

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Şubat, 1990 Cilt: 33 Sayı: 1
February, Vol. No.

Geological Bulletin of Turkey
ISSN 1016 - 9164

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Kastamonu yöresinin Jeolojisi ve paleote-
tis'in evrimine ilişkin jeolojik sınırlama-
lar

Geology of the Kastamonu region and geological
constraints for the evolution of the paleotethyon do-
main

.....METİN ŞENGÜN ve DİĞERLERİ 1

Istranca orojeni; Karadeniz çevresi kim-
merid orojen kuşakları ve masif sülfid ya-
takları

Istranca Orogeny; Circum Black Sea cimmerion or-
ogenic belts and massive sulphide deposits

.....ŞENER ÜŞÜMEZSOY 17

Mut-Ermenek-Silifke (Konya-Mersin) hav-
zasında ana kaya fasiyesi ve petrol
oluşumunun organik jeokimyasal
yöntemlerle incelenmesi

Study of source rock fasies and petroleum occurrence
in Mut-Ermenek-Silifke (Konya-Mersin) basin,
through organic geochemical methods.

..... SADETTİN KORKMAZ,
ABDULLAH GEDİK 29

Engili (Akşehir) ve Bağkonak (Yalvaç)
köyleri arasında Sultandağları Masifi'nin
tektonik özellikleri

Tectonic features of the Sultandağları Massif be-
tween Engili (Akşehir) and Bağkonak villages

.....YAŞAR EREN 39

Gürlevik Kireçtaşlarının (Sivas) özellikle-
ri ve önerilen yeni isim: Tecer Formasyo-
nu

The features of Gürlevik Limestones and a new sug-
gested name as Tecer formation

.....NURDAN İNAN, SELİM İNAN 51

Orhaniye (KB Ankara) yöresinin nanno-
plaktonlarla kretase Biyastratigrafisi

Cretaceous biostratigraphy of the Orhaniye (NW An-
kara) region, based on nannoplakton

..... ENİS KEMAL SAĞULAR,
VEDİA TOKER 57

Proctictitherium intermedium'a ait izole
sol P4 bulgusu

On the presence of the isolated left P4 of the Proctic-
titherium intermedium

..... FERAL ARSLAN 79

Areinterpretation of the geology of the
Atticocycladic massif (Greece)

Atikosikladik masifinin (Yunanistan) jeolojisine
yeni bir yaklaşım

..... VAIOS AVDİS 83

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

TMMOB

JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI

The Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU (Executive Board)

Behiç ÇONGAR	Başkan (President)
Hikmet TÜMER	İkinci Başkan (Vice President)
Yılmaz SOYSAL	Yazman (Secretary General)
İsmail YİĞİTEL	Sayman (Treasurer)
Ethem ATASOY	Mesleki Uygulamalar ve Yayın Üyesi (Secretary of Professional Activities and Publications)
Mesude AYDAN	Sosyal İlişkiler Üyesi (Secretary of Social Affairs)
Şanver İSMAİLOĞLU	Üye (Member)

YAYIM KURULU (Publication Board)

Yayın Yazmanı (Admission Secretary) Halil TÜRKMEN

Editörler (Editors)

Yavuz OKAN (AÜFF) - Baki VAROL (AÜFF)

Teknik Yönetmenler (Technical Editors)

Hilmi YAĞCI (MTA) - Kuddusi KARAKUŞ (AÜFF)

Bu Sayıda Yer Alan Makaleleri İnceleyenler (Editorial Board)

Osman BEKTAŞ — Cavit DEMİRKOL — Tuncay ERCAN — İsmet GEDİK — Sungu L. GÖKÇEN
Ergun GÖKTEN — Nizamettin KAZANCI — Engin MERİÇ — Yavuz OKAN — Ali ÖZTÜRK
Selahattin PELİN — Güler TANER — Yusuf TATAR — Güner ÜNALAN — Baki VAROL

Türkiye Jeoloji Bülteni TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası yayımıdır. Senede iki kez yayımlanır. Bülten'de yer alacak yazıların, nitelik, kapsam, düzenleme ve şekil bakımından Türkiye Jeoloji Bülteni Yayın Kurullarına uyması gerekir. Bülten'de yayımlanması istenen yazılar Ağustos sayısı için 15 Nisan, Şubat sayısı için 15 Kasım'dan önce gönderilmelidir.

Yazılar üçer nüsha olarak gönderilmelidir. Yayımlanmayan yazıların ikinci ve üçüncü nüshaları yazarlarına geri verilmez. Bülten TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası üyelerine ücretsiz gönderilir. Bülten'in 1/1 dışında tüm sayıları yazışma adresinden 5000 TL'dan sağlanabilir.

Yazışma adresi:

N.B. All Correspondence should be addressed to:

Posta Kutusu 464 - Kızılay-ANKARA / TURKEY

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Şubat, 1990 Cilt: 33 Sayı: 1
February, Vol. No.

Geological Bulletin of Turkey
ISSN 1016 - 9164

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Kastamonu yöresinin Jeolojisi ve paleote-
tis'in evrimine ilişkin jeolojik sınırlama-
lar

Geology of the Kastamonu region and geological
constraints for the evolution of the paleotethyon do-
main

.....METİN ŞENGÜN ve DİĞERLERİ 1

Istranca orojeni; Karadeniz çevresi kim-
merid orojen kuşakları ve masif sülfid ya-
takları

Istranca Orogeny; Circum Black Sea cimmerion or-
ogenic belts and massive sulphide deposits

.....ŞENER ÜŞÜMEZSOY 17

Mut-Ermenek-Silifke (Konya-Mersin) hav-
zasında ana kaya fasiyesi ve petrol
oluşumunun organik jeokimyasal
yöntemlerle incelenmesi

Study of source rock fasies and petroleum occurrence
in Mul-Ermenek-Silifke (Konya-Mersin) basin,
through organic geochemical methods.

.....SADETTİN KORKMAZ,
ABDULLAH GEDİK 29

Engili (Akşehir) ve Bağkonak (Yalvaç)
köyleri arasında Sultandağları Masifi'nin
tektonik özellikleri

Tectonic features of the Sultandağları Massif be-
tween Engili (Akşehir) and Bağkonak villages

.....YAŞAR EREN 39

Gürlevik Kireçtaşlarının (Sivas) özellikle-
ri ve önerilen yeni isim: Tecer Formasyo-
nu

The features of Gürlevik Limestones and a new sug-
gested name as Tecer formation

.....NURDAN İNAN, SELİM İNAN 51

Orhanîye (KB Ankara) yöresinin nanno-
plaktonlarla kretase Biyastratigrafisi

Cretaceous biostratigraphy of the Orhaniye (NW An-
kara) region, based on nannoplakton

.....ENİS KEMAL SAĞULAR,
VEDİA TOKER 57

Proctictitherium intermedium's ait izole
sol P4 bulgusu

On the presence of the isolated left P4 of the Proctic-
titherium intermedium

.....FERAL ARSLAN 79

Areinterpretation of the geology of the
Atticocycladic massif (Greece)

Atikosikladik masifinin (Yunanistan) jeolojisine
yeni bir yaklaşım

.....VAİOS AVDİS 83

Kastamonu yöresinin jeolojisi ve Paleotetis'in evrimine ilişkin jeolojik sınırlamalar

Geology of the Kastamonu region and geological constraints for the evolution of the paleotethyan domain

METİN ŞENGÜN MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara
HALİL KESKİN MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara
FERİT AKÇÖREN MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara
İBRAHİM ALTUN MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara
MUSTAFA SEVİN MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara
UMUR AKAT MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara
FAHRETTİN ARMAĞAN MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara
ŞÜKRÜ ACAR MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara

ÖZ : Daday - Devrekani masifi progresif olarak deforme olmuş kıtasal kabuk ve ofiyolit dilimleri ile kıta yokuşunda eş zamanlı olarak çökelen Kretase ilişinden oluşur. En üst tektonik dilim ise, Paleozoyik yaşlı çökeller, Akgöl fm. ve bunları kesen Erken Jura yaşlı granitler ile bunları post-tektonik olarak örten, Geç Liyas-Lütesiyen arasında çökelmiş bir karbonat-fliş kamasından oluşmaktadır.

Bu makalede Paleotetis'in Pontidler ile Anatolidler arasında yer almış olduğu ve kuzey yönlü bir yitilme, Permo-Karbonifer ile Erken Tersiyer arasında progresif olarak yokolduğu görüşü savunulmaktadır.

Tetis alanlarının evriminin genel çözümü, Gondvana kuzeyinden riftleşerek ayrılan ince bir kıtasal levhanın, Paleotetis'in yokolma sürecine bağlı olarak, Avrasya'ya eklenmesi ile özdeşleşmektedir. Paleotetis'in Pontidlere bağlı konumu veya Rodop-Pontid fragmanının hangi büyük kıtaya ait olduğunun saptanması jeolojik evrimin en önemli sorununu oluşturur. Pontidlerde, Permo-Karbonifer süresince güneye doğru derinleşen bir paleomorfolojiye ek olarak, Karakaya formasyonunun izmir, Ankara ve Kars'tan geçen Tetis (Paleotetis) kenetinin sadece kuzeyinde ve kenete bitişik oluşu, bu kenetin yerinde Geç Paleozoyik'te okyanusal bir alanın varlığını gösterir. Diğer taraftan, Karakaya (Akgöl) formasyonunun post-tektonik örtüsü durumunda görülen karbonat-fliş kamasının da aynı kenetin sadece kuzeyinde varolması, kuzeye doğru derinleşen bir ortama işaret etmesi ve çökel paketin sedimentolojik parametrelerini koruyan devamlılığı (Lütesiyen'e kadar), bu çökel kamanın Neotetis'in kuzey koluna (Şengör ve Yılmaz, 1981) değil, Karadeniz yay-ardı havzasına ait olduğunu göstermektedir.

Karakaya formasyonunun çökelişiyle eşzamanlı olarak, dalma-batma zonu ile kıta kenarı arasındaki okyanus tabanı, paleo-transform faylara bağlı olarak, Permo-Triyas döneminde aktif olan Avrasya kıta kenarı üzerine retroşarye olmuştur. Paleotetis'in yokolma süreci kademeli ve/veya progresif dalma-batma zonu gerilemesine bağlı bir mekanizmayla açıklanabilmektedir. Dalma-batma zonu gerilemelerine bağlı olarak ada yayı da gerilemektedir. Eski yay sistemi yeni yay sistemi önünde sıkışarak yükselmekte, aşınmakta ve yay-ardı havzaya (Karadeniz) ait çökellerle örtülmektedir. Aynı mekanizmaya bağlı olarak, sıkışma rejimi yaşayan alan progresif olarak güneye göçetmekte, yükselen flışten yeni yay-önü havzaya malzeme aktarılmakta ve çökelen fliş, kıta kabuğuna ait metamorfik kayalar ve ofiyolit dilimleri ile progresif olarak kıvrılmakta ve dilimlenmektedir.

ABSTRACT : Daday-Devrekani massif consists of metamorphic rocks of the European margin that are progressively sliced with slivers of oceanic crust emplaced prior to Aptian, and with the concurrent Cretaceous flysch. The uppermost slice consists essentially of Paleozoic sediments and Karakaya formation intruded by Early Jurassic granites. These are covered, post-tectonically, by a carbonate-flysch wedge of the back-arc basin, deposited on the north-facing platform of the Black Sea, in the interval of Late Liassic to Lutetian.

