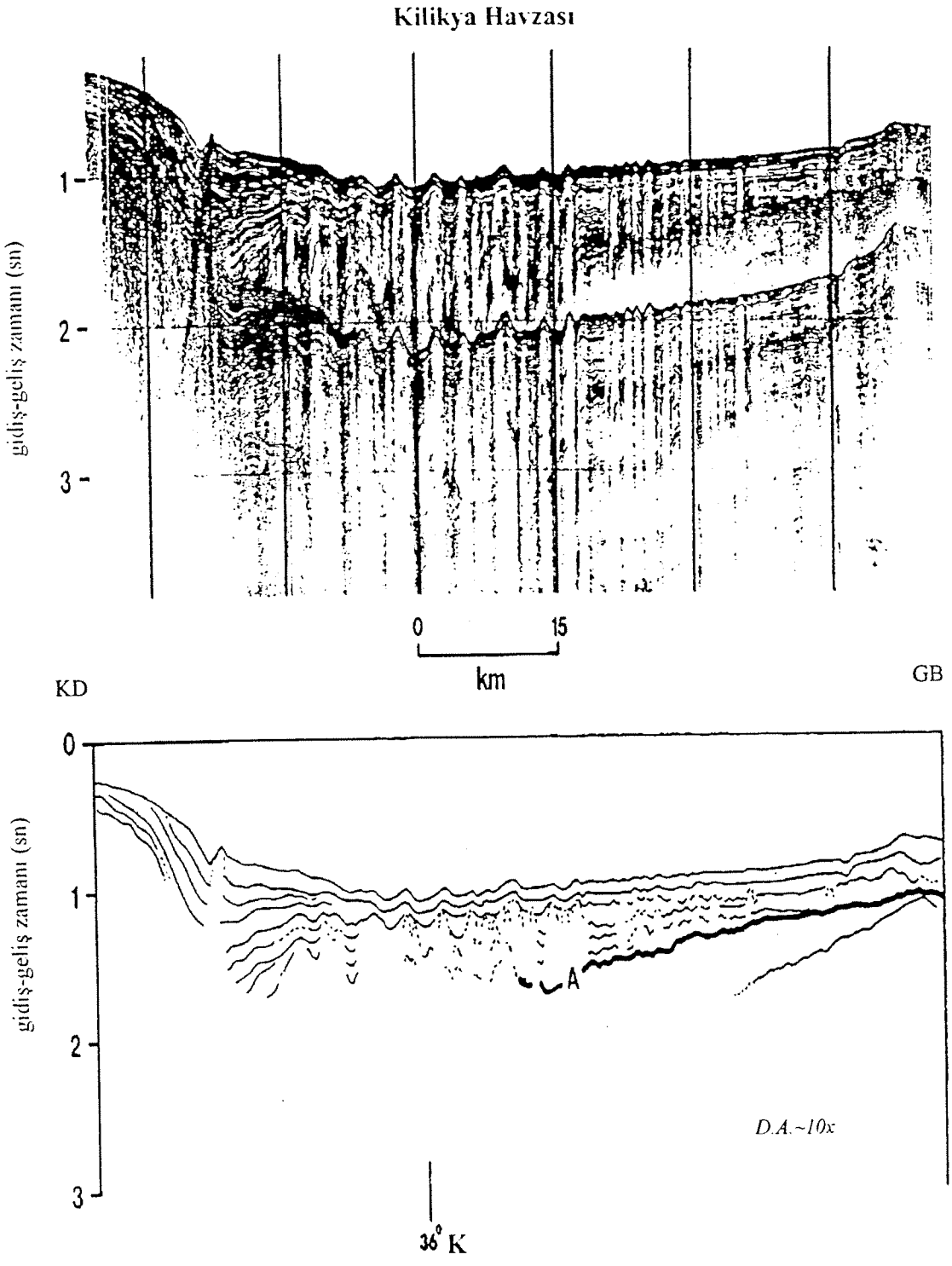
Şekil 36. Misis dağlarından alınan jeolojik kesitler. Lokasyon için Şekil 35'e bakınız. Tespit edilen stratigrafik yaşlar işaretlenmiştir (Kelling vd., 1987). Düşey abartma yaklaşık beş defa.

Karig ve Kozlu (1990) Beşparmak-Misis sırtı boyunca gözlenen en Geç Miyosen-Pliyosen deformasyonunu, bu zamanda oluşan Ölü Deniz ve Doğu Anadolu transform faylarının yarattığı bölgesel sıkışmaya bağlamaktadır.

13. ADANA-KİLİKYA HAVZASI

Kıbrıs ile Toroslar arasında kalan kuzeydoğu yönelimli, yaklaşık 80 km genişlikte ve 280 km uzunluktaki büyük havza, Adana-Kilikya havzası olarak isimlendirilmiştir (Şekil 4). Bu havza kuzeydoğusunda karasal bir kesimden (Adana havzası), batısında ise derinliği 1000 metreyi geçen denizel bir bölümden (Kilikya havzası) oluşur. Adana-Kilikya havzası Beşparmak dağlarından

Misis dağlarına uzanan bir sırt ile İskenderun Havzası'ndan ayrılır (Şekil 4). Kuzey-güney gidişli bir denizaltı yükselimi, Kilikya havzası ile daha batıda yer alan Antalya havzası arasındaki sınırı oluşturur (Şekil 4).



Şekil 37. Kilikya Havzası'ndan alınan sismik yansıma kesiti (Woodside, 1977'den). Lokasyon için Şekil 5'e bakınız. (A) reflektörü Messiniyen evaporit katmanının üst yüzeyini temsil etmektedir. Pliyosen-Kuvaterner çökel eğimlerinin Kıbrıs'tan kuzeye havzanın merkezine doğru olduğuna ve yine bu yöne doğru istif kalınlığının arttığına dikkat ediniz. Bu gözlemler Messiniyen'den beri Kilikya Havzası'nın Kıbrıs'a göre çöktüğünü göstermektedir.

Adana havzası içerdiği petrol potansiyeli sebebi ile jeolojik açıdan yoğun olarak incelenmiş ve havzada çok sayıda petrol amaçlı sondaj yapılmıştır (Özer vd., 1974; Görür, 1982; Yalçın ve Görür, 1984). Havza oluşumuna Alt Miyosen'de başlamış ve günümüze kadar 6 000 metreye ulaşan sedimanlar çökelmiştir. Havzanın temelini Toroslar'ın ve Misis dağlarının deforme olmuş, çoğu allokton Paleozoyik-Mesozoyik kayaları ve ofiyolitler oluşturur. Burdugaliyen'de güneydoğudan gelen bir transgresyonla kalınlığı 300 metreyi bulan konglomera, kumtaşı ve silttaşları, düzensiz bu topografya üzerine çökelmiştir. Bu kaba kırıntılılar üzerine kalınlığı 10 ile 350 metre arasında değişen sığ denizel kireçtaşları yer alır. Adana Havzası'nın büyük çökmesi Langiyen-Serravaliyen'de gerçekleşmiş, neritik kireçtaşları üzerine kalınlığı 3000 metreyi aşan silisiklastik türbiditler ve derin deniz şeylleri çökelmiştir. Erken Tortoniyen'de başlayan regressif çökelme dönemi Messiniyen'de evaporit oluşumu ile son bulmuştur. Kalınlıkları 100 ile 900 metre arasında değişen Messiniyen evaporit seviyeleri Adana Havzası'nın iç kesimlerinde yapılan sondajlarda kesilmiştir (Yalçın ve Görür, 1984).

Pliyosen'de yeni bir deniz transgresyonu ile Adana Havzası'nda 400-450 m kalınlıkta sığ denizel kireçtaşı, kumtaşı ve şeyl çökelmiştir.

Adana Havzası'nın denize olan uzantısını teşkil eden Kilikya havzası da çok muhtemelen Burdugaliyen'de oluşmaya başlamıştır. Buna karşın bu havzada atılan sismik kesitlerde sağlıklı saptanabilen en derin reflektör Messiniyen evaporit katmanının üst yüzeyidir (Woodside, 1977; Evans vd., 1978). Kilikya Havzası'ndan alınmış bu tip bir sismik yansıma kesiti Şekil 37'de gösterilmiştir. Sismik kesit Adana Havzası'ndan güneybatıya Kıbrıs'a doğru uzanmaktadır. Kesitte Messiniyen evaporit katmanının üst yüzeyi, ve daha üstte yer alan Pliyosen-Kuvaterner istifi tanınabilmektedir. Messiniyen üst reflektörü Kıbrıs'tan kuzeye Kilikya Havzası'nın merkezine doğru derinleşmekte ve üstte yer alan Pliyosen-Kuvaterner istif aynı yönde kalınlaşmaktadır (Şekil 37). Kilikya Havzası'nın merkezinde Pliyosen-Kuvaterner istifin maksimum kalınlığı 1000 metre kadardır. Kıbrıs'tan güneye Kilikya Havzası'nın merkezine doğru alınan bir kesit boyunca Pliyosen-Kuvaterner tabaka eğimlerinin kuzeye doğru olması ve istif kalınlıklarının yine kuzeye Kilikya Havzası'nın merkezine doğru artması, Kilikya Havzası'nın, en azından Messiniyen'den beri, Kıbrıs'a göre çöktüğünü göstermektedir. Kilikya Havzası'nın merkezinde yer alan Pliyosen-Kuvaterner sedimanlarının yarattığı ağırlığa bağlı olarak bu bölgede yaygın tuz tektoniği gözlenir (Şekil 37). Tuz diyapirlerinin dağılımı Kıbrıs'ın kuzey sahil çizgisine, ve Miyosen-sonrası sediman kalınlık izopaklarına paralellik göstermektedir (Smith, 1977).