The overall solution for the Gondwana-Eurasia convergence frame seems to be constrained with the idea that a thin sliver of continental crust was rifted off the northern Gondwana during the Early Triassic and was progressively accreted to Europe by Early Tertiary. Paleogeographic setting of the Paleotethyan domain with respect to the Pontides seems a very significant point for elucidation of the evolutionary frame. Southward deepening paleomorphology of the Pontides for the Permo-Carboniferous period, restriction of the Karakaya formation (Permo-Triassic) to northern side of the İzmir-Kars suture in addition to its being adjacent to the suture, suggest presence of an oceanic domain between Anatolids and Pontides for the late Paleozoic and earlier. A carbonate flysch wedge, being restricted to north of

the suture and covering, post-tectonic ally, the Karakaya (Akgöl) formation, indicates very clearly that it is related to teh back-arc basin (The Black Sea) and not to the northern strand of Neotethys of Şengör and Yılmaz (1981).

The ocean floor between the subduction zone and the edge of the continental crust, must have been retrocharriaged onto the European margin, very likely through the aid of paleo-transform faults. The consumption of the Paleotethys could be realised by a multi-stage and/or progressive recess of the subduction zone. The island arc also retreated accordingly. The old island arc system was up warped due to the compression of the new system and was covered, post-tectonically, by the sediments of the back-arc basin. The compressive regime also migrated southwards in accordance with the new island arc system and the elevated flysch provided sediments for the new fore-arc basin. Daday region is probably a good example of a continental margin that shows progressive folding and imbricate slicing of the deformed rocks with flysch sediments deposited concurrently.

It may be outlined that the Paleotethyan domain, diving north under Eurasia, was consumed progressively between Permo-Carboniferous and Early Tertiary.

GİRİŞ

İnceleme alanı Daday-Devrekani masifi batı kesimi ile Azdavay ve İnebolu yöresini kapsar (Şek. 1). Bu bölgede yaptığımız araştırmalar ve elde edilmiş sonuçlar Tetis alanlarının jeolojik evrimine katkı getirecektir inancındayız.

önerdiğimiz levha tektoniği modeli, Stöcklin (1974, 1977) ile Biju-Duval ve diğ., (1977)'nin ürettiği temel yaklaşım üzerine kuruludur. Bu yaklaşım, Permo-Triyas'tan itibaren Gondvana kuzeyinden ince bir levhanın ayrılmaya başladığı ve Tetis'in yok olma sürecinde Avrasya kıtası ile çarpıştığı düşüncesidir. Bu süreç yerbilimcilerce zaman ve/veya mekan boyutunda farklı şekilde yorumlanmaktadır.

Bu makalede kullanılan terimlerden ne anladığımızıza kısaca değinmek istiyoruz. Tetis (Wilson, 1963; Dietz ve Holden, 1970), Pre-Tetis (Valentine ve Moores, 1974) veya Paleotetis (Stöcklin, 1977; Şengör, 1979) terimleri Panthalassa okyanusunun batıya doğru daralan girintisi olarak tanımlanan ve Gondvana ile Avrasyayı birbirinden ayıran okyanusal alandır. Neotetis, Şengör ve Yılmaz'ın (1981) tanımıyla, iki koldan oluşur. Kuzey kol İzmir-Kars keneti ile genel olarak çakışır, ancak bize göre Sevan Akera veya Meşed kenetine bağlanan bu sütür, Şengör ve Yılmaz'a (1981) göre Zagridlerin kuzeyine bağlıdır. Neotetis'in güney kolu için, Neotetis terimi kullanılmıştır. Ancak, bu kol bize göre Şengör ve Yılmaz'ın (1981) tanımından farklı olarak Bitlis ve Pötürge masiflerinin kuzeyinden geçer (Şek. 5). Anadolu mikrolevhası İzmir-Kars keneti (Paleotetis) ile Neotetis arasında kalan ince kıtasal dilimi temsil etmektedir. Yani, Apulya, Toroslar, İç Anadolu masifleri, Doğu Anadolu yığılma prizması olarak tanımlanmış (Şengör ve Yılmaz, 1981) alan ile Orta İran ve Orta Afganistan'ı kaplayan kıtasal parçadır.

Bu makalede, varolan görüş ayrılıklarını giderecek veya asgari düzeye indirecek soruların olası cevapları tartışılacaktır. Sayıca çok fazla olan bu soruların birkaçı örnek olmak üzere aşağıda verilmiştir, a) Aktif kıta kenarlarına yerleşen ofiyolitlerin, post-tektonik örtülerle örtülmesine rağmen, kök zonlarının kapanmasını tamamlamış olması mümkün müdür? b) Karakaya Formasyonu Şengör ve Yılmaz (1981) tarafından önerildiği gibi başarısız bir rift veya açılmış ve hemen kapanmış bir marjinal basen mi; pasif kıta kenarı çökelleri mi (Kaya, 1987); yoksa Bingöl'ün (1983, 1984) yeni yorumunda tanımlandığı şekliyle aktif kıta kenarında oluşan, Permo-Karbonifer / Erken Liyas yaşlı bir fliš midir? c) Jura öncesinde yerleşmiş ofiyolitlerin (Yılmaz, 1979; Şengör ve

diğ., 1980) post tektonik örtüsü olan karbonat-fliš kaması, Neotetis'in kuzey koluna mı aittir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Görür ve diğ., 1983), yoksa Karadeniz'in açılması veya o yöredeki kabuk incelmeye ilişkin bir gerilme rejimi ile mi ilişkilidir? d) Jura dönemine ait jeolojik ve paleomanyetik verilerin uyumsuzluğu (Westphal ve diğ., 1986) makul bir şekilde açıklanabilir mi?

İzmir-Kars keneti boyunca görülen Kretase yaşlı melanijlar ile Pontidlerde görülen Üst Jura öncesi ofiyolitler, iki farklı orojene bağlanırsa, Paleotetis'in (Tetis) Rodop-Pontid fregmanının kuzeyinde olması kaçınılmaz gibi gözükmektedir. Zonguldak Paleozoyiği ve Akgöl formasyonunun allohton olduğu düşüncesi, Kastamonu granitoidlerinin kabuk kalınlaşmasına bağlanması ve Karakaya formasyonunun açılıp kapanan bir rifte bağlanması (Şengör ve Yılmaz 1981), Paleotetis'in Pontidlerin kuzeyinde olduğu düşüncesinden kaynaklanmaktadır. Bu makalede, bu görüşlerin doğru olmadığına yönelik jeolojik veriler sunulmakta ve Paleotetis'in Pontidlerin kuzeyinde olduğu düşüncesi (Şengör ve Yılmaz, 1981; Bektaş ve diğ., 1984) ile jeolojik verilerin bütünleşmediği iddia edilmektedir. Kastamonu yöresinde yapılmış çalışmalara göre, daha önce önerilmiş modellere alternatif olabilecek bir yerleşme mekanizması ve Mesozoyik kinematiki önerilmektedir.

İnceleme alanının stratigrafisi harita ve açıklamasıyla (Şek., 1, 2) özetlenmiş olmaktadır. Bu nedenle, jeolojik evrimi özellikle ilgilendiren bazı tektonostratigrafik özelliklerin irdelenmesi ile yetinilmekte ve bölgenin jeolojik evrimi levha tektoniği kuramına göre yorumlanmaktadır.

İNCELEME ALANININ TEKTONO-STRATİGRAFİK ÖZELLİKLERİ

İnceleme alanı güneyinde, Araç-Daday-Kastamonu yöresinde, iki tektono-stratigrafik birim ayrılmaktadır. Batıda yer alan tektonik dilim (nap), Batı Karadeniz Bloku, en üst, dolayısıyla en az deforme dilimi oluşturur. Bu dilim Araç kuzeybatısındaki Hazar deresini izleyen ve Daday'a doğru alüvyon altında izini kaybettiğimiz bir tektonik hatla (Hazar Dere Şaryajı), "Eklenti Prizması" olarak adlandırdığımız ikinci tektono-stratigrafik birim üzerine itilmiştir.

Eklenti Prizması

Bu birim stratigrafisi ve metamorfizma açısından başarısız birçok dilimden oluşur ve Daday-Devrekani Masifi olarak bilinmektedir. Granatlı mikaşist, granatlı amfibolit, fillit, kuvars şist/kuvarsit, metakarbonat ve Permiyen yaşlı kireçtaşı belli başlı litolojilerdir. Tektonik dilim

lenme progresif birçok evrenin kümülatif sonucudur. Bu dilimler, serpantin, metabazit ve bunların örtüsü durumunda olan Üst Kretase yaşlı (Kavak fm.) flişle birlikte kıvrımlanmış ve flişin çökelişi ile eş zamanlı ve progresif (zaman boyutunda sürekli) olarak ekaylanmıştır. önemli makaslama zonları boyunca (Hazar deresi boyunca izlendiği gibi) kaotik bir karakter kazanan ofiyolit-fliş istifi, tektonik etkinlikten uzaklaştığında düzenlilik kazanır. Kavak formasyonu serpantin ve metakarbonat dilimlerini ortak olarak örter. Kavak formasyonunun taban yaşı değişken olup, en yaşlı taban Apsiyen olarak saptanmıştır. Fliş tabanının yaşı genellikle Senoniyen olmakla birlikte, Ankara civarında Akyürek ve diğ. (1979) tarafından bulunan Senomaniyen, fliş tabanının farklı yaşlarda başladığı gösteren bir başka örnek olarak verilebilir. Kavak formasyonunun konglomera ve kumtaşı seviyeleri ofiyolitik ve metamorfik kayaç kırıntılarını kapsar. Buna göre:

1. Petrojenetik koşullar, pembe granat, kahverengi amfibol ve klinopiroksen içeren granatlı amfiboliti oluşturan fiziksel koşullardan (Granulit fasiyesi?) anki-metamorfizma koşullarına (Metabazitlerde klorüleşme, prehnitleşme, albitleşme ve pumpeliyitleşme ile fuzulidli Permi yen kir eçtaşlı arında görülen kısmi kristallenme) değişen çok geniş bir spektrum gösterir. Bu durum kabuğun farklı derinliklerinden gelmiş dilimlerin birlikteliğini göstermektedir.

2. Eklenti Prizması, Kretase'de, fliş çökelişi ile eşzamanlı deformasyona uğramaktadır. Ofiyolitlerin kıta kenarına yerleşmesi Apsiyen öncesinde gerçekleşmiştir. Fliş tabanının yaşının değişken oluşu, çökelleme ortamına alloktan kütlelerin geldiğini (Norman, 1985) düşündürmektedir.

3. Kavak formasyonundaki bazik volkanizma (G#-lensi Üyesi) Eklenti Prizması'nın Kretase döneminde ada yayı konumunda olduğunu ve teorik olarak, hendeğe yaklaşık 250 km. mesafede olduğunu düşündürür. Granitik intrüzyonları kapsayan Batı Karadeniz Bloku'nun hendeğe doğru ilerlediği varsayılırsa, dalma-batma »onunun gerileme gösterdiğini düşünmek gerekmektedir.

4. Eklenti prizmasında olduğunun tersine, Batı Karadeniz Blokunda gerilme rejimi (Liyas-Lütesiyen aralığında) kesintiye uğramamıştır.