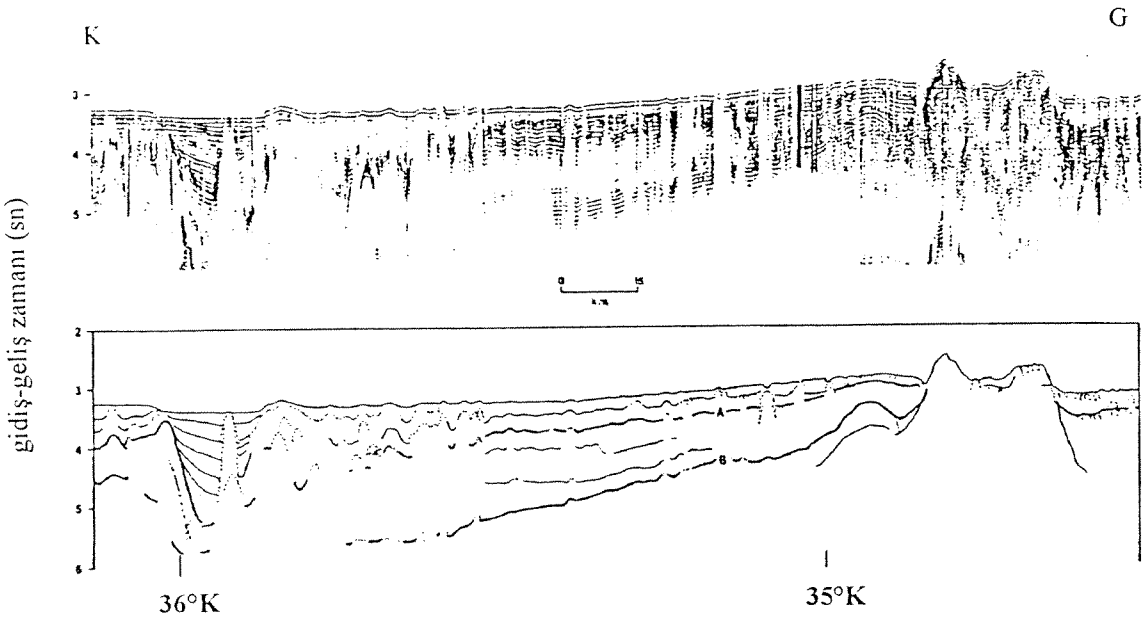
14. ANTALYA HAVZASI

Antalya havzası, Adana-Kilikya havzası gibi, karasal ve denizel olmak üzere iki kesimden oluşur (Şekil 4). Doğal olarak karasal kesimin jeolojisi çok daha ayrıntılı bilinmektedir. Havzanın denizel kesiminin stratigrafisi konusunda bilgimiz büyük ölçüde Messiniyen evaporit katmanı ve üzerindeki Pliyosen-Kuvaterner serileri ile sınırlıdır.

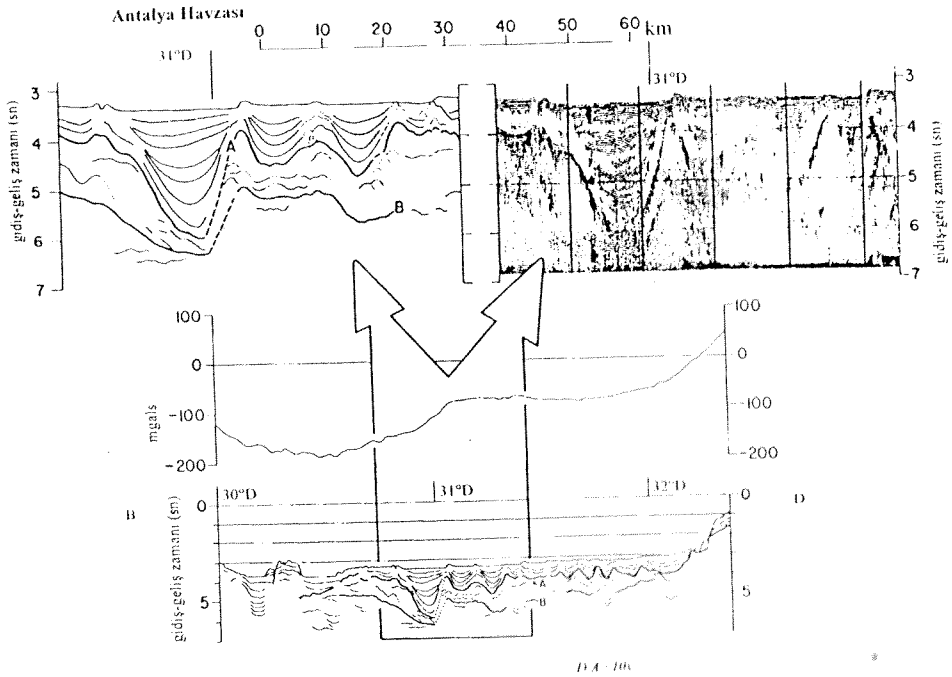
Antalya Havzası'nın karasal kesiminin temelini Geç Kretase ve Erken Tersiyer'de deforme olmuş Toros napları ve ofiyolitler oluşturur. Bu tekdüze olmayan temel üzerinde En Alt Miyosen'den Geç Tortoniyen'e kadar uzanan ve kalınlığı 3 km'yi geçen bir denizel istif çökelmiştir. Bu Miyosen denizel istifi çakıltaşı, kumtaşı, kireçtaşı ve turbiditlerden oluşur (Akay vd., 1985). Geç Tortoniyen'de bu istif kısmen deforme olmuş, ve tektonizma-sonrası karakterde Üst Messiniyen-Pliyosen yaşta ikinci bir denizel istif tarafından uyumsuzlukla örtülmüştür.

Antalya Körfezi ile Florens Yükselimi arasında yer alan, ve büyük bir kesimi 2000 m'den daha derin olan Antalya Havzası'nın denizel bölümünde de karadakine benzeyen bir Miyosen

stratigrafisi beklenir. Buna karşın bu kesimlerdeki sismik yansıma kesitlerinde rahatlıkla tanınabilen en alt seviye Messiniyen evaporit katmanıdır. Şekil 38 ve 39 Antalya Körfezi'nin açığından alınmış kuzey-güney, ve doğu-batı yönlü iki sismik refleksiyon kesitini göstermektedir (Woodside, 1977). Her iki kesitte de Messiniyen evaporit katmanının alt ve üst yüzeyleri açıkça görülmektedir. Evaporit katmanının kalınlığı Antalya Körfezi'nin merkezinden (~1.5 s veya ~3 km) güneye Florens Yükselimi'ne doğru azalmaktadır (Şekil 38). Messiniyen evaporit katmanı



Şekil 38. Florens Yükselimi'nden kuzeye Antalya Havzası'na doğru alınmış bir sismik kesit (Woodside, 1977'den). Lokasyon için Şekil 5' bakınız. (A) ve (B) reflektörleri Messiniyen evaporit katmanının üst ve alt yüzeylerini temsil etmektedir. Antalya Havzası'nın kuzeye doğru eğildiğine ve Pliyosen-Kuvaterner istifin kalın olduğu kesimlerde gelişmiş tuz diyapirlerine dikkat ediniz.



Şekil 39. Antalya Havzası'ndan doğu-batı yönünde alınan sismik yansıma kesiti ve kesit boyunca gravite anomalisi (Woodside, 1977'den). Lokasyon için Şekil 4'e bakınız. Sismik kesitin ayrıntılı olarak verilen bölümündetuz diyapirleri ve deniz tabında görülen asimetrik ufak tepeler dikkat çekmektedir.

üzerinde, yine kalınlığı güneye Florens Yükselimi'ne doğru azalan, 0.5-1 km kalınlıkta bir Pliyosen-Kuvaterner istifi yer alır (Şekil 38). Sismik kesitlerde gözlenen önemli husus istif kalınlıklarının Florens Yükselimi'nden Antalya Körfezi'nin merkezine doğru artması ve tabakalarının da düşük açılarla kuzeye doğru eğimli olmasıdır. Bu gözlem hiç olmazsa Messiniyen'den beri Antalya Havzası'nın Florens Yükselimi'ne göre çöktüğüne işaret eder.

Antalya Körfezi'nin merkezindeki kalın Pliyosen-Kuvaterner istifin oluşturduğu ağırlık nedeni ile bu bölgede tuz tektoniği yaygın olarak gelişmiştir (Şekil 39). Yükselen tuz diyapirleri deniztabanı morfolojisini de etkilemiş ve ufak tepecikler oluşturmuştur. Bu tepeciklerin asimetrik olması, bir diğer ifade ile güneybatı yamaçların daha dik bir eğime sahip olmaları, Antalya Körfezi'nde tuz tektoniğinin faylarla da ilişkili olabileceğini düşündürmektedir (Woodside, 1977).

15. ANAKSİMANDER DENİZALTI TEPELERİ VE FLORENS YÜKSELİMİ

Kıbrıs'tan batıya Teke Yarımadası'na doğru uzanan denizaltı yüksekliklerinin batı kesimi Anaksimander Denizaltı Tepeleri, doğu kesimi ise Florens Yükselimi olarak isimlendirilmiştir (Şekil 4). Düzensiz bir batimetriye sahip bu denizaltı sırtı kuzeydeki Antalya Havzası'nı güneydeki Levant Havzası'ndan ayırır.