5. Kavak formasyonu yay önü havzada. Ulus formasyonu ise yay-ardı havzada oluşmuş flişlerdir. Hazar Dere Şaryajı

Batı Karadeniz Bloku, Hazar deresi boyunca iyi izlenen ve güneye doğru Ankara-Elmadağ yöresine kadar devam eden önemli bir tektonik hatla ofiyolitler üzerine bindirmektedir. Hazar Dere Şaryajı olarak adlandırdığımız bu hat Daday güneyindeki alüvyon altında kaybolmaktadır. Bu şaryaja bağlı olarak Batı Karadeniz Bloku'na ait Paleozoyik yaşlı şeyl-kuarsit ve dolotaşlarından oluşan istifin tabanında net olarak izlenebilen bir kataklastik deformasyon görülür. Ayrıca, şaryaj cephesinde yer alan serpantin ve metabazitler şaryaj düzlemine paralel olarak yapraklanmışlardır. Şiddetle deforme olmuş Üst Kretase flişinde, eksen düzlemi şaryaj düzlemine paralel, izoklinal kıvrımlarına gelişmiştir.

Hazar Dere Şaryajı, kanımızca, Araç güneyinde ve

Ankara Elmadağ civarında (Akyürek ve diğ., 1984) da devam etmektedir. *Bir* başka deyişle, ÇOK büyük bir allckton(?) veya paraotokten kütlelerin tabanını oluşturmaktadır. Devrekani yöresinde metamorfik kayaçlar ile Çangal Metaofiyoliti arasında gözlenmiş bindirme hattının (Yılmaz, 1979) hazar şaryajının devamı veya, daha iyi bir olasılıkla, en eehelon'u olduğunu düşünmekteyiz. Yılmaz (1979) bu şaryajın Çangal metaofiyolitini etkilediğini ve Dogger yaşlı Asarcık dioriti ile kesildiğini, yani şaryajın yaşının Liyas ile Dogger arasında sınırlandığını savunmaktadır (Yılmaz, 1980; Şengör ve diğ., 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981). Ancak, bizim gözlemlerimize göre bu şaryajın cephesinde (Devrekani'nin yaklaşık 15 km. doğusunda, Kirensökü Mah. civarında .koordinatlı nokta) globotruncana sp. kapsayan, makaslanmış bir Üst Kretase flişi mevcuttur. Bu gözlem, Batı Karadeniz Blokunun son konumuna Kretase'de veya daha sonra yerleştiğini göstermekte ve Batı Karadeniz blokunu kaseen Dogger yaşlı (Yılmaz, 1979) granitlerin çarpışma ürünü olduğu görüşü (Şengör ve diğ., 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981) ile çelişmektedir.

Batı Karadeniz Bloku

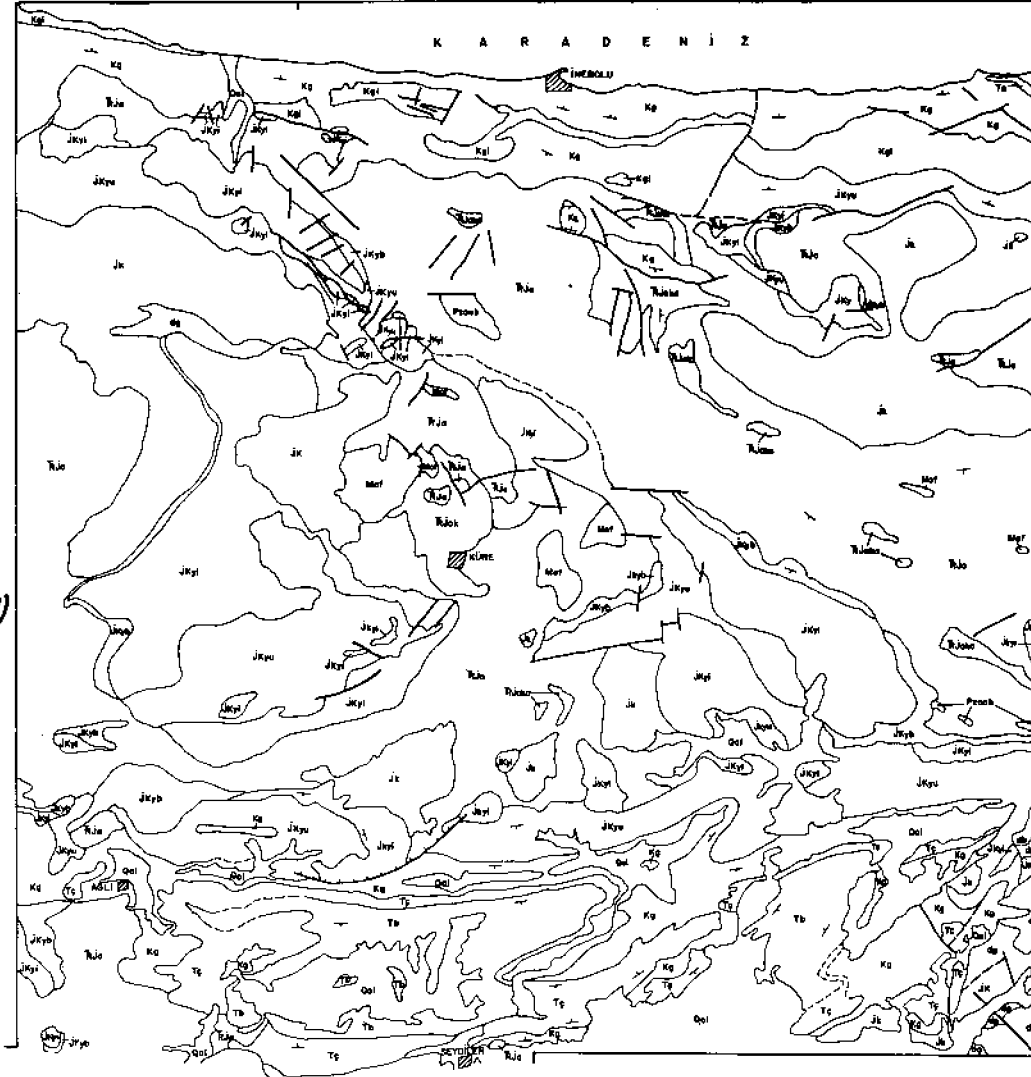
Batı Karadeniz Bloku'nun temeli bu incelemede Azdavay grubu olarak adlandırılmıştır. Bu birim kuvarsitlerle girik şeyi ve bunları üste doğru geçişli olarak izleyen dolomitik kireçtaşlarından oluşur, Paleozoyik yaşlı çökel paketin daha üst seviyeleri metakarbonat ve/veya piritli kireçtaşı arakatlı kumtaşı, sittaşı ve şeyi ile ender olarak gözlenebilen kuvarsit araseviyeleri ile temsil olunur. Bu birimlerde fosil bulamadığımızdan, Akyol ve diğ., (1974) tarafından Karadere'de tanımlanmış Paleozoyik yaşlı istife benzetme ile bu birimlerin alt düzeylerinin Silüro-devoniyen, üst seviyelerin ise Devono-Karbonifer yaşlı olabileceğini düşünmekteyiz. Bu istif Zonguldak, Cide ve Azdavay yöresinde karasal Karbonifer'le son bulur. Ancak, güneydoğuya doğru, Permo-Karbonifer'in denizel olduğunu (1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji haritasına bkz.) düşünmek gerekmektedir. Çünkü, Daday kuzeyinde, Akgöl formasyonu dahil devamlılık sunan bir çökel paket izlenebilmektedir. Daday yöresinde devamlı olan Akgöl formasyonu, Börümce Mah. güneyinde

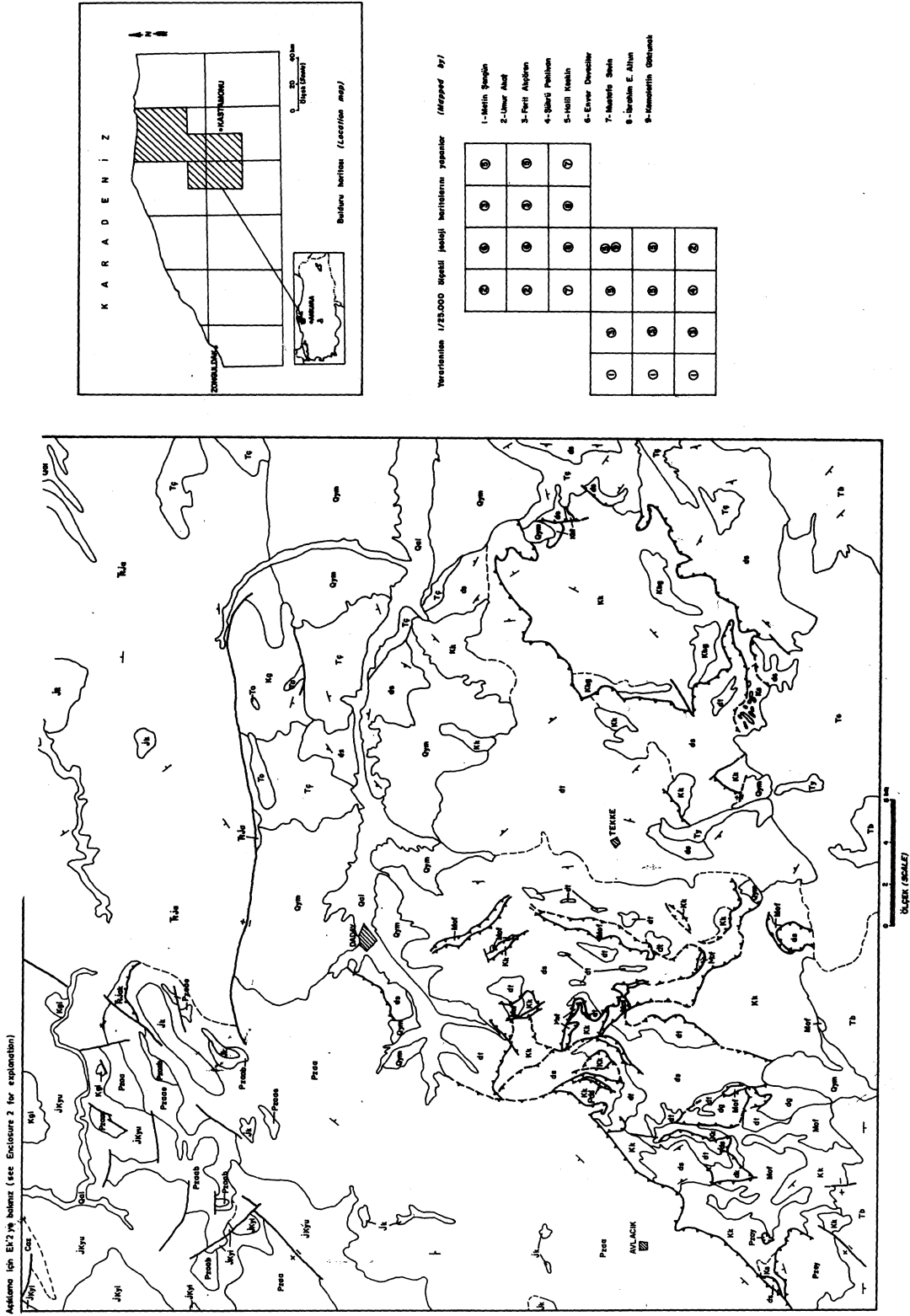
kuvarsit-şeyl üzerine aşısal uyumsuzlukla oturur. Akgöl formasyonu ve diğer Paleozoyik yaşlı birimler granitlerle (Rb/Sr yöntemi ile 165 m.y.; Yılmaz, 1979) ve Titoniyen - Berriaziyen'de başlayan bir karbonat-fliş kaması ile post-tektonik olarak örtülmüştür. Ancak, bu yaş inceleme alanına ait olup, Karadeniz'in açılmasına ilişkin kabuk incelenmesi gerçekte Liyas öncesinde (Permo-Karbonifer?) başlamaktadır.

Akgöl Formasyonu

Ketin ve Gümüş (1962) tarafından Akgöl formasyonu, B lumen thai (1948) tarafından Börümce şistleri, Geiss (1954) ve Göktunalı (1955) tarafından Alt Fliş ve Yılmaz (1979) tarafından Börümce formasyonu olarak adlandırılmıştır. En altta masif lav ile başlar ve lav çökel ardalanması ile devam eder (Yılmaz ve Tüysüz, 1984). En üst bölümde ise kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşı araseviyeleri kapsayan kumtaşı kiltaya ardalanmasından oluşan kalın bir çökel paket vardır. Üst# doğru tane büyümesi görülür, dolayısıyla regresif karakterlidir. Kireçtaşı sevi-

DADAY-KASTAMONU-İNEBOLU
YÖRESİNİN JEOLojİ HARİTASI
(GEOLOGIC MAP OF DADAY
KASTAMONU-İNEBOLU REGION)





Şekil 1. İnceleme Alanını Jeolojik Haritası.

Figure 1. Geologic Map of the Investigated Area.

AÇIKLAMA (EXPLANATION)

İŞARETLER (SYMBOLS)

- Çizgi: Yaklaşık konumları gösteren çizgi
Contour, dashed where approximately located
- Yay: Yaklaşık konumları gösteren yay
Fault, dashed where approximately located
- Başlıca ve ikincil kırılmalar
Faults, dashed where approximately located
- Tobaca doğrultu ve eğim yitimi
Attitude of beds
- Yerleşim dağları ve eğim yitimi
Attitude of hills
- Yatayın izlenimi
Inherited axis

SEMÖZYOLIK (CAINOZOIC)

Tertaryer (Tertiary)

Kuvaterner (Quaternary)

MEOZYOLIK (MESOZOIC)

Jura (Jurassic)

PALEOZOYOLIK (PALEOZOIC)

Avrasyatik (Asiatic)

Del	Akçeğer Asterium
Dym	Yumuşak tahta, kiremit, eski akçeğer Tender greens, old asterium
Ty	Yükseklik Formasyonu Fertility Formation
Td	Doğal Kireçtaş Natural limestone
Tp	Beyazıt Formasyonu Bosphorus Formation
Tp, Td, Ty ve Td Kireçtaş, pembe, ince-kömür katmanlı ve mavi-yeşilimsi An alternation of marls and shales, cream, pink, blue-black bedded argillaceous limestone Transgresif eksen Transgressive axis	
To	Orduyüğü Formasyonu Ordubay Formation
Ag, Td, Ty ve To Aglomerasiyon ve levha taşı Agglomerates, tuffe and lava flows of essentially andesitic-basaltic composition	
Ta	Akçeğer Formasyonu Çaykırı Formasyonu Asterium Formation/Çaykırı Formation
Akçeğer Formasyonu: İnce ve kireçtaşı katmanlıdır. Asterium Formation: Alternation of marl and limestone Çaykırı Formasyonu: Kahverengi, lüli boyalı ve katmanlıdır. Çaykırı Formation: Brown, mill colored sandstone grading into thick bedded, white, gray sandstones with marl intercalations	
Transgresif eksen Transgressive axis	
Ag	Şişme Formasyonu Swelling Formation
Ty, Td ve Td ve pembe-kirazı pembe kireçtaş ile boyalı ve katmanlıdır. Kuvaterner ve kireçtaşı katmanları arasında The unit consists of tuffe, tuffe and sand-reddish argillaceous limestones and is followed by a tuffaceous sequence with interstratified tuffe, lava flows and volcanogenic shales and continues with alternating white, greenish claystone, argillaceous limestones and sandstones in the uppermost section İnce ve kireçtaşı katmanlıdır. Kuvaterner ve kireçtaşı katmanları arasında Insects volcanic member. Lava flows consisting essentially of basaltic and andesitic with minor dacite and intercalations of tuffe	
K	Yedigöller Grubu Nevşehir Group
Kuvaterner (Kuvaterner): Kuvaterner ve kireçtaşı katmanları arasında Quaternary: Quaternary and a tuffaceous sequence, forming and representing a wedge with pronounced local changes Üst Formasyonu: Kumtaşı, tuf, dolomit, karbonatlı tuf Üst Formasyonu: An alternation of sandstone and shales, gradational with quartz calcarenaceous Kuvaterner: Dökümlü, gri, morali, gri, orta-kömür katmanlıdır. Kuvaterner: Formation: Fragmentary, grey, black, grey, medium bedded to massive Büyük Formasyonu: Kuvaterner ve kireçtaş, ince-kömür katmanlıdır. Büyük Formasyonu: Red shales with minor limestone intercalations İnce Formasyonu: Kırmızı ve kireçtaş katmanlıdır. İnce Formasyonu: Red shales with minor limestone intercalations Aktif yamaçlık Angular unconformity	
J	Kuvaterner Grubu Quaternary Group
Grönit taşlar: Bölgesel olarak ve kuvaterner katmanları arasında Granitic rocks of essentially syenogranitic to quartz monzonitic composition	
M	Megir Formasyonu Megir Formation
Özdeşleşen ve farklı katmanlıdır. Üst kısmı kırmızı ve kireçtaş katmanları arasında Ordubay and Megir: Similarity in composition and representing a wedge with pronounced local changes Üst Formasyonu: Kumtaşı, tuf, dolomit, karbonatlı tuf Üst Formasyonu: An alternation of sandstone and shales, gradational with quartz calcarenaceous Kuvaterner: Dökümlü, gri, morali, gri, orta-kömür katmanlıdır. Kuvaterner: Formation: Fragmentary, grey, black, grey, medium bedded to massive Büyük Formasyonu: Kuvaterner ve kireçtaş, ince-kömür katmanlıdır. Büyük Formasyonu: Red shales with minor limestone intercalations İnce Formasyonu: Kırmızı ve kireçtaş katmanlıdır. İnce Formasyonu: Red shales with minor limestone intercalations Aktif yamaçlık Angular unconformity	
M	Diyadin Grubu Diyadin Group
Sarı ve kırmızı kireçtaş, ince-kömür katmanlıdır ve ince-kömür katmanları arasında Sarı ve kırmızı kireçtaş, ince-kömür katmanlıdır ve ince-kömür katmanları arasında (Sarı ve kırmızı kireçtaş) A lime-stone consisting yellow, red shales and shales with minor coal beds (Sarı ve kırmızı kireçtaş) Aktif yamaçlık Angular unconformity	
Z	Zonguldak Formasyonu Zonguldak Formation
Sarı ve kırmızı kireçtaş, ince-kömür katmanlıdır ve ince-kömür katmanları arasında Sarı ve kırmızı kireçtaş, ince-kömür katmanlıdır ve ince-kömür katmanları arasında (Sarı ve kırmızı kireçtaş) A lime-stone consisting yellow, red shales and shales with minor coal beds (Sarı ve kırmızı kireçtaş) Aktif yamaçlık Angular unconformity	
P	Pamukçay Formasyonu Pamukçay Formation
Beşli ve kırmızı kireçtaş, ince-kömür katmanlıdır ve ince-kömür katmanları arasında Beşli ve kırmızı kireçtaş, ince-kömür katmanlıdır ve ince-kömür katmanları arasında (Beşli ve kırmızı kireçtaş) A lime-stone consisting yellow, red shales and shales with minor coal beds (Beşli ve kırmızı kireçtaş) Aktif yamaçlık Angular unconformity	
P	Pamukçay Formasyonu Pamukçay Formation
Kuvaterner, yeşil ve mor taştan oluşur. Üst kısmı kırmızı ve kireçtaş katmanları arasında Kuvaterner, yeşil ve mor taştan oluşur. Üst kısmı kırmızı ve kireçtaş katmanları arasında (Kuvaterner, yeşil ve mor taştan oluşur) Consists of an alternation of shales with violet and green shales of the base, gradational to the overlying dolomitic limestone, capped by a thin sequence of shales, metasilicates, fine grained sandstones with minor beds of quartz bedded limestones (unstratified) Büyük Formasyonu: Beşli ve kırmızı kireçtaş, ince-kömür katmanlıdır. Büyük Formasyonu: Yellow shales with violet and green shales of the base, gradational to the overlying dolomitic limestone, capped by a thin sequence of shales, metasilicates, fine grained sandstones with minor beds of quartz bedded limestones (unstratified) İnce Formasyonu: Kuvaterner ve kireçtaş katmanlıdır. İnce Formasyonu: Quaternary, medium bedded to massive with interstratified shales Eksen eksenli ve aktif yamaçlık katmanlıdır. Eksen eksenli ve aktif yamaçlık katmanlıdır. Aktif yamaçlık katmanlıdır. Eksen eksenli ve aktif yamaçlık katmanlıdır. Aktif yamaçlık katmanlıdır.	

SEMÖZYOLIK (CAINOZOIC)

Tertaryer (Tertiary)

Kuvaterner (Quaternary)

MEOZYOLIK (MESOZOIC)

Jura (Jurassic)

PALEOZOYOLIK (PALEOZOIC)

Avrasyatik (Asiatic)