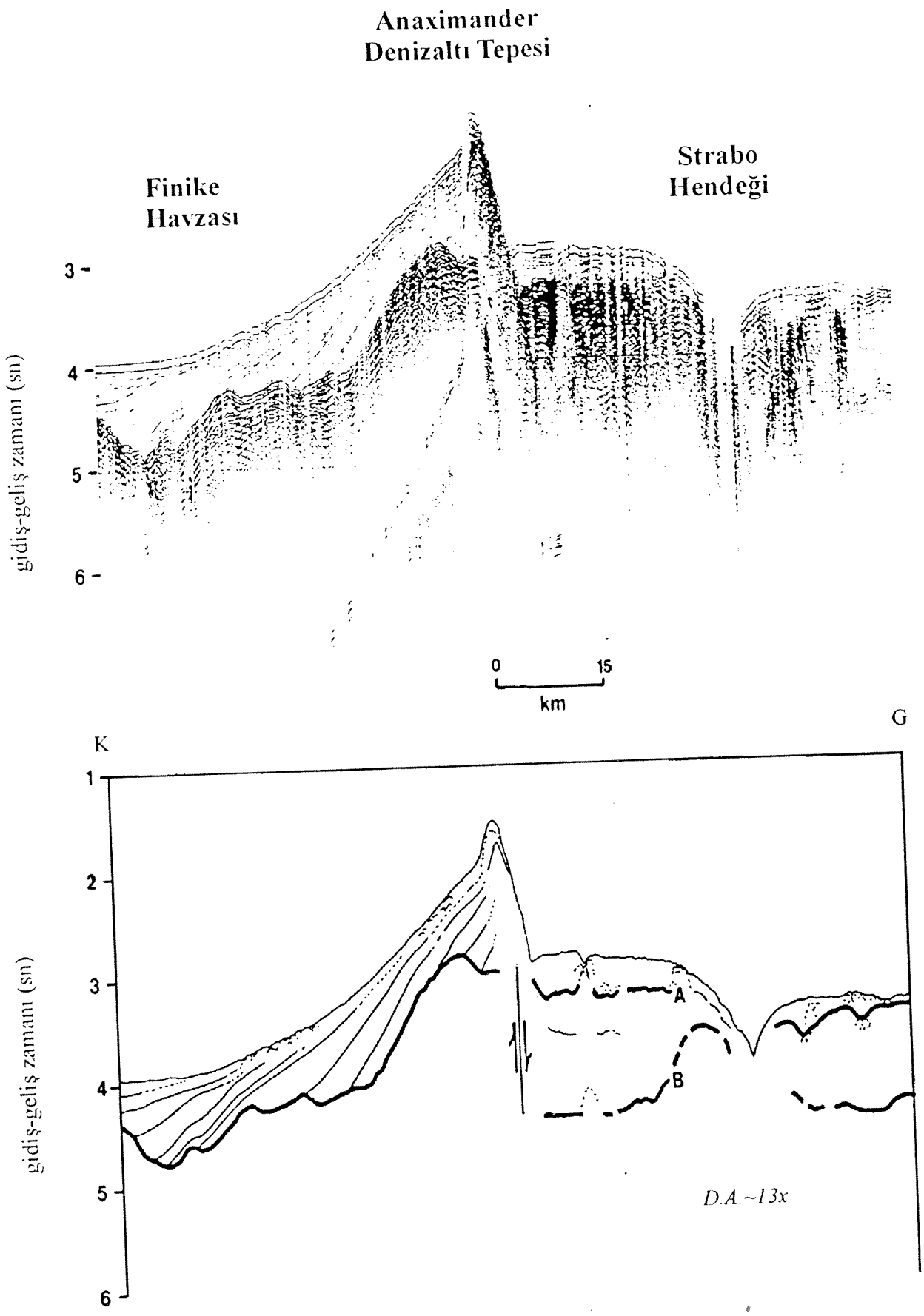
Biju-Duval vd., (1974) tarafından isimlendirilen Florens Yükselimi Kıbrıs yayının batıya doğru olan uzantısını teşkil eder, ve kuzey ve güneyindeki havzalara göre yaklaşık 1000 metre daha yüksektedir. Stratigrafi ve jeolojik yapı olarak da Florens Yükselimi Antalya ve Levant havzalarından farklılık arz eder (Hsü vd., 1978).

Antalya Havzası'nın altında 5 km derinde olan akustik temel (muhtemelen Toros napları ve/veya ofiyolitler) Florens Yükselimi'ne doğru yükselir (Şekil 38). Antalya Havzası'nda 2500 metre kalınlığa sahip olan Messiniyen evaporitleri, Florens Yükselimi'ne doğru incelerek kaybolur, Florens Yükselimi üzerinde sadece ince bir Pliyosen-Kuvaterner örtü bulunmaktadır (Şekil 38). Florens Yükselimi güneyde bir fay zonu tarafından sınırlandırılmıştır.

Derin Deniz Delme Projesi (DSDP) kapsamında Florens Yükselimi üzerinde iki adet sondaj yapılmıştır. Sondajlardan biri (375 numaralı kuyu) Florens Yükselimi'nin Levant Havzası'na bakan güney yamacının üst kesimlerinde, diğeri (376. kuyu) Antalya Körfezi'ne bakan kuzey yamacında, evaporit katmanının inceldiği bir noktada yapılmıştır. Burdugaliyen-Kuvaterner istifi 375. kuyuda, Messiniyen-Holosen istifi ise 376. kuyuda kesilmiştir. Florens Yükselimi'nin üst kısımlarında açılan 375. kuyuda Messiniyen öncesi Miyosen çökelleri 600 metreyi aşan kalınlıkta distal turbiditler, pelajik marn ve kireçtaşlarından oluşur (Hsü vd., 1978). Bunlar üzerinde yer alan Messiniyen evaporitleri 50-100 metre arası bir kalınlığa sahiptir. Daha üstte ise tüf ve sapropel arakatkılı ince bir Pliyosen-Kuvaterner marn serisi bulunmaktadır.

Anaksimander Denizaltı Tepeleri hakkında doğrudan veri çok azdır. Fakat bu yükseltilerin Teke Yarımadası'na çok yakın olduğu göz önüne alınırsa, Antalya napları ve Beydağı otoktonu gibi Toros birimlerinden oluştuğu ve üzerinde ince bir Miyosen-Pliyosen örtüsünün bulunduğu söylenebilir.

Anaksimander Denizaltı Tepeleri'nden kuzey-güney yönde alınan bir sismik kesit (Şekil 40), tepenin kuzeyinde yer alan Finike Havzası'na göre yükselmiş olduğunu ve güney yamacının faylı olduğunu göstermektedir.



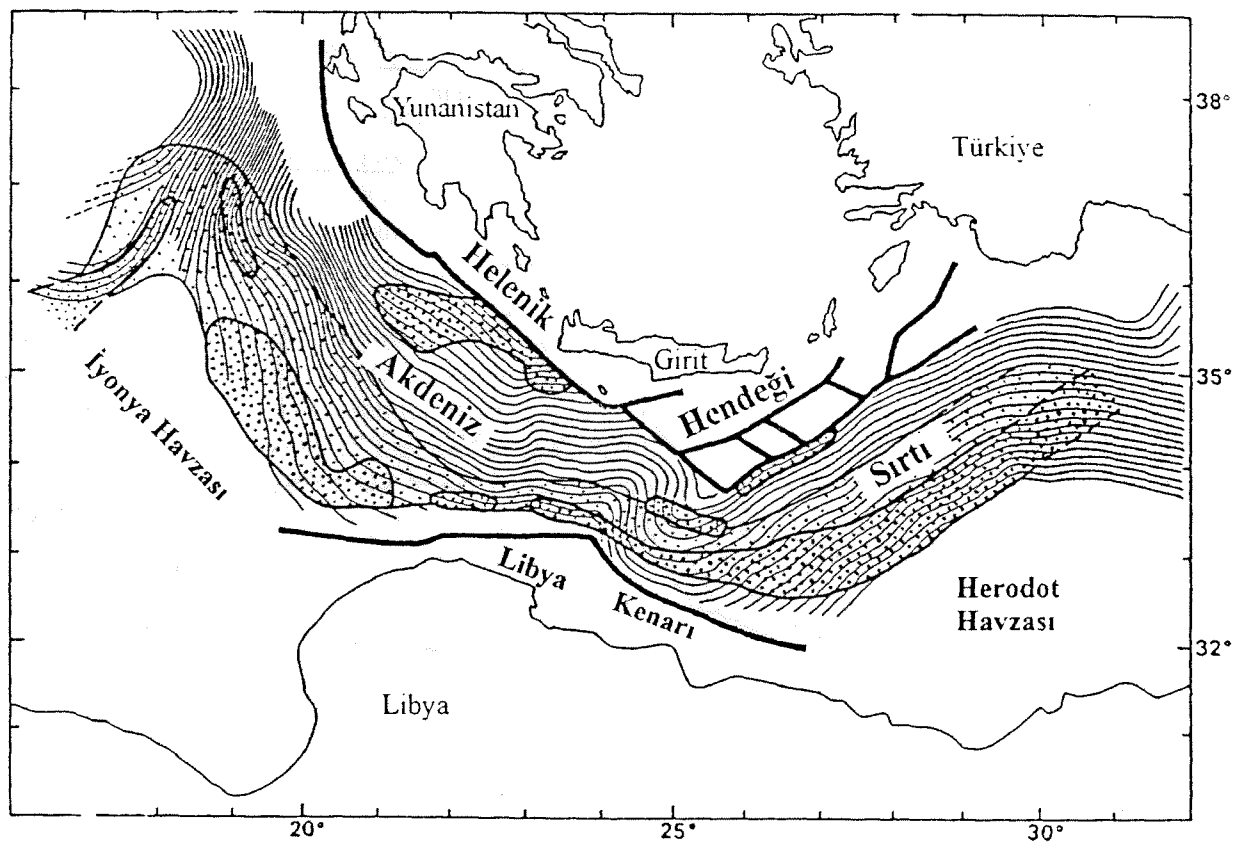
Şekil 40. Anaksimander Denizaltı Tepeleri üzerinden kuzey-güney yönde alınan sismik kesit (Woodside, 1977). Lokasyon için Şekil 4'e açıklamalar için metine bakınız. (A) ve (B) reflektörleri Messiniyen evaporit katmanının üst ve alt yüzeylerini temsil etmektedir.

16. AKDENİZ SIRTI

Anaksimander Denizaltı Tepeleri ve Florens Yükselimi'nden batıya İtalya'ya kadar uzanan yayvan denizaltı yükselimi Akdeniz sırtı olarak bilinir (Şekil 4). Akdeniz sırtı 1300 km kadar olan uzunluğu ve ortalama 200-250 km genişliği ile Akdeniz'deki yapılar arasında en büyük olanıdır. Akdeniz sırtının kapladığı alan Türkiye yüzölçümünün üç katından fazladır. Bu muazzam yapı Helenik dalma-batma zonu üzerinde oluşmuş ve oluşmakta olan devasa bir eklenir prizmayı (accretionary prism) temsil eder.

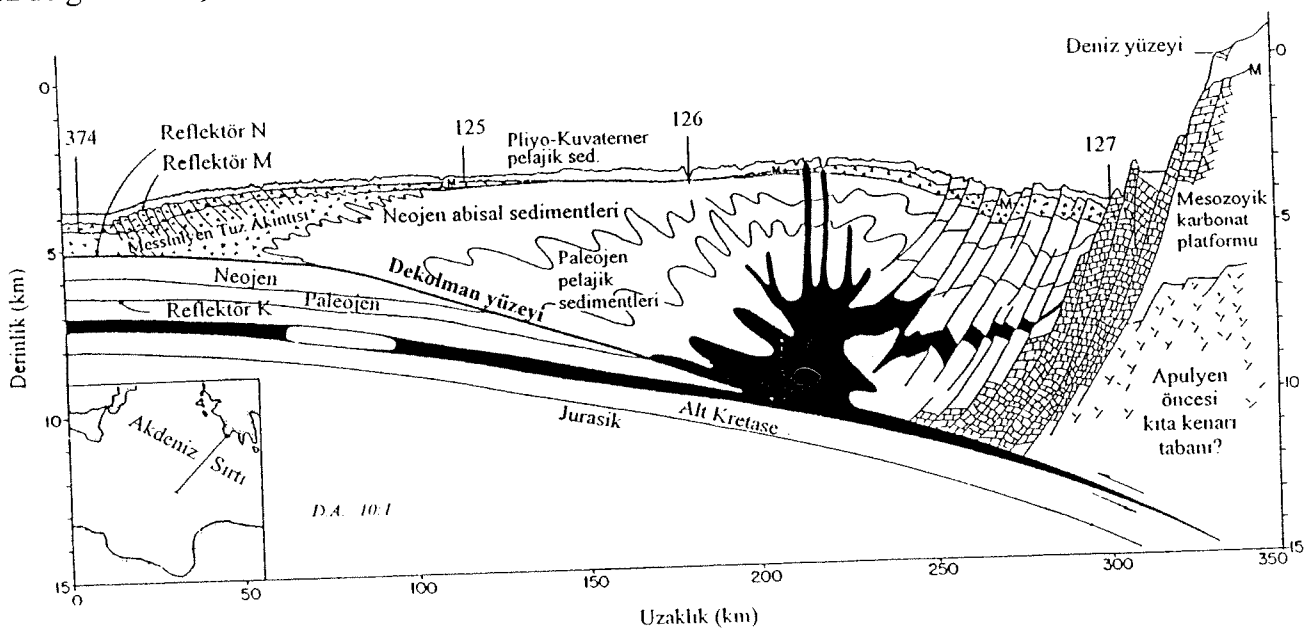
Akdeniz sırtı, kuzeyindeki Helenik hendeğinden yaklaşık 2 km, güneyindeki Herodot ve Messina havzalarından 1 km daha yüksektedir. Batı ve doğuya doğru bu yükseklik farkı gittikçe kaybolur ve Akdeniz sırtını ayrı bir yapı olarak tanımlamak güçleşir. Akdeniz sırtı genellikle tek bir tepe çizgisine sahip değildir, birbirine yarı parallel uzanan birkaç tepe çizgisi bulunur (Stride vd., 1977). Enine kesitlerde Akdeniz sırtı asimetrik bir profil gösterir, daha dik olan kuzey kanatta eğimler 3.5° kadar çıkar, güney kanatta ise eğimler genellikle 1°'den azdır.

Akdeniz sırtının en tipik morfolojik özelliği sırt üzerinde deniz yüzeyinin düz olmayıp çok sayıda inişli çıkışlı engebeler içermesidir. Bu engebeli denizaltı morfolojisi, ana sırtın yönelimine parallel çok sayıda kıvrım nedeni ile gelişmiştir (Şekil 41). Kademeli (en echelon) olarak gözlenen bu antiklinal ve senklinallerin ortalama genliği 200-300 metre, dalga boyu ise 1-2 km'dir. Kıvrımlar eksenleri boyunca 20 km'ye kadar takip edilebilir. Bu kıvrımlar Akdeniz sırtının sıkışmalı (kompresyonal) bir yapı olduğunu en kuvvetli bir şekilde ifade etmektedir.



Şekil 41. Akdeniz sırtındaki kıvrım eksen yöneliminin şematik haritası (Le Pichon ve diğerleri, 1982'den). Kıvrım eksen yönelimlerinin sırtın genel gidişine parallel olduğuna dikkat ediniz. Noktalı alanlar kıvrımların yoğun ve sürekli olduğu bölgeleri göstermektedir.

Akdeniz sırtını bir eklenir prizma olarak yorumlayanların başında Ryan vd., (1982) ve Le Pichon vd., (1982) gelir. Ryan vd., (1982)'den alınmış Akdeniz sırtının şematik enine kesiti Şekil 42'de gösterilmiştir.

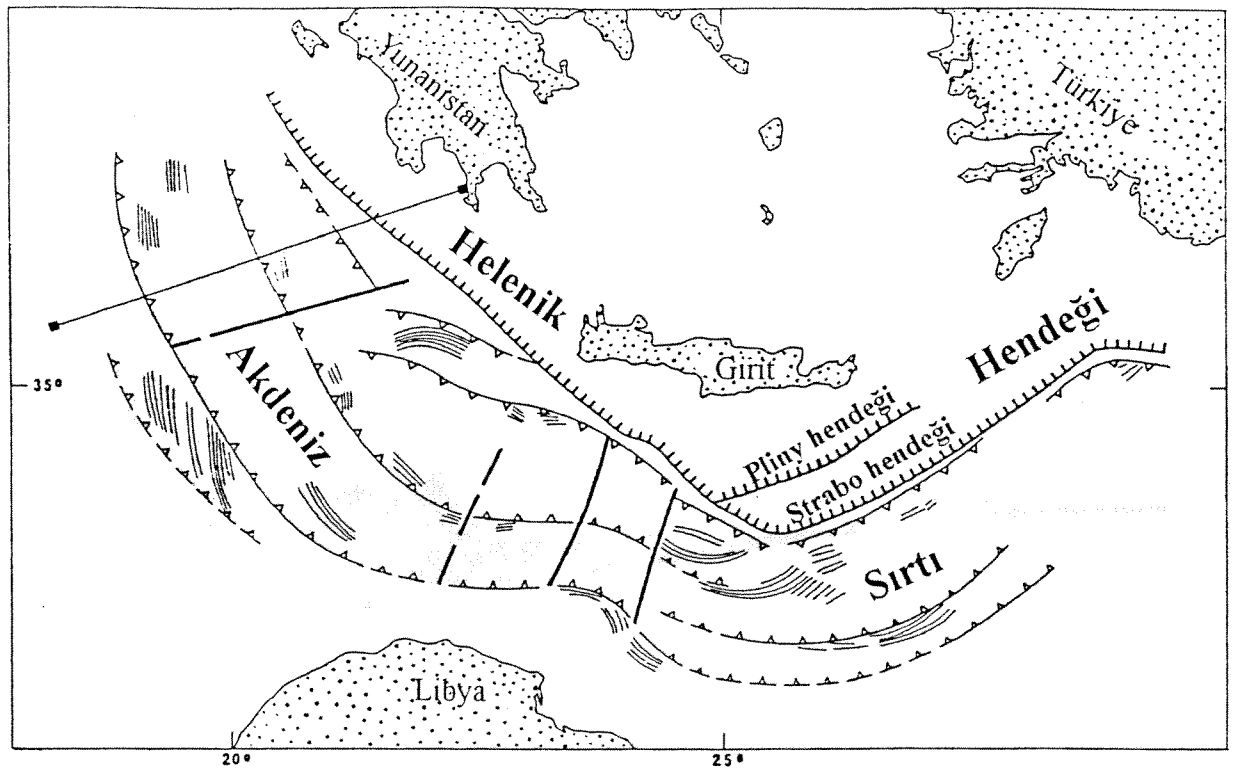


Şekil 42. Akdeniz sırtının şematik enine kesiti (Ryan vd., 1982'den). Bu kesitte Akdeniz sırtı büyük bir eklenir prizma, Helenik hendeği ise bir yay-önü havza olarak yorumlanmaktadır. Messiniyen evaporitlerinden ve derinde Aptiyen şeyllerinden oluşan dekolman seviyesine dikkat ediniz.