K	Kuvaterner Grubu Quaternary Group
Kuvaterner (Kuvaterner): Kuvaterner ve kireçtaşı katmanları arasında Quaternary: Quaternary and a tuffaceous sequence, forming and representing a wedge with pronounced local changes Üst Formasyonu: Kumtaşı, tuf, dolomit, karbonatlı tuf Üst Formasyonu: An alternation of sandstone and shales, gradational with quartz calcarenaceous Kuvaterner: Dökümlü, gri, morali, gri, orta-kömür katmanlıdır. Kuvaterner: Formation: Fragmentary, grey, black, grey, medium bedded to massive Büyük Formasyonu: Kuvaterner ve kireçtaş, ince-kömür katmanlıdır. Büyük Formasyonu: Red shales with minor limestone intercalations İnce Formasyonu: Kırmızı ve kireçtaş katmanlıdır. İnce Formasyonu: Red shales with minor limestone intercalations Aktif yamaçlık Angular unconformity	
M	Megir Formasyonu Megir Formation
Özdeşleşen ve farklı katmanlıdır. Üst kısmı kırmızı ve kireçtaş katmanları arasında Ordubay and Megir: Similarity in composition and representing a wedge with pronounced local changes Üst Formasyonu: Kumtaşı, tuf, dolomit, karbonatlı tuf Üst Formasyonu: An alternation of sandstone and shales, gradational with quartz calcarenaceous Kuvaterner: Dökümlü, gri, morali, gri, orta-kömür katmanlıdır. Kuvaterner: Formation: Fragmentary, grey, black, grey, medium bedded to massive Büyük Formasyonu: Kuvaterner ve kireçtaş, ince-kömür katmanlıdır. Büyük Formasyonu: Red shales with minor limestone intercalations İnce Formasyonu: Kırmızı ve kireçtaş katmanlıdır. İnce Formasyonu: Red shales with minor limestone intercalations Aktif yamaçlık Angular unconformity	
M	Diyadin Grubu Diyadin Group
Sarı ve kırmızı kireçtaş, ince-kömür katmanlıdır ve ince-kömür katmanları arasında Sarı ve kırmızı kireçtaş, ince-kömür katmanlıdır ve ince-kömür katmanları arasında (Sarı ve kırmızı kireçtaş) A lime-stone consisting yellow, red shales and shales with minor coal beds (Sarı ve kırmızı kireçtaş) Aktif yamaçlık Angular unconformity	
Z	Zonguldak Formasyonu Zonguldak Formation
Sarı ve kırmızı kireçtaş, ince-kömür katmanlıdır ve ince-kömür katmanları arasında Sarı ve kırmızı kireçtaş, ince-kömür katmanlıdır ve ince-kömür katmanları arasında (Sarı ve kırmızı kireçtaş) A lime-stone consisting yellow, red shales and shales with minor coal beds (Sarı ve kırmızı kireçtaş) Aktif yamaçlık Angular unconformity	
P	Pamukçay Formasyonu Pamukçay Formation
Beşli ve kırmızı kireçtaş, ince-kömür katmanlıdır ve ince-kömür katmanları arasında Beşli ve kırmızı kireçtaş, ince-kömür katmanlıdır ve ince-kömür katmanları arasında (Beşli ve kırmızı kireçtaş) A lime-stone consisting yellow, red shales and shales with minor coal beds (Beşli ve kırmızı kireçtaş) Aktif yamaçlık Angular unconformity	
P	Pamukçay Formasyonu Pamukçay Formation
Kuvaterner, yeşil ve mor taştan oluşur. Üst kısmı kırmızı ve kireçtaş katmanları arasında Kuvaterner, yeşil ve mor taştan oluşur. Üst kısmı kırmızı ve kireçtaş katmanları arasında (Kuvaterner, yeşil ve mor taştan oluşur) Consists of an alternation of shales with violet and green shales of the base, gradational to the overlying dolomitic limestone, capped by a thin sequence of shales, metasilicates, fine grained sandstones with minor beds of quartz bedded limestones (unstratified) Büyük Formasyonu: Beşli ve kırmızı kireçtaş, ince-kömür katmanlıdır. Büyük Formasyonu: Yellow shales with violet and green shales of the base, gradational to the overlying dolomitic limestone, capped by a thin sequence of shales, metasilicates, fine grained sandstones with minor beds of quartz bedded limestones (unstratified) İnce Formasyonu: Kuvaterner ve kireçtaş katmanlıdır. İnce Formasyonu: Quaternary, medium bedded to massive with interstratified shales Eksen eksenli ve aktif yamaçlık katmanlıdır. Eksen eksenli ve aktif yamaçlık katmanlıdır. Aktif yamaçlık katmanlıdır. Eksen eksenli ve aktif yamaçlık katmanlıdır. Aktif yamaçlık katmanlıdır.	

Şekil 2. Jeolojik Haritaya İlişkin Açıklama.

Figure 2. Explanation for the Geologic Map.

yelerinden bulunan fosillerle Alt Triyas, Orta-Üst Triyas ve Triyas-Liyas yaşları verilmiştir. Konodontların değerlendirilmesiyle de Orta-Üst Triyas yaşı verilmektedir (Önder ve diğ., 1987).

Akgöl formasyonu Lavrasya kıta yokuşu ile Paleotetis yayönü havzasında ortak olarak çökelmiştir. Genellikle birimin tabanına yakın konumda olan serpantinitle rin ya temeli görülmemekte, veya Akgöl formasyonu üzerine itilmiş durumda izlenmektedirler.

Akgöl formasyonu inceleme alanımızda Titiyen-Berriaziye; Ankara civarında ve Pontid'lerde birçok yerde (Görür ve diğ., 1983) Üst Liyas yaşlı çökellerle transgressif olarak örtülmüştür (Çalgın ve diğ., 1973; Akyürek ve diğ., 1979; Saner, 1980; Görür ve diğ., 1983).

Akgöl formasyonu temelde serpantinitle ve bazik lavlar kapsamı, flişoid karakteri, yaşı ve İzmir-Kars kenetinin sadece kuzeyinde ve kenete bitişik olarak görülmesi gibi karakterleri ile Tokat civarında da tanımlanmış (Tekeli, 1981) ve Batı Anadolu'ya ait olduğu düşünülen Karakaya formasyonu (Bingöl, 1978) ile korele edilebilir. Bu formasyonun Kafkaslardaki sleyt-diyabaz topluluğu (Khain, 1975; Adamiya ve diğ., 1977) ve Kuzey İran'daki siyah şist birimi (Berberian and King, 1981) ile de yaş ve kuşak açısından da denestirilebileceği kanısındayız.

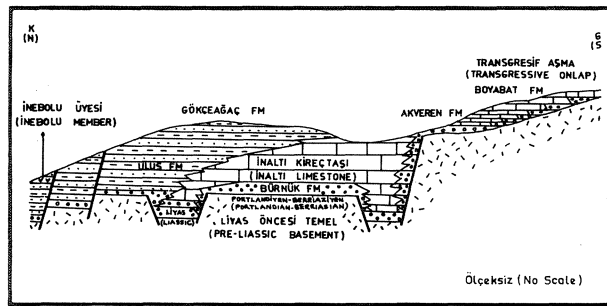
Akgöl (Karakaya) formasyonunun en önemli özelliği İzmir-Kars kenetinin sadece kuzeyinde ve kenete bitişik olarak görülmesidir. İsrarla vurguladığımız bu özelliklere ek olarak bu birim serpantinitle kapsar, regresif bir çökel pakettir, yani çökelmenin en azından son bölümünde, ortam aktif kıta kenarına dönüşmüştür. Bu özellikler, Karakaya formasyonunun gerilme rejiminde çökeldiği görüşüyle (Kaya, 1987) bağdaşmaz. Karakaya formasyonu başlangıçta pasif kıta kenarında oluşmuş ise, kenetin güneyinde olmayışını açıklamak mümkün değildir. Triyas'ta açılıp kapanan bir rift olgusu (Şengör ve Yılmaz, 1981) bu kenetin olduğu yerde ve aynı noktada yeniden açılmayı gerektirir. Böyle bir olgu da Pontid ve Anadolu kıta parçalarının Triyas'ta yakınlaşmasını ve Jura'da uzaklaşmasını gerektirir. Levha hareketlerindeki böyle bir terslenmeyi Avrasya ve Gondvana levhalarının hareketleriyle matematiksel anlamda bütünleştirmek imkansız gibi gözükmektedir. Bu veriler, Karakaya veya Akgöl formasyonunun aktif Avrasya kıta kenarında oluştuğuna işaret etmektedir.

Karbonat - Fliş Kaması

Granitlerle kesilerek yükselen Akgöl formasyonu ve Liyas öncesi temelin diğer birimleri, Rodop-Pontid fregmanı genelinde Üst Liyas yaşlı detritik kayalarla post-tektonik olarak örtülmektedir. Mudurnu civarında (Saner, 1980) Liyas yaşlı klastikler çukur alanları doldurmuştur. Ankara batısında ise Liyas'ta detritiklerle başlayan Jura ve Alt Kretase yaşlı sürekli bir karbonat istif (Çalgın ve diğ., 1973), Sakarya bölgesinde de Bayırköy kumtaşı ile başlayan, Kretase'ye kadar devamlı bir karbonat istif izlenir (Altınlı, 1973; Gözler ve diğ., 1985).

İnceleme alanında Liyas öncesi temeli örten transgresyon tabanı Portlandiyen-Berriaziye yaşlıdır. Kireçtaşı araseviyeleri de kapsayan konglomera ve kumtaşı ile başlar, masif veya kaim katmanlı pelmikritlerle devam eder (İnalı kireçtaşı). Karbonat çökeli mi genelde kuzeye,

daha doğrusu çöküntü alanlarına doğru, flişoid çökellerle giriktir. İnebolu doğusunda ve Çatalzeytin civarında, sedimentolojik parametrelerde önemli bir değişme olmaksızın, fliş çökeli mi Alt Kretase'den Lütesiyen'e kadar süreklidir (Deveciler ve diğ., 1989). Abana civarında görülen Paleosen-Eosen yaşlı karbonatlı seviyeler kapsayan flişoid paket, çalışma alanı güneyindeki Şeydiler civarında kaim katmanlı veya sığ ortam karbonatı ile temsil edilmektedir. Fliş kaması güneye doğru transgressif aşma gösterir ve İlgaz dağlarında Paleosen (Pehlivan ve diğ., 1987), Kırşehir masifinde ise Lütesiyen yaşlıdır. Şekil 3'te görüldüğü gibi, kuzeyde türbiditik serilerle temsil edilen, karbonatlarla girik ve güneye doğru transgressif aşmalı olan bu çökel paket kuzeye bakan bir kıta yokuşunda oluşmuş olup, Akgöl formasyonunu post- tektonik olarak örtmektedir.



Şekil 3. Karadeniz Havzasının karbonat-fliş kamasına ait şematik kesit.

Figure 3. schematic cross-sectional diagram showing the carbonate-flysch wedge of the Black Sea basin.

Bu çökel prizmanın önemli özellikleri aşağıda sıralanmıştır.

- 1) İzmir-Kars kenetinin sadece kuzeyinde mevcut olup, kenet kuşağı güneyindeki Liyas yaşlı Toros fasiyelerinden fasiyes ve fauna açısından farklılık gösterir.
- 2) Karadeniz'in kuzeye bakan kıta yokuşu üzerinde çökeldiği.
- 3) Kretase ve/veya Alt Tersiyer hareketleriyle kenet kuşağı üzerine doğru yürümüş tektonik dilimlerin sırtında güneye doğru önemli ilerleme kaydetmiştir. Bu verilere göre, bu çökel prizmanın Neotetis'in kuzey kolunun açılmasıyla ilişkili olmadığını ve Karadeniz yay ardı havzasına ait olduğunu vurgulamak istiyoruz.

MAGMATİZMA

Türkiye genelinde Jura ve öncesine ait magmatizmanın yeterince incelenmiş olduğu söylenemez. Jeolojik ve paleomanyetik sınırlamalarla bütünleşmeyen ve özellikle sadece majör element analizlerine dayalı jeokimyasal yorumlarda dikkatli olunmalıdır. Güvenilir çözümler için nadir toprak ve iz element analizlerinin de yapıldığı ve hatta, ilksel Sr izotop oranlarının saptandığı araştırmaların yapılmasını beklemek gerekmektedir.

Bu araştırma kapsamında yapılmış herhangi bir jeokimyasal araştırma olmamasına karşın, jeolojik verilere dayalı olarak, Mesozoyik magmatizmanın gelişimine ilişkin yorumlarımıza çok kısa olarak yer vermek istiyoruz.

1. Küre volkanitleri (Karakaya formasyonu'nun

spilitleri ile eşdeğer olarak yorumluyoruz.) adayını ürünü olarak yorumlanmaktadır (Güner, 1980; Yılmaz ve Tüysüz, 1984).

2. Dogger yaşlı (Yılmaz, 1979) Kastamonu granitoidleri yay magmatizmasıdır (Boztuğ ve diğ., 1985). İzmir-Kars keneti kuzeyinde ve kenete yaklaşık paralel bir trend izleyen granit plutonlarının inceleme alanındaki yayılımı Şek. 4'te gösterilmiştir. Boztuğ ve diğ. (1985), bölgedeki granitik kayalardan yaptıkları analizlere göre, Debon ve Le Fort (1982) sınıflamasını kullanarak, 1) koyu renkli metaalüminus - peralüminus granodiyorit, 2) pralüminus, ortaç bileşimli granit ve 3) peralüminus lökoamellit olmak üzere üç grup ayırmışlardır. Bu araştırmacılara göre bu grupların hepsi de tek bir alüminokafemik ve kalkalkalen magmatik topluluğa aittir. Magmatik yay, kuzeye dalmakta olan Paleotetis'in kapanmasına yakın bir döneme ait olarak yorumlanmıştır (Yılmaz ve Boztuğ, 1986).

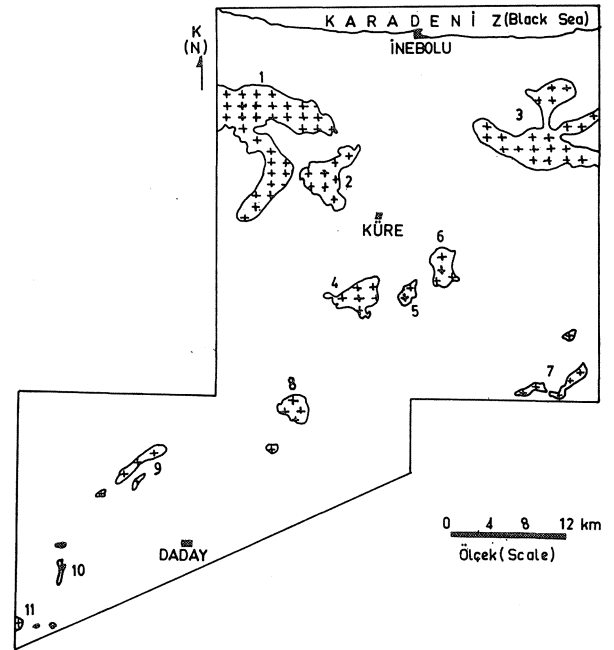
Granitik plutonların yan kayalarında ender olarak homblend-hornfels fasiyesi koşullarına işaret eden hornfelsler izlenebilmektedir. Ancak, yan kaya sıcaklığı genel olarak çok düşüktür. Granit çeperlerinde, geniş periferik zonlar boyunca, afanitik hamuru olan granier izlenmektedir. Akgöl formasyonunda ise çıplak gözle izlenebilen kristalizasyonlar yaygın olarak görülür. Ahiçay - Elmalıçay plutonunda, granitik çeper periferik gnaysik foliasyon kazanmış ve yan kayalar kontakt şistlere dönüşmüştür. Benekli şist olarak da bilinen bu kayalarda çok yönlü progresif makaslama, belirgin mika cepleri oluşturmuştur. Bu tür kontakt ilişkisi, granitin çok hızlı olarak, çok sığ bir konuma yükseldiğinin işareti olarak yorumlanabilir. Oysa, kabuk kalınlaşması, izostasi prensipleri gereği olarak, bölgesel yükselmeyi ve dolayısıyla inceleme alanımızda görülen türden ilişkilerin (yani sığ yerleşimlerin) aşınmış olmasını gerektirir.

Kastamonu granitoidleri, Akgöl formasyonuna ek olarak "Batı Karadeniz Bloku"nun olası Alt Paleozoyik yaşlı birimlerini de keser. Bu birimlerde hemen hemen hiç deformasyon yoktur. Granit plutonları, Rodop-Pontid fregmanı genelinde post-tektonik Liyas klastikleri ile örtülüdür. Bu örtü inceleme alanımızda genellikle Titoniyen-Berriaziye yaşta, Şeydiler civarında ise Üst Kretase'de başlar. Granitlerin Dogger yaşlı olduğu görüşü (Yılmaz, 1979) özellikle Liyas detritikleriyle örtülü alanlar için doğru olamaz. Batı Karadeniz Bloku'nun allohton olduğunu düşünmek de sorunu çözmez. Çünkü taşınmanın granit sokulumundan önce, Liyas-Dogger aralığında olması gerekmektedir. Eğer çarpışma yaşı Dogger ise (Şengör ve Yılmaz, 1981), granitler de Dogger ve daha genç yaşlıdır. Liyas detritikleriyle örtülen granitler ise, hem çarpışmanın, hem de taşınmanın Liyas öncesinde gerçekleşmesini gerektirmektedir. Hazar Dere Şaryajı ile bu şaryajın Ankara'ya doğru devamının (Akyürek ve diğ., 1984) da Kretase ve daha genç olduğunu ve Liyas-Dogger aralığında bir taşınma olmadığını tekrar vurgulamak istiyoruz. Bu tartışmalara göre, jeokimyasal araştırmalara (Boztuğ ve diğ., 1985) ek olarak, jeolojik sınırlamalar da kenetin sadece kuzeyinde yer alan bu granitlerin yay magmatizması ürünü olduğu düşüncesine ağırlık kazandırmaktadır.

3. Daday yöresindeki Kavak formasyonunun Ge-

ŞENGÖR VE DİĞERLERİ

lensi üyesi olarak adlandırdığımız bazaltik lavlar, Üst Kretase yaşlı olup, izoklinal kıvrımlarına göstermektedir. Bu lavların Kretase'deki kıta kenarı magmatizması olduğunu düşünüyoruz, inebolu civarında görülen, aynı yaşlı bazaltik volkanizma ise gerilme rejiminde (yay-ardı havza) oluşan bir fliş (Ulus Fm.) içinde arakatki olarak izlenmektedir. Bu iki lokasyon arasında yaklaşık 100 km olup, arada herhangi bir volkanik seviye izlenmez. Dolayısıyla bu iki volkanizma, jeolojik verilere göre, farklı jeotektonik ortamlarda oluşmuştur. Biz, aktif kıta kenarında oluşan Gelensi üyesinin yitimi ilişkin, Karadeniz sahilinde görülen (inebolu, Sinop) volkanizmanın ise yay-ardı havzının rifdeşmesine bağlı olduğunu düşünüyoruz. Ancak, inebolu ve Sinop'ta görülen bazaltik volkanizmanın (Ercan ve Gedik, 1983) Karadeniz'in Kretase'den itibaren güneye dalmaya başlaması ile ilişkili olabileceği düşüncesi de jeolojik verilere ters düşmemektedir.



1. Hayzer, Z Karaman; 3. Ahiçay-Elmalıçay; 4. Ağlı; 5. Göktepe; 6. Kokurdan; 7. Hasırlı; 8. Kyumcular; 9. Sarpım; 10. Demirci; 11. Söğüdek

Şekil 4. Kastamonu granitoidlerinin inceleme alanındaki yayılımı.

Figure 4. Distribution of the Kastamonu Granitoids in the Investigated area.

METAMORFİZMA

Batı Karadeniz Bloku'nun tabanı önemli kataklasitik deformasyon göstermektedir. Tavan bloka ait birimler ise yer yer kırılan, yer yer de yan-sünek deformasyona uğramışlardır. Kuvarsitler çok iyi yapraklanmış kuvars şistlere, karbonatlar ise kalkıştiller ve mermerlere dönüşmüştür. Bazı lokasyonlarda kuvars şistler ile melabazıklar arasında geçiş görülür. Şaryaj düzleminde çok etkili olan tektonik fabrik gelişimi, bu düzlemden uzaklaşıldığında tedrici olarak yok olur.

Eklenti prizmasında birçok dilimin metamorfizmanın fiziksel koşulları açısından bağımsız olduğu görülür. Granatlı mikaşistler, biyotit içermeyen ve muskovit-klorit birlikteliğinin yaygın olduğu kayalar olup, düşük

mertebe koşullarına işaret etmektedir. Bazı magmatik kayalarda çok düşük mertebeli koşullara işaret eden prehnit, pumpeliyit, klorit ve albit gelişimi ile amfibollerde görülen uralitleşme çok yaygındır. İyi makaslanmış zonlarda ise aktinot + Fe'ce fakir epidot kapsayan metabazikler de görülmektedir. Ritmik olarak tekrarlayan bu özellik, verilen bir noktada ve verilen bir zaman diliminde fiziksel koşulların değişik olamayacağı noktasından hareketle, çok düşük ve düşük mertebeli koşullarında oluşmuş metamorfik kayaların metamorfizma zonlarına ayrılmasını göstermektedir. Düşük ve çok düşük mertebeli koşulların (Winkler, 1974) olduğu alanlarda alkali amfibol oluşumlarına da rastlanmaktadır. Bazı kayaç örneklerinde aktinolitik bileşimde bir amfibolün önce glokofana ve daha sonra da mavi-yeşil pleokroizma gösteren bir amfibole dönüştüğü izlenmiştir. Bu gözlem, bu kayalarda çok evreli deformasyonların etkin olmuş olduğunun tipik göstergesidir. Kuvars şist, mermer veya düşük mertebeli oldukları saptanabilen pelitik kayaçlar çok yaygındır. Ancak, bazı dilimlerde görülen sillimanit gnays, amfibollü gnays ve diğer kuvars ve amfibolce zengin gnaysik kayaçların ise amfibolit fasiyesi koşullarında oluştuğunu söylemek mümkündür (Yılmaz, 1979). Bazı küçük dilimlerde de amfibolit veya daha iyi bir olasılıkla granulit fasiyesi koşullarına işaret eden pembe granat + kahverengi amfibol + klinopiroksen parajenezli granatlı amfibolitler saptanmıştır. Bu tür kayaçların kabuğun daha derin segmentlerinden yükseldiğini düşünmek gerektiği kanısındayız. Gerek eklojitlerde, gerekse bu tür yüksek mertebeli kayaçlarda fakolit niteliklerini koruyabilmelerinden kaynaklandığını sanıyoruz. Yani bu kayaçların makaslanmış çeperleri en son deformasyonun fiziksel koşullarını yansıtmakta, yüksek mertebeli metamorfizmaya işaret eden parajenezlerin korunduğu mercer veya budinler ise son deformasyondan etkilenmiş protolitleri temsil etmektedirler.

Eklenmiş prizmasındaki metamorfik dilimler (Daday-Devrekani masifi) bir diğerini kesen birçok makaslama zonu kapsar. Bu kayaçlarda yapraklanmalarını iyi gelişmiş olması yeterince derin koşullara işaret ederken, kataklastik deformasyonlar bağıl olarak daha sık koşullarda gerçekleşen geç evre deformasyonlarını temsil ederler. Kretase yaşlı fliš, hem bu dilimleri ortak olarak örter, hem de bu dilimlerle kıvrımlanarak yeniden ekaylanır.

Bu gözlemlere göre, Daday-Devrekani masifi progresif olarak deforme olmuş bir kıta kenarını temsil etmektedir. Yaşı Apsiyen'e kadar inen flište görülen metamorfik ve ofiyolitik kırıntılar, deformasyon sürecinin Apsiyen öncesinde başladığını ve ofiyolitlerin Apsiyen öncesinde kıta kenarına yerleşmiş olduğunu gösterir. Bu durum, ofiyolit yerleşimi için okyanusal alanın kapanmasının zorunlu olmadığını da ima eder.

PALEOTETİS'İN EVRİMİNE İLİŞKİN JEOLJİK SINIRLAMALAR

Tetis alanlarının anlaşılabilmesi, birbirinden soyutlanamayan birçok donenin doğru olarak değerlendirilmesine, büyük kıtaların hareketlerinin yerel alanlarda saptanmış jeolojik, paleomanyetik, jeokimyasal ve metamorfizmaya ilişkin verilerle uyumlu olmasına veya bütünleşmesine bağlıdır. Alp-Himalaya dağ oluşum kuşağının

jeolojik evriminin anlaşılması ve genel bir senteze gidilebilmesi yüzlerce araştırmacının doğru olarak yorumlanması ve entegrasyonu ile mümkündür. Bu araştırmada incelenen alandan elde edilmiş veriler çerçevesinde, Paleotetis'in konumu ve evrimine yorum getirilmeye çalışılmaktadır. Bu yorumun, bu kuşağın evrimi için yapılacak sentezlerde kullanılabileceği umuyoruz.