Bu şekilde Akdeniz sırtı deforme sedimanlardan oluşan bir kama olarak görülmektedir. Bu kamanın kalınlığı dış kesimde 1-2 km'den iç kesimde 8-10 km'ye kadar artmaktadır. Bu eklenir prizma kaması, Akdeniz okyanus kabuğu üzerinde çökelmiş, fakat daha sonra dalma-batma zonunda taban bloktan sıyrılarak tavan bloka aktarılmış Mesozoyik ve Tersiyer sedimanlarından oluşur. Eklenir prizmanın kalınlaşması imbrike yapılar oluşturan bindirme ve kıvrımlanma ile gerçekleşmiştir. Bindirmelerin genel verjansı güney ve güneydoğuya doğrudur (Şekil 43). Fakat Helenik hendeğinin güney yamacında kuzeye verjanslı bindirmeler de saptanmıştır (Huchon vd., 1982). Akdeniz sırtını oluşturan eklenir prizmanın güney ucu Libya kıta kenarı ile çarpışmakta, ve buna bağlı olarak bu çarpışma bölgesinden batıya ve doğuya doğru sedimanter malzeme aktarımı olmaktadır (Şekil 41, Woodside, 1991).

Değişik eklenir prizma örnekleri ile karşılaştırıldığında Akdeniz sırtının eğimi çok düşük, buna karşın genişliği çok fazladır. Akdeniz sırtının bu morfolojik yapısı dalma-batma zonunda çok mukemmel bir dekolman seviyesinin bulunması ile açıklanmıştır (Le Pichon vd., 1982; Ryan vd., 1992). Büyük bir olasılıkla Aptiyen-Albiyen şeylleri bu dekolmanı oluşturmaktadır (Şekil 42). Dekolman seviyesinden yükselen, orta Kretase şeyllerinin oluşturduğu diyapirler deniz sathına kadar yükselmiştir (Ryan vd., 1982).

Genellikle dalma-batma zonları boyunca derin deniz hendekleri görülür. Derin hendeklerin bu zonlarda oluşma nedenleri bu bölgelerde dalan okyanusal litosferin bükülmesidir. Bu bölgeler aynı zamanda bir gravite minimumuna karşılık gelir. Akdeniz sırtının diğer bir farklı özelliği güneyinde, aktif dalma-batmanın gerçekleştiği bölgede böyle bir derin hendeğin olmamasıdır. Bunun nedeni sırtı oluşturan deforme sedimanların okyanusal litosferin büküldüğü kesimi örtmüş olmasıdır (Le Pichon vd., 1982). Akdeniz sırtının güneyinde derin deniz hendeklerinin olmaması, sırtın gerçek karakterinin anlaşılmasını geciktirmiş, ve uzun bir süre Girit güneyindeki Helenik hendeğine dalma-batma zonu olarak bakılmıştır.



Şekil 43. Akdeniz sırtı üzerindeki bindirmelerin hipotetik dağılımı (Le Pichon vd., 1982'den). İnce kesikli çizgiler kıvrım eksenlerini, kalın çizgiler normal fayları, çentikli çizgiler ise Helenik Hendeği'nin konumunu göstermektedir.

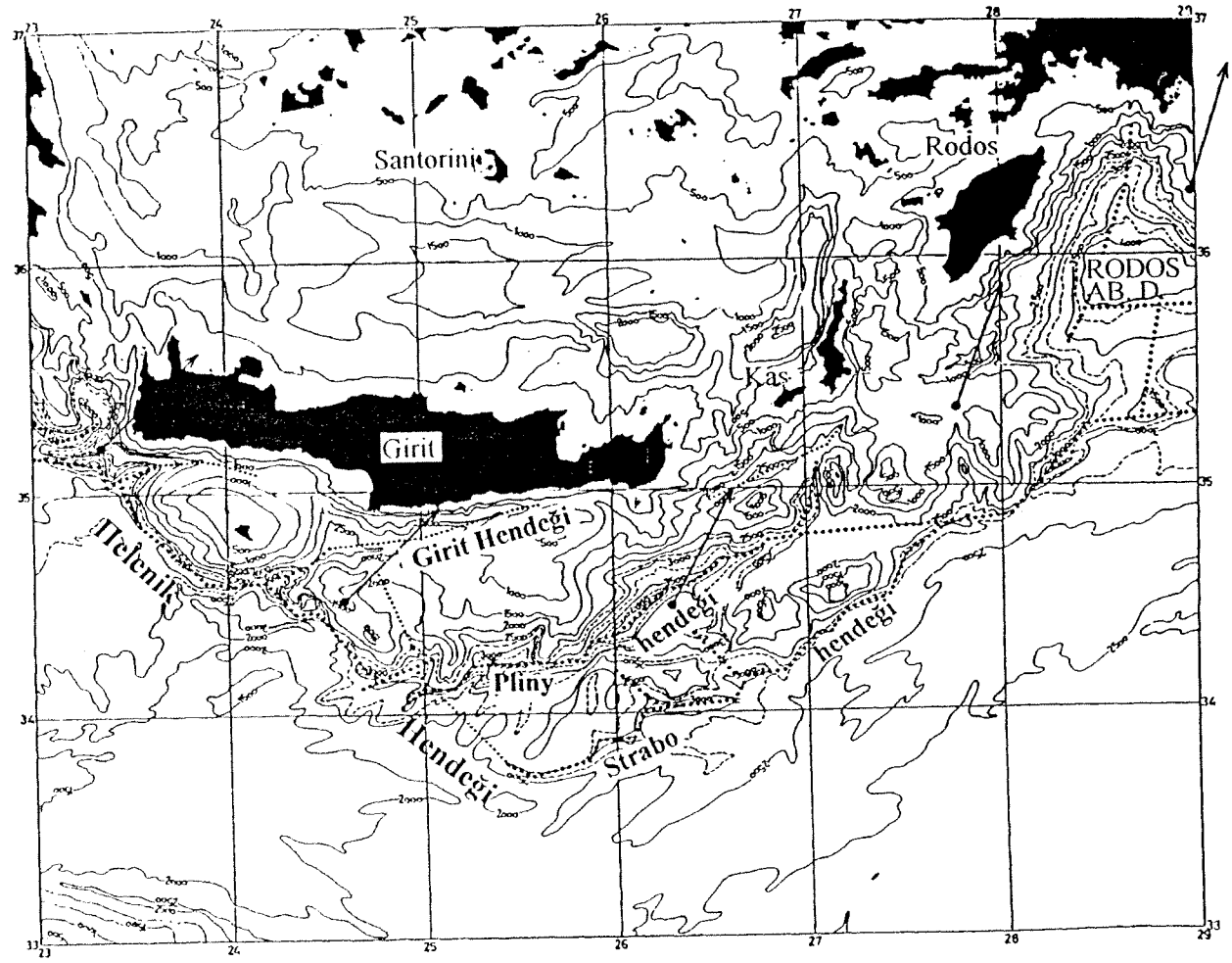
Messiniyen evaporitlerinin Akdeniz sırtındaki dağılımı, sırtın Messiniyen'de var olduğunu göstermektedir (Montadert vd., 1978). Buna karşın DSDP sondajlarından elde edilen sonuçlar sırtın Serravaliyen'de mevcut olmadığına işaret etmektedir. Buna göre Akdeniz sırtını oluşturan dalma-batma hareketi Miyosen içinde, Serrevaliyen-Messiniyen zaman aralığında başlamış olmalıdır (Le Pichon vd., 1982).

17. HELENİK HENDEĞİ

Yunanistan'daki Mora Yarımadası'ndan Girit'e ve oradan Rodos'a uzanan yay şeklinde karasal kuşağın yaklaşık 50-100 km güneyinde yer alan derin çukurlar Helenik hendeği olarak bilinir (Şekil 4). Helenik hendeği yaklaşık 1000 km uzunlukta bir kuşak oluşturur. Ryan vd., (1970) ilk defa Helenik hendeğini bir yakınlaşan levha sınırı olarak yorumlamıştır. Bu yorum yaygın olarak kabul görmüş ve hala görmektedir. Buna karşın Helenik hendeğinin güneyinde kalan Akdeniz sırtının muazzam bir eklenir prizma olduğunun anlaşılması ile (Le Pichon vd., 1982; Ryan vd., 1982) Helenik hendeğinin yorumu da değişmiştir. Bu yeni ve daha doğru olan yoruma göre Helenik Hendeği bir yay-önü havza konumundadır ve yumuşak, kolay deforme olabilen Akdeniz sırtı malzemesi ile Ege kıta kabuğu arasındaki dokanağa karşılık gelmektedir (Şekil 42, Le Pichon vd., 1982). Helenik hendeğinin yaklaşık 200 km kuzeyinde Ege denizinde bir volkanik yay gelişmiştir.

Helenik hendeği, birbirleri ile yaklaşık 110° açı yapan iki hendek sisteminden oluşmaktadır (Şekil 44, Le Pichon ve Angelier, 1979; Huchon vd., 1982). Batıda yer alan kuzeybatı yönelimli İyonya hendeği Helenik hendeğinin en derin kesimlerini oluşturur; kuzeydoğu kesimlerinde batimetri 5000-5500 metreyi bulur. Girit'in güney ve doğusunda ise doğu-kuzeydoğu yönelimli, Levant hendek sistemi yer alır. Levant hendek sistemi kademeli bir geometri gösteren üç hendekten

oluşmuştur, bunlar kuzeybatıdan güneydoğuya güneydoğu Girit, Pliny (4.3 km derinlikte) ve Strabo (3 km derinlikte) hendekleridir. Pliny ve Strabo hedeklerini ayıran sırt denizyüzeyine bir kilometre kadar yaklaşır. Pliny hendeği Karpathos adasının güneyinden sonra, Strabo hendeği ise Rodos'un güneydoğusundan sonra doğuya doğru takip edilememektedir.