Paleotetis'in Konumu

Günümüze değin önerilmiş jeolojik evrim modelleri çerçevesinde Rodop-Pontid fregmanmm hangi büyük kıtaya ait olduğunun saptanması Paleotetis'in konumuyla özdeşleşir. Paleotetis'in kapanması veya Avrasya ile Gondvana kıtalarının çarpışma süreci, dünya levha mozayığının dinamiğinden soyutlanamaz. Atlantik okyanus tabanına ait verilerle, Avrasya'nın sabit Afrika'ya veya Afrika'nın sabit Avrasya'ya bağlı hareketleri saptanmış olup, Türkiye civarında bu iki büyük kıta arasındaki açıklığın Kretase döneminde yaklaşık 4 000 km. olduğu hesaplanmıştır (Robertson and Dixon, 1985). Kuzey Amerika'nın Gondvana'dan kopması sürecinde Gondvana ile Avrasya arasındaki açıklık büyümekte ve Güney Amerika'nın Gondvana'dan ayrılmasına bağlı olarak da bu açıklık hızla daralmaya başlamaktadır. Görüş ayrılıkları ne olursa olsun, ince bir kıtasal levhanın, Triyas sonuna doğru Gondvana'dan koparak, Paleotetis'in yokolma sürecinde Avrasya'ya eklendiği düşüncesi (Stöcklin, 1974, 1977; Adamia ve diğ., 1977; Biju-Duval ve diğ., 1977; Şengör, 1979; Dercourt ve diğ., 1986) genellikle kabul edilmektedir. Ancak, bu sürecin zaman ve mekan boyutunda nasıl gerçekleştiği konusunda bir diğerinden az çok farklı birçok görüş mevcuttur. Triyas yaşlı bir kapanma (Üşümezsoy, 1987) paleomanyetik verilere göre, çok büyük bir açıklığın kapanması için hemen hemen hiç zaman bırakılmaktadır. Aynı zamanda çarpışma kuşağı üzerinde, kabuğun kalınlaşmış olması gereken yerde yeni bir açılma, yani levhaların hareket yönlerinin değişmesi gerekmektedir. Bu düşünce, güney yönlü bir yitimle Triyas'ta Pontidler ile Anatolidler'in çarpıştığı görüşü (Özcan ve diğ., 1987) için de geçerlidir. Liyas ve Dogger yaşlı bir çarpışma (Şengör ve Yılmaz, 1981) da paleomanyetik verilerle uyum sağlamamaktadır (Lauer, 1981; Westphal ve diğ., 1986; Sarıbudak, 1989). Çünkü, Jura'da kabaca 10-15 paleoenleminde olan Pontidler, Avrasya'ya göre oldukça güneyde yer almaktadır (Sarıbudak, 1989). Ancak, Pontidlerin Jura döneminde Avrasya'dan kopuk oluşu, bu fregmanm Gondvana'ya ait olduğunu kanıtlamaz. Bu noktada birdiğerinden soyutlanamayan jeolojik verilere başvurmak gerekmektedir. Bize göre, Pontidler güneyinde kuzeye dalarak yokolan Paleotetis'in yokolma süreci olası olarak Üst Paleozoyik'te, en geç Triyas başında başlamıştır. Dolayısıyla, eş zamanlı olarak gelişmesi beklenen yayardı havzada Triyas'ta açılmaya başlamış olmalıdır. Kocaeli Triyas'ı kanımızca bu havzaya bağlı olarak oluşmuştur. Bu yorum bu araştırmada sunulan tüm jeolojik verilerle de bütünleşmektedir.

Paleotetis'in konumunu belirleyen verilerin en önemlilerinden biri de, hiç kuşkusuz, Permo-Triyas paleocoğrafyasıdır. Zonguldak çevresinde karasal fasiyesler ile temsil edilen Permo-Karbonifer güneye ve Paleotetis kenetine (İzmir-Kars keneti) doğru denizel fasiyeslere geçiş

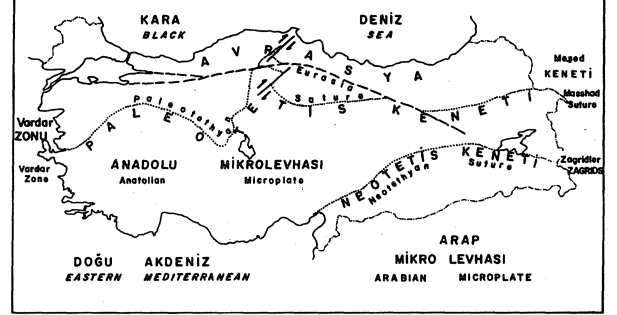
gösterir. Bu durum, bu birimlerin güneye bakan bir plat formda oluştuğunun somut kanıtıdır. Çünkü, Zonguldak ve/veya İstanbul Paleozoyiği allohton olsa bile güneyden kuzeye ilerlemesi gereken birimlerin 180° döndürülmesi gerekir. Bir başka deyişle, bu birimler Gondvana kuzeyine ait ise, sığ fasiyeslerinin güneyde, derin fasiyeslerinin ise kuzeyde yer alması gerekirdi. Permo-Triyas paleocoğrafyası Rodop-Pontid fregmam güneyinde denizel bir alanın varlığını gösterirken, Triyas'ta başlayan bir riftleşme düşüncesi ile de bağdaşmaz. Çünkü, Permo-Karbonifer'de ve hatta Paleozoyik süresince, Rodop-Pontid fregmanı güneyinde denizel bir alanın varlığı riftleşmenin veya kabuk incelmesinin çok önceden başladığının işaretidir.

Permo-Karbonifer'in İzmir Kars keneti kuzeyindeki anlamlı paleocoğrafyasma ek olarak, bu birimlere ait fauna, bazı yönleriyle Toroslarm Permiyen faunasından farklıdır (Erol Çatal ve Tufan Süer ile kişisel görüşmeler). Diğer yandan, Akdeniz (1988), Wagner ile yaptığı kişisel görüşme (1980) sonucunda, Demiröz (Bayburt) Karbonifer'inin Gondvana'ya ait olabileceğini belirtmektedir. Gerçek Permiyen, gerekse Karbonifer faunası arasındaki benzerlik veya farklılık, Gondvana ile Lavrasya arasında bir kara bağlantısı olabileceğini (Hallam, 1972), bu bağlantı nedeniyle Permiyen faunasının tamamen farklılaşmadığını, dispersif karakterli organizmaların her iki katı kenarında da görülebileceğini düşündürmektedir. Kerey'e (1982) göre, Zonguldak Karbonifer'i Avrasya affinitelidir. Sakarya kıtasında bulunmuş Avrupa karakterli epidoseras fosili ise Sakarya kıtasının Avrasya'dan uzak olmadığını (Şengör ve Yılmaz, 1981) değil, bu kıta parçacığının Avrasya'dan kopuk olmadığını işaretidir.

Paleotetis Rodop-Pontid fregmamın kuzeyinde ise, gerek Skitiyen platformunun, gerekse Batı Pontidlerin Jura öncesi birimlerinde yeterince etkin bir deformasyon görülmeşi açıklık getirilmesi gereken noktalardan biridir. Bu okyanus, Şengör ve Yılmaz (1981) tarafından önerildiği gibi Dogger'de kapanmamış olup da, paleomanyetik verilerle bağdaşan bir şekilde Üst Mesozoyik'te de varlığını sürdürmüş ise (Bektaş ve diğ., 1984), gerilme rejiminde çökelmiş Üst Liyas-Lütesiyen yaşlı bir karbonat-fliş kamasının varlığını açıklamak çok zordur. Bu Çökel kamanın Karadeniz'e ait olduğu kabul edilirse, Liyas öncesi aktif bir kıta kenarının, kapanmasını tamamlamadan, Liyas sonrasında pasif bir kıta kenarına dönüştüğünü (imkânsız bir süreç) kabul etmek gerekmektedir. Üst Liyas'ta başlayan bu çökel kamanın Karadeniz'e ait olduğunun kabul edilmesi, kabaca aynı kuşakta gerçekleşen Dogger yaşlı bir çarpışmayla zaten doğrudan ilişkilidir.

Paleomanyetik verilere ek olarak, Rodop-Pontid fregmanı güneye bakan bir kıta kenarının varlığını gösteren Permo-Karbonifer paleocoğrafyası, Permiyen faunasının Toroslarmkinden farklılık göstermesi, Karakaya formasyonunun sadece pontidlerde bulunuşu ve kenete bitişik oluşu, Pontidlerdeki Jura-Kretase karbonatlarının Toroslarmkinden farklı bir fauna kapsamı, Pontidlerdeki bu karbonat-fliş kamasının kuzeye bakan bir kıta kenarında Liyas-Lütesiyen aralığında sürekli bir çökel paket oluşturması gibi jeolojik veriler de, Anatolidler ile Pon-

tidier arasında, Permo-Karbonifer'den Erken Tersiyer'e kadar progresif olarak yokolmuş bir okyanusal alanın varlığına işaretir.



Şekil 5. Anadolu'nun kıtasal kabuk parçaları ve kenet kuşaklarını gösteren şematik harita.

Figure 5. Schematic map showing fragments of continental crust and suture zones of Anatolia.

Ofiyolit Kök Zonları

Alp-Himalaya kuşağının oluşumunda görüş ayrılıklarının yoğunlaştığı bir başka sorun da, kaç tane ofiyolit kök zonu olduğudur. Ricou ve diğ., ne (1984) göre Alp-Himalaya kuşağında iki kök zonu olmasına karşılık, Türkiye'de tek bir okyanusal alan vardır. Trodos, Kemer, Antalya ve Hatay ofiyolitleri de dahil, Türkiye'deki tüm ofiyolitler Pontidler ile Anatolidler ayıran tek bir kök zonundan türemiştir. Bu kenet Erzincan'dan itibaren de Zagridlere bağlanmaktadır. Ancak, Toros'larda birçok yerde Kambriyen'den Eosen'e kadar sürekli çökme oluşu (Demirtaş, 1967; Özgül ve diğ., 1973; Metin ve diğ., 1982; Şenel, 1986; Ayhan, 1987), son yıllarda yapılmış çalışmalar da gözönünde bulundurularak, Trodos, Kemer, Hatay ve Alanya masif ofiyotitlerinin güney kökenli oldukları konusunda kuşku bırakmamaktadır. Bu makalede, İzmir-Kars kenetine ek olarak, Bitlis/Pötürge kuzeyinden (Özkaya, 1982; Yazgan ve diğ. 1983; Bitlis/Yazgan, 1984; Çağlayan ve diğ., 1984) Zagridlere bağlanan ikinci bir kenetin varlığı savunulmaktadır. Bu kenet, ölü Deniz trans formu batısında halen aktif bir dalma batma zonu olarak devam etmektedir.