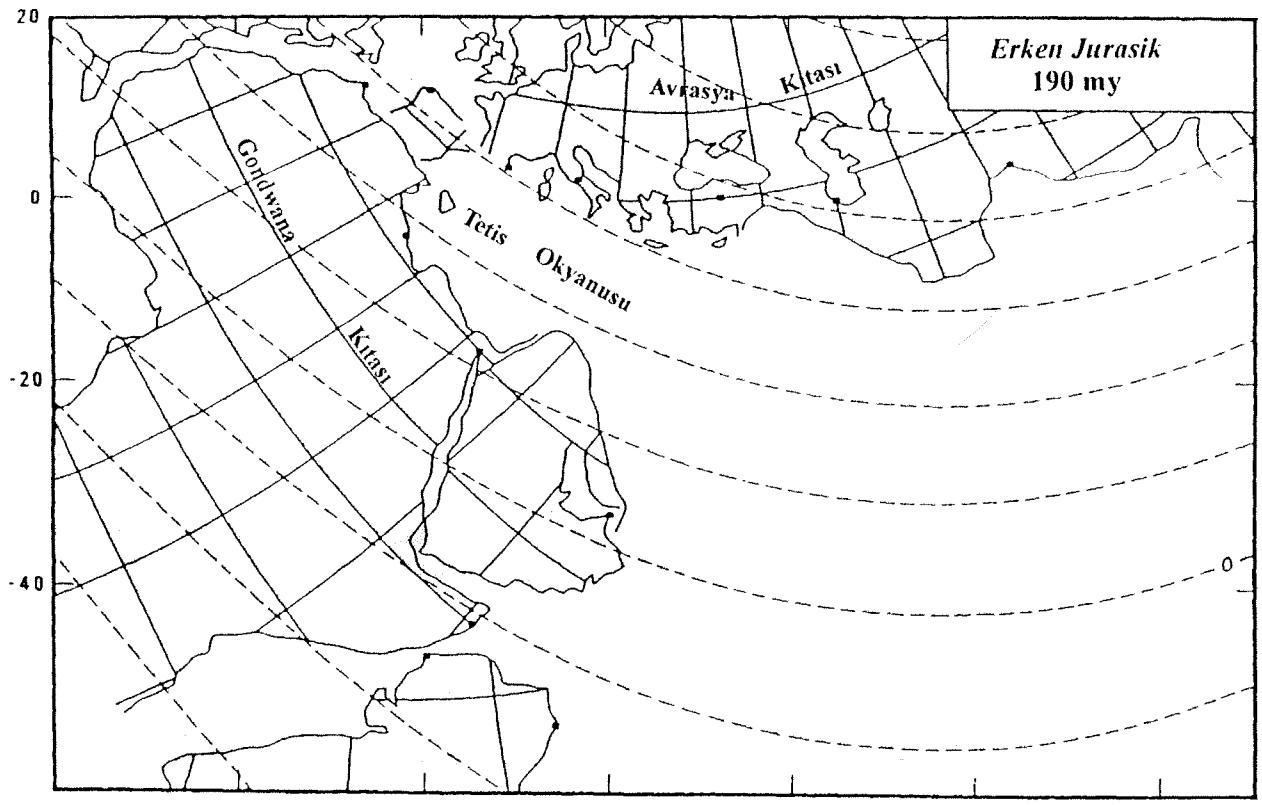
Şekil 44. Güney Helenik yayının batimetri haritası. Helenik hendekleri noktalarla gösterilmiştir. Oklar Afrika ile Anadolu/Ege levhaları arasındaki hareket yönünü vermektedir. Bu hareket vektörlerine göre Girit, Pliny ve Strabo hendekleri boyunca hareketin yanal atım ağırlıklı olacağına dikkat ediniz (Le Pichon ve Angelier, 1979'dan).

İyonya ve Levant hendek sistemlerinde Messiniyen ve daha genç sediman kalınlığı bir kilometreyi geçmemektedir (Mascle vd., 1982). Strabo hendeğinin güney yamacında yapılan DSDP sondajında (129 numaralı kuyu, Şekil 42) tektonik olarak karışmış Orta Miyosen-Kuvaterner istifi kesilmiştir. Bu istif içerisinde Eosen yaşta ekzotik bloklar bulunur (Ryan vd., 1973).

Deprem odak mekanizma çözümleri Afrika'nın Avrasya'ya göre kuzeydoğuya hareket ettiğini göstermektedir (McKenzie, 1972; Taymaz vd., 1990). Bu hareketin Euler kutubu İtalya'da Brindisi çevresinde (İtalya çizmesinin topuğunda) bulunur (Le Pichon ve Angelier, 1979). Bu hareket vektörü İyonya hendeğinde (daha doğru bir tabirle hendeğin 10 km altında) ortogonal bir dalma-batma hareketi, buna karşın Levant hendek sisteminin altında önemli ölçüde sol yanal-atım vermektedir. Helenik hendeğinde yapılan "echo-sounder Sea-Beam" ve denizaltı ile yapılan araştırmalar hendeğin güney yamacında sıkışmalı, kuzey yamacında ise çekmeli yapıların varlığını göstermiştir (Huchon vd., 1982).

18. DOĞU AKDENİZ'İN TEKTONİK EVRİMİ

Paleocoğrafik haritalar, Geç Paleozoyik ve Mesozoyik süresince Avrasya ve Gondwana kıtalarını ayıran bir okyanusun (Tetis) varlığını gösterir (Şekil 45). Doğu Akdeniz'in bu Tetis Okyanusu'nun bir kalıntısı olduğu genel olarak kabul edilmektedir. Karbonifer ve Permiyen'de Avrasya ve Gondwana kıtalarını birbirinden ayıran Paleo-Tetis okyanusuna ait kayalar (ofiyolitler veya kıta kenarı çökelleri) Doğu Akdeniz ve yakın çevresinde gözlenmez. Paleo-Tetis'in kalıntıları daha kuzeyde Karadeniz çevresinde yer alır (Şengör vd., 1984; Okay vd., 1996). Doğu Akdeniz çevresinde yer alan ofiyolitler ise Jurasik veya Kretase yaşındadır (Şekil 1); ofiyolitler ile ilişkili sedimenter istifler ise bu okyanusların oluşmasına yol açan riftleşmenin Triyas'ta gerçekleştiğine işaret eder. Mesozoyik yaşta bu Neo-Tetis okyanusu çok muhtemelen, Atlantik Okyanusu gibi tek bir okyanus olmayıp, birkaç koldan oluşuyordu. En güneydeki kol Anatolid-Torid blokunu, Arabistan platformu ve Afrika'dan ayırmaktaydı (Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve Dixon, 1984). Neo-Tetis'in bu güney kolu, yukarıda değinildiği gibi, riftleşme ile muhtemelen Triyas'ta açıldı (Şekil 16). Riftleşme öncesi Anatolid-Torid bloku, bugünkü Levant kıta kenarı boyunca Arabistan platformuna bitişikti. Bugünkü Doğu Akdeniz'in Levant ve Herodot havzaları, Levant kenarı boyunca riftleşme ile açılan Neo-Tetis'in güney kolundan arta kalan okyanusal parçalarını temsil eder. Eratostenes Denizaltı Tepesi ise muhtemelen Triyas riftleşme sürecinde okyanusal litosfer tarafında sarılmış bir kıta parçasını oluşturur.



Şekil 45. Erken Jurasik'te Gondwana, Avrasya kıtaları ile bunları ayıran Tetis okyanusunun konumu (Savostin ve diğerleri, 1986). Tetis okyanusunun bugünkü Akdeniz'in yerinde olduğuna dikkat ediniz. Muhtemelen Jurasik'te Tetis okyanusu burada gösterildiği gibi tek bir okyanustan ziyade ufak kıta parçaları ile ayrılmış birkaç okyanusal koldan oluşuyordu (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Neo-Tetis'in güney kolunun yitilmesi Geç Kretase'de başladığı düşünülmektedir (Şekil 28). Bu dalma-batma hareketi süresinde önemli bir magmatik yay oluşmamıştır. Beşparmak ve Misis dağlarında gözlenen kısıtlı Senoniyen volkanikleri bu yitilmenin ürünleri sayılabilir. Geç Kretase'deki bu dalma-batmaya bağlı olarak Kıbrıs'taki Mamoniya kompleksinde, ve Anadolu'daki Antalya naplarında önemli bir deformasyon meydana gelmiştir. Trodos ofiyolitin de bu dalma-

batma zonu üzerinde yay-ardı bir yayılma ile oluştuğu kabul edilmektedir (Şekil 28). Alanya naplarında saptanan eklojit ve mavişistlerin de Geç Kretase dalma-batma zonu içerisinde meydana gelmiş olmaları muhtemeldir (Okay ve Özgül, 1984).

Geç Kretase'da başlayan dalma-batma muhtemelen aralıklı olarak Tersiyer süresince devam etmiştir. Ege Denizindeki Kiklat adalarında gözlenen Eosen yaşındaki yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfizması dalma batmanın Eosen'de de olduğuna dair kuvvetli bir veridir. Bugün Doğu Akdeniz'e çehresini veren Helen ve Kıbrıs dalma-batma zonu ise yaklaşık 13 milyon sene önce Serravaliyen'de faaliyetine başlamıştır.

19. EKONOMİK JEOLOJİ

Ekonomik jeoloji açısından Doğu Akdeniz'de gelecekte önem kazanabilecek tek unsur petrol olarak gözükmektedir. Bugün Doğu Akdeniz'in Türkiye'ye yakın olan doğu kesimi ve çevresi petrol açısından fakirdir. Sadece Sina Yarımadası'nda ve Mısır'ın kuzeyinde ve Adana Havzası'nda ufak petrol ve gaz yatakları bulunmuştur. Geniş bir alan kaplayan ve 10 km'yi aşan çökel istife sahip olan Akdeniz sırtı, kuvvetli deformasyon nedeni ile, petrol açısından ümit vad etmemektedir. Buna karşın yine çok kalın sedimenter istiflerin bulunduğu Antalya ve Kilikya havzaları ve bilhassa Levant havzası 21. yüzyılda önemli petrol arama sahaları olabilir. Bugün için bu havzalardaki 1500 metreyi aşan su derinliği petrol araması için ciddi bir engel oluşturmaktadır.

20. KAYNAKLAR

Abrahamsen, N. and Schönharting, G., 1986. Paleomagnetic timing of the rotation and translation of Cyprus. Earth Planet. Sc. Lett.,81, 409-418.

Aubert, M., and Baroz, F., 1974. Structure profonde de la chaine du Pentadaktylos et de la Mesaoria (Chypre). Rev. Ins. Fr. Petr. Paris, 29, 361-373.

Akay, E., Uysal, Ş., Poisson, A., Cravatte, J., ve Müller, C., 1985. Antalya Neojen Havzası'nın stratigrafisi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 28, 105-119.

Baroz, F., 1980. Volcanism and continent-island arc collision in the Pentadaktylos range, Cyprus. Proc. Int. Ophiolite Symp., Cyprus-1979, 73-85.

Baroz; F., and Bizon, G., 1974. Le Neogene de la Chaine du Pentadaktylos et de la partşe nord de la Mesoaria (Chypre). Etude stratigraphique et micropaleontologique. Rev. Ins. Fr. Petrole, 29, 327-358.

Baroz, F., Desmet, A., and Lapierre, H., 1976. Les traits dominants de la geologie de Chypre. Bull. Geol. Soc. Fr., 18, 429-437.

Bein, A., and Gvirtzman, G., 1977. A Mesozoic fossil edge of the Arabian plate along the Levant coastline and its bearing on the evolution of the eastern Mediterranean. In: B. Biju-Duval and L. Montadert (Editors), Structural History of the Mediterrenean Basins. Editions Technip, Paris, p. 95-110.

Ben-Avraham, Z., Shoham, Y., and Ginzburg, A., 1976. Magnetic anomalies in the eastern Mediterranean, and the tectonic setting of the Eratosthenes seamount. Geophy. J. R. Astr. Soc., 45, 105-123.

Ben-Avraham, Z., Kempler, D., and Ginzburg, A., 1988. Plate convergence in the Cyprean Arc. Tectonophysics, 146, 231-240.

Bernoulli, D., and Lemoine, M., 1980. Birth and early evolution of Tethys: the overall situation. Bur. Res. Geol. Mine. Mem., 115, 168-179.

Biju-Duval, B., Letouzey, J., Montadert, L., Courrier, P., Mugniot, J.F., and Sancho, J., 1974. Geology of the Mediterranean sea basins. In: C.A. Burk and C.L. Drake (editors), The Geology of Continental Margins, Springer Verlag, 695-731, Heidelberg.

Biju-Duval, B., La Pierre, H., and Letousey, J., 1976. Is the Troodos Massif (Cyprus) allochthonous ? Bull. Geol. Soc. Fr., 18, 1347-1356.

Blome, C.D., and Irwin, W.P., 1985. Equivalent radiolarian ages from ophiolitic terranes of Cyprus and Oman. Geology, 13, 401-404.

Cita, M.B., 1991. Development of a Scientific Contraversy. In: Controversies in Modern Geology, Academic Press, 13-23.

Clube, T.M.M. , Creer, K.M., and Robertson, A.H.F., 1985. Paleorotation of the Troodos microplate, Cyprus. Nature, 317, 522-525.

Clube, T.M.M., and Robertson, A.H.F., 1986. The paleorotation of the Troodos microplate, Cyprus, in the late Mesozoic-Early Cenozoic plate tectonic framework of the Eastern Mediterranean. Surveys in Geophysics, 8, 375-437.

Dilek, Y., and Delaloye, M., 1992. Structure of the Kızıldağ ophiolite, a slow-spread Cretaceous ridge segment north of the Arabian promontory. Geology, 20, 19-22.

Ducloz, C., 1972, The geology of the Bellapais-Kythrea area of the central Kyrenia range. Cyprus Geol. Surv. Dept., Bull. no. 6, 75 pp.

Emery, K.O., Heezen, B.C., and Allan, T.D., 1966. Bathmetry of the eastern Mediterranean Sea. Deep-Sea Res., 13, 173-192.

Evans, G., Morgan, P., Evans, W.E., Evans, T.R., and Woodside, J.M., 1978. Faulting and halokinetics in the northeastern Mediterrenean between Cyprus and Turkey. Geology, 6, 392-396.

Finetti, I., and Morelli, C., 1973. Geophysical exploration of the Mediterranean Sea. Bull. Geof. Teor. Appl., 15, 60 pp.

Floyd, P.A., Kelling, G., Gökçen, S.L., and Gökçen, N., 1990. Arc-related origin of volcanoclastic sequences in the MisisComplex, southern Turkey. J. Geol., 100, 221-230.

Garfunkel, Z., and Derin, B., 1984. Permian-early Mesozoic tectonism and continental margin formation in Israel and its implications for the history of the Eastern Mediterranean. In: Dixon, J.E., and Robertson, A.H.F., eds., The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean: Geological Society London Special Publication, no.17, 187-201.

Gass, I.G., 1968. Is the Troodos Massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor. Nature, 220, p. 39-42.

Ginzburg, A, and Gvirtzmann, G., 1979. Changes in the crust and sedimentary cover across the transition from the Arabian platform to the Mediterranean basin: Evidence from seismic refraction and sedimentary studies in Israel and in Sinai. Sed. Geol., 23, 19-36.

Gökçekuş, H., and Olgun, E., 1993. Cenozoic stratigraphy of the Güzelyurt basin, Turkish Republic of Northern Cyprus. Turk. Ass. Petr. Geol. Bull., 5, 57-68.

Görür, N., 1982. Adana Havzası'nın petrol potansiyelinin değerlendirilmesinde yeni bir görüş. Altıncı Petrol Kongresi Tebliğleri, Ankara, 73-80..

Hall, J.K., 1980. Batymetric chart of the southeastern Mediterranean Sea. Geological Survey of Israel. - Marine Geology Division rep. MG/13/80.

Hall, J.K., 1981. Batymetric chart of the northeastern Mediterranean Sea. Geological Survey of Israel. - Marine Geology Division rep. MG/2/81.

Hsü, J.J., Ryan, W.B.F., and Cita, M.B., 1972. Late Miocene desiccation of the Mediterranean. Nature, 242, 240-244.

Hsü, J.J., Montadert, L., Bernoulli, D., Cita, M.B., Erickson, A., Garrison, R.E., Kidd, R.B., Melieres, F., Muller, C., and Wright, R., 1977. History of the Mediterranean salinity crisis. Nature, 267, 399-402.

Hsü, K.J., Montadert, L., vd., 1978. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, 42(1), US Goverment Printing Office, Washington.

Huchon, P., Lyberis, N., Angelier, J., Le Pichon, X.L., and Renard, V., 1982. Tectonics of the Hellenic trench: a synthesis of Sea-Beam and submersible observations. Tectonophysics, 86, 69-112.

Karig, D.E., and Kozlu, H., 1990. Late Paleogene-Neogene evolution of the triple junction region near Maraş, south-central Turkey. J. Geol. Soc. London, 147, 1023-1034.

Kelling, G., Gökçen, S.L., Floyd, P.A., and Gökçen, N., 1987. Neogene tectonics and plate convergence in the eastern Mediterranean: New data from southern Turkey. Geology, 15, 425-429.

Kempler, D., 1994. Tectonic patterns in the easternmost Mediterranean. Ph.D. Thesis, Hebrew University of Jerusalem, 137 pp.

Kempler, D., and Ben-Avraham, Z., 1987. The tectonic evolution of the Cyprean Arc. Ann. Tectonicae, 1, 58-71.

Kenyon, N.H., Stride, A.H., and Belderson, R.H., 1975. Plan view of active faults and other features of the lower Nile Cone. Geol. Soc. Am. Bull., 86, 1733-1739.

Lapierre, H., 1975. Les formations sedimentaire et eruptives de nappes de mamonia et leurs relations avec le Massif de Troodos (Chypre occidentale). Mem. Soc. Geol. Fr., 123, 132 pp.

Laubscher, H., and Bernoulli, D., 1977. Mediterrenean and Tethys. In: A.E.M. Nairn, W.H. Kanes and F.G. Stehli (Editors), The Ocean Basins and Margins, Vol. 4A, The Eastern Mediterrenean. Plenum Press, New York, p. 1-28.

Le Pichon, X.L., and Angelier, J., 1979. The Hellenic Arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area. Tectonophysics, 60, 1-42.

Le Pichon, X.L., Lyberis, N., Angelier, J., and Renard, V., 1982. Strain distribution over the east Mediterranean ridge: a synthesis incorporating new Sea-Beam data. Tectonophysics, 86, 243-274.

Lort, J.M., 1977. Geophysics of the Mediterranean Sea basins. In: A.E.M. Nairn, W.H. Kanes and F.G. Stehli (Editors), The Ocean Basins and Margins, Vol. 4A, The Eastern Mediterrenean. Plenum Press, New York, p. 151-214..