Yitim Pölaritesi

Rodop-Pontid fregmamın özellikle Liyas'ta adayı konumunda olduğu düşüncesi (Adamia ve diğ., 1977; Tokel, 1983; Ercan ve Gedik, 1983; Bingöl, 1983; Robertson ve Dixon, 1985; Boztaş ve diğ., 1985; Yılmaz ve Boztaş, 1986; Dercourt ve diğ., 1986; Şengün ve diğ., 1987) yitim polaritesinin iki olasılıkta toplanmasını gerektirir. Birinci alternatifte Rodop-Pontid fregmanı Gondvana'ya ait olduğundan Paleotetis güneye dalmaktadır (Dewey ve diğ., 1973; Şengör ve diğ., 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981; Bektaş ve diğ., 1984). Bu alternatifte ilişkin jeolojik veriler buraya kadar yeterince tartışıldığından burada çok kısa olarak jeokimyasal veriler ışığında yapılmış yorumlara değineceğiz. Doğu Pontidlerdeki volkanizmin al arm jeokimyasal yorumu ile (Bektaş ve diğ. 1984) güney yönlü bir yitim önerilmektedir. Ancak, Batı Pontidler için aynı yorumlar uygulanamaz. Şöyle ki, ada yayı ürünü olarak kabul edilen Küre (Güner, 1980; Yılmaz ve

Tüysüz, 1984) volkanitleri (Triyas) ve Kastamonu grani-toidleri (Dogger) jeokimyasal açıdan (Boztuğ, ve diğ., 1986) ele alındığında, hem mekan hem de zaman boyu-tunda Pontidlerin altına, kuzey yönlü bir yitime işaret et-mektedir.

Verilen bir zaman dilimi ve yitim geometrisi için adayayı konumu teorik olarak hesaplanabilir. Dolayı-sıyla, kenete farklı uzaklıkta olan iki eşyaşlı volkaniz-manın aynı yitim olayına, başka bir deyişle, aynı jeotek-tonik ortama bağlanması imkansızdır. Doğu Pontidler'de kuzey yönlü bir yitimle bağdaşmayan jeokimyasal verile-rin, zaman ve mekan boyutunda yeniden değerlendiril-mesiyle mevcut görüş ayrılıklarının çözümlenebilece-ği inancındayız.

ikinci alternatif çözümde ise, Paleotetis'in Pontid-lerin güneyinde yer aldığı ve kuzey yönlü bir yitimle (Adamia ve diğ., 1977; Letouzey ve diğ., 1977; Biju-Du-val ve diğ., 1977; Yılmaz ve Boztuğ, 1986) Liyas'tan iti-baren progresif olarak tüketildiği (Norman, 1985; Der-court ve diğ., 1986), bu makalede ise, Rodop-Pontid freg-manının Avrasya'ya ait olduğu ve Permo-Karbonifer'den itibaren (Bingöl, 1983) kuzey yönlü bir yitim olduğu savunulmaktadır. Bu görüş, diğer modellerden farklı ola-rak, ofiyolitlerin kıta kıta çarpışması gerekmesizin aktif kıta kenarları üzerine ofiyolitlerin yerleşebileceği dü-şüncesi üzerine kuruludur. Paleotetis'in, kademeli ve/veyt progresif dalma batma zonu gerilemeleri ile (Norman, 1985), Erken Tersiyer'e kadar tüketildiği iddia edilme-ktedir.

JEOLJİK EVRİM

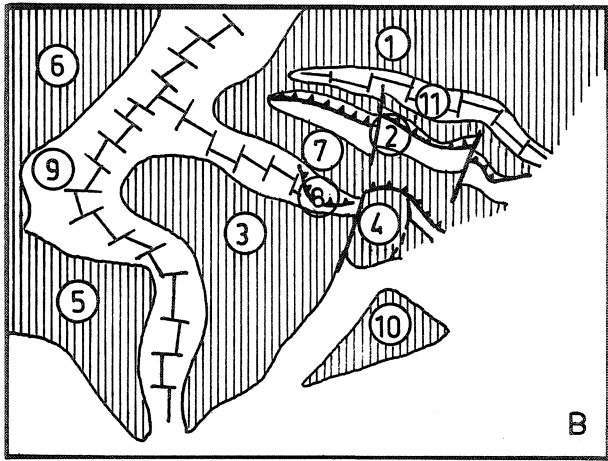
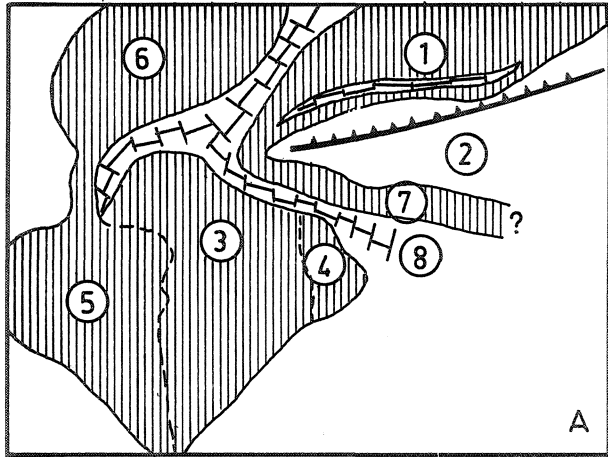
Triyas'tan itibaren parçalandığı öne sürülen (Wil-son, 1963) Pangea'nın batıya doğru daralan girintisi olan Tetis veya Paleotetis tüm Paleozoyik süresince var mıydı sorusunun cevabını verebilmek oldukça zordur. Çünkü, levha hareketlerinin yorumlanabilin es ini sağlayan Atlan-tik okyanus tabanına ait veriler yaklaşık son 250 m.y. için verilebilmektedir (Livermoore and Smith, 1984). An-cak, Torosların jeolojisinin temel karakterleri Paleozoyik süresince kuzeye bakan bir platformun varlığının (Şenel, 1986) somut işaretlerini taşır. Avrasya kıta kenarında benzer çökellerin görülmesi doğaldır, çünkü Avrasya ile Gondvana arasında bir kara bağlantısı mevcuttur (Hallam, 1972). Diğer yandan, Permo-Karbonifer paleocoğrafyası da Pontidler'de güneye bakan bir platformun varlığına işaretler. Buna göre, Pontidler ile Anatolidler (Ketin 1966) Paleozoik süresince bu okyanus ile ayrılmaktadır. Ancak, bu düşüncenin sonunda, hemen cevaplanması ge-reken soru, bu kadar uzun bir süre için Paleotetis okyanu-sunun varlığını nasıl sürdürebildiğidir. Kanımızca, yaşla-nan okyanusal kabuğun yoğunluk kazanarak astenosfere dalması, okyanus ortası sırttaki yayılma ile telafi edile-cektir. Yani, bu okyanusun genişliği, büyük kıtaların ha-reketleri tarafından denetlenmektedir.

Paleotetis'in Permo-Triyas dönemindeki evrimine ilişkin olarak önemle vurgulanması gereken husus, Kara-kaya (Akgöl) formasyonunun İzmir-Kars kenetinin sadece kuzeyinde ve kenete bitişik olarak görülmesidir. Kani-mızca, Permo-Karbonifer'de çökelmiş karbonatların üze-rinde Triyas'tan (?) itibaren gelişmeye başlayan flišoid karakter, Avrasya kıta kenarının aktif bir kıta kenarına

dönüşümü olarak yorumlanabilir. Bu olay ile Gondvana kuzeyinden koparak ayrılan ince kıtasal dilimin kuzeye doğru hareketi ile kısmi de olsa bir paralellik mevcuttur kanısındayız. Gerek Karakaya gerekse bizim bu formasyo-nun eşdeğeri olarak yorumladığımız Akgöl formasyonu üzerine serpantinitle yerleşmiştir. Bu kayalar üzerine de düzenli bir çökel paket çökelmektedir. Bu çökel paketin alt düzeylerinde Alt Triyas fosilleri saptanmış olup, bu birimin oluşumuyla eşzamanlı olarak, kıta üzerine retro-sarye olduğu ve granitik yay magmatizması ile kesildiği (Erken Jura?) gözlenebilmektedir. Bu noktada, aktif bir kıta kenarı üzerine ofiyolit yerleşebilir mi sorusu günde-me gelmektedir. Günümüzde aktif kıta kenarlarında birçok yerde transform faylara ve blok rotasyonlara bağlı olarak ofiyolit yerleşmesi gerçekleşmektedir. Kemer ve Alanya masifi batısına yerleşen ofiyolitler ise bu olayın en güzel örneklerinden birini oluşturur. Aktivitesinin önemli bölü-münü Lütesiyen öncesinde yaşayan (Yetiş, 1984) sol atımlı Ecemiş fayı Batı Toros blokunu saat yönünden çe-virirken, Doğu Akdeniz'in okyanus tabanı Alanya masifi-nin batı bölümü üzerine ve Beydağlan platformuna ret-roşarye olmuştur. Bu hareket bir yandan İsparta büklümü-nün oluşumunda rol oynamış, diğer yandan büklümün her iki kanadında batı ve/veya kuzeybatıya doğru ekaylan-maya neden olmuştur. Antalya kompleksi bu yolla Bey-İağları üzerine yerleşmiş (Yılmaz, P.O., 1984) ve Alanya masifi de Oymapınar barajı civarında batıya doğru yürü-müştür (Şengün, 1986). Avrasya kıta kenarında da Triyas ve/veya öncesinde yerleşen ofiyolitlerin, benzer bir me-kanizmayla yerleştiğini düşünmekteyiz.

Pontidler'de kenetten yeterince uzak herhangi bir noktada Üst Liyas öncesi bir metamorfizma olduğu ve sa-dece saha gözlemleriyle bile bu deformasyon evresinin Liyas ve öncesi yaşta olduğu söylenebilmektedir (Kaya, 1987). Ancak, kenete doğru (güneye doğru) yaklaştıkça, Karakaya formasyonunda görülen de formasyonların tedri-cen etkinleştiği ve kenete yeterince yaklaşıldığında, Ka-rakaya formasyonunu tanımlayan parametrelerin izlene-mez hale geldiği tüm kuşak boyunca izlenebilmektedir. Kenete yakın olan alanlarda, Kretase flišinde görülen izoklinal kıvrımlanma ile aynı flišteki makaslama düzlemlerinde görülen kristalizasyonlar, Kretase yaşlı bir metamorfizmanın jeolojik göstergeleridir. Kretase defor-masyonları farklı bir kök zonunun (Neotetis'in kuzey kolu) kapanmasına mı ilişkindir? Bu araştırmada, Liyas sedimantasyonunun Neotetis'in kuzey koluna ait (Görür ve diğ., 1983) değil, Karadeniz'in açılmasına ilişkin oldu-ğunu ve Anatolidler ile Pontidler'i ayıran okyanusun tüm Paleozoyik ve Mesozoyik'te varlığını sürdürdüğünü göste-ren veriler sunulmuştur. Jura-Kretase dönemine ilişkin jeolojik evrim Şek. 7'de şematik olarak gösterilmiş olup, aşağıda da özetlenmiştir.

Erken Liyas ve öncesinde aktif olan granitik yay magmatizması, olasılı olarak Liyas öncesinde gerçekle-şmiş bir dalma-batma zonu gerilemesine bağlı olarak, bize göre Geç Liyas öncesinde, Yılmaz ve Boztuğ'a (1986) göre Üst Jura'dan itibaren aktifkesini yitirmiş olmalıdır. Ankara melanji içindeki bazaltik kayaların değişik dö-nemleje ve/veya lokasyonlara ilişkin ada yaylarına işaret ettiği düşüncesi (Çapan ve Floyd, 1985) Norman (1985)



Şekil 6. Kıtasal kütlelerin Alt (a) ve Üst (b) Mesozoik'teki konumlarını gösteren şematik harita.

1. Avrasya, 2. Paleotetis, 3. Afrika,
4. Arapmikrolevhası, 5. Güney Amerika,
6. Kuzey Amerika, 7. Anadolu Mikrolevhası,
8. Neotetis, 9. Atlantik Okyanusu,
10. Hindistan Levhası