Makris, J., Ben-Avraham, Z., Behle, A., Gienzburg, A., Giese, P., Steinmetz, L., Whitmarsh, R.B., and Eleftheriou, S., 1983. Seismic refraction profiles between Cyprus and Israel and their interpretation. Geophy. J. R. Astr. Soc., 75, 575-591.

Marcoux, J., 1978. A scenario for the birth of a new oceanic realm: the Alpine Neotethys. Abstracts, 13th Int. Congr. Sedimen., Jerusalem, 2, 419-420. Mart, Y., 1984. The tectonic regime of the southeastern Mediterranean continental margin. Marine Geology, 55, 365-386.

Mart, Y. ,1984. The tectonic regime of the southeastern Mediterranean continental margin. Mar. Geol., 55, 365-386.

Mart, Y., 1987. Superpositional tectonic patterns along the continental margin of the southeastern Mediterranean. Tectonophysics, 140, 213-232.

Mart, Y., 1990. The sedimentological and geomorphological provinces of the Nile Fan. In: E.G. Rhodes and T.F. Moslow (Editors), Marine Clastic Reservoirs: Examples and analogs, Springer Verlag, New York.

Mart, Y., 1991. Some Cretaceous and Early Tertiary structures along the distal continental margin of the southeastern Mediterranean. Israel J. Earth Sciences.

Mascle, J., Jongsma, D., vd., 1982. The Hellenic margin from eastern Crete to Rhodos: Preliminary results. Tectonophysics, 86, 133-147.

McKenzie, D.P., 1970. The plate tectonics of the Mediterranean region. Nature, 226, 239-243.

McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. Geophys. J. Astr. Soc., 30, 109-185.

McKenzie, D.P., 1978. Active tectonics of the Alpide-Himalayan belt: the Aegean sea and surrounding regions. Geophys. J. R. Astron. Soc., 55, 217-254.

Montadert, L., Letouzey, J., and Mauffret, A., 1978. Messinian event: seismic evidence. In: K.J. Hsü, L. Montadert vd., (editors), Initial report of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 42, Part 1, US Government Printing Office, Washington, D.C., 1037-1050.

Moskalenko, V.N., 1974. Crustal structure in the deep through of the Levant sea. Geotectonics, 4, 225-229.

Muehlberger, W.R., and Gordon, M.D., 1987. Observations on the complexity of the East Anatolian Fault, Turkey. J. Struc. Geol., 9, 899-903.

Mukasa, S.B., and Ludden, J.N., 1987. Uranium-lead isotopic ages of plagiogranites from the Troodos ophiolite, Cyprus, and their tectonic significance. Geology, 15, 825-828.

Nur, A., and Ben-Avraham, Z., 1978. The eastern Mediterranean and the Levant: tectonics of continental collision. Tectonophysics, 46, 279-311.

Okay, A.I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. ve Akyüz S., 1996. Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: geological and geochronological constraints. Tectonics of Asia'da (eds. A. Yin & M. Harrison), Cambridge University Press, 420-441.

Okay, A.I. ve Özgül, N., 1984. HP/LT metamorphism and the structure of the Alanya Massif, Southern Turkey: an allochthonous composite tectonic sheet. The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean'da (ed. J.E. Dixon ve A.H.F. Robertson), Geological Society Special Publication No. 17, 429-439.

Özer, B., Biju-Duval, B., Courrier, P., ve Letouzey, J., 1974. Antalya-Mut ve Adana Neojen Havzası'nın jeolojisi. İkinci Petrol Kongresi Tebliğleri, Ankara, 57-84.

Ricou, L.E., 1971. Le croissant ophiolitique peri-arabe, une ceinture de nappes mises en place au Cretace superiuer. Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynam., 18, 327-349.

Robertson, A.H.F., 1977. Tertiary uplift history of the Troodos massif, Cyprus. Geol. Soc. Am. Bull., 88, 1763-1772.

Robertson, A.H.F., and Woodcock, N.H., 1979. Mamonia Complex, southwest Cyprus: Evolution and emplacement of a Mesozoic continental margin. Geol. Soc. Am. Bull., 90, 651-665.

Robertson, A.H.F., and Woodcock, N.H., 1980. Tectonic setting of the Troodos massif in the east Mediterranean. Proc. Int. Ophiolite Symp., Cyprus-1979, 36-49.

Robertson, A.H.F., and Dixon, J.E., 1984. Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean, *in* Dixon, J.E., and Robertson, A.H.F., eds., The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean: Geological Society London Special Publication, no.17, p. 1-74.

Robertson, A.H.F., and Woodcock, N.H., 1986. The role of the Kyrenia Range Lineament, Cyprus in the geological evolution of the eastern Mediterranean. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A 317, 141-177.

Robertson, A.H.F., vd., 1994. Probing continental collision in the Mediterranean Sea. EOS, v. 75, n. 21, 233.

Robertson vd., 1995. Evidence of collisional processes associated with ophiolite obduction in the Eastern Mediterrenean: Results from Ocean Drilling Programme Leg 160. GSA Today, 5, 213-214.

Ross, D.A., and Uchupi, E., 1977. Structure and sedimentary history of southeastern Mediterranean Sea - Nile Cone area. A.A.P.G. Bull., 61, 872-902.

Ross, D.A., Uchupi, E., Summerhayes, C.P., Koelsch, D.E., and El Shazli, E.M., 1978. Sedimentation and structure of the Nile Cone and the Levant Platform. In: D.J. Stanley and G. Kelling (Editörler), Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches. Hutchinson and Ross, 134-151.

Ryan, W.B.F., 1978. Messinian badlands on the southeastern margin of the Mediterranean Sea. Mar. Geol., 27, 349-363.

Ryan, W.B.F., Stanley, D.J., Hersey, J.B., Fahlquist, D.A., and Allan, T.D., 1970. The tectonics and geology of the Mediterranean Sea. In: A. Maxwell (Editor), The Sea. Vol. 4, II, Wiley-Interscience, New York, N.Y., 387-492.

Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., vd., 1973. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 13, Parts 1 and 2. U.S. Government Printing Office, Washington D.C.

Ryan, W.B.F., Kastens, K.A., and Cita, M.B., 1982. Geological evidence concerning compressional tectonics in the eastern Mediterranean. Tectonophysics, 86, 213-242.

Said, R., 1981. The geological evolution of the River Nile. Springer Verlag, New York, N.Y., 151 pp.

Savostin, L.A., Sibuet, J.C., Zonenshain, L.P., Le Pichon, X., and Roulet, M.J., 1986. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. Tectonophysics, 123, 1-36.

Schiettecatte, J.P., 1971. Geology of the Misis Mountains. In A.S. Campbell (Editor), Geology and History of Turkey. Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, pp. 305-312.

Smith, S.G., 1976. Diapiric structures in the Eastern Mediterranean Herodotus Basin. Earth Planet. Sc. Lett., 32, 62-68.

Smith, S.G., 1977. Diapiric structures in the Eastern Mediterranean Cilician Basin. Geology, 5, 705-707.

Stanley, D.J., and Maldonado, A., 1977. Nile cone: late Quaternary stratigraphy and sediment dispersal. Nature, 266, 129-135.

Stride, A.H., Belderson, R.H., and Kenyon, N.H., 1977. Evolving miogeanticlines of the East Mediterranean (Hellenic, Calabrian and Cyprus Outer Ridges. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., Ser. A, 284, 255-285.

Şengör, A.M.C., and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey, a plate tectonic approach: Tectonophysics, 75: 181-241.

Şengör A.M.C., Yılmaz Y. & Sungurlu O., (1984). Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. In: Dixon, J.E. & Robertson, A.H.F. (Eds.) - The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London Spec. Publ., no. 17, pp. 77-112, London.

Şengör, A.M.C., Görür, N., and Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape; Turkey as a case study. Society of Economic Paleontologists and Minerologists, Spec. Pub. 37. Research Symposium, strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. San Antonio, Texas, 227-264

Tanner, S.J., and Williams, C.A., 1984. A detailed survey near mount Eratosthenes, Eastern Mediterranean. Mar. Geophys. Res., 6, 205-22.

Taymaz, T., Jackson, J., and Westaway, R., 1990. Earthquake mechanisms in the Hellenic Trench near Crete. Geophys. J. Int., 102, 695-731.

Tekeli, O., ve Erendil, M., 1986. Kızıldağ ofiyolitinin jeolojisi ve petrolojisi. Maden Tetkik ve Arama Bülteni, 107, 33-48.

The New Encyclopedia Britannica, 15th Edition, 1989. Section on the "Mediterranean", vol. 23 of the Macropedia, 939-943.

Tinkler, C., Wagner, J.J., Delaloye, M., and Selçuk, H., 1981. Tectonic history of the Hatay ophiolites (south Turkey) and their relation with the Dead Sea rift. Tectonophysics, 72, 23-41.

Wong, H.K., and Zarudzki, E.F.K., 1969. Thickness of unconsolidated sediments in the Eastern Mediterranean Sea. Geol. Soc. Am. Bull., 80, 2611-2614.

Woodside, J.M., 1977. Tectonic elements and crust of the Eastern Mediterranean Sea. Mar. Geophy. Res., 3, 317-354.

Woodside, J.M., 1991. Disruption of the African plate margin in the eastern Mediterranean. In "the Geology of Libya", ed. M.J. Salem, New York, Elsevier, 2319-2324.

Yalçın, M. N., ve Görür, N., 1984. Sedimentological Evolution of the Adana basin. In: Geology of the Taurus Belt, O. Tekeli ve M.C. Göncüoğlu (editors), Ankara, 165-172.

Yılmaz, Y., 1993. New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. Geol. Soc. Am. Bull., 105, 251-271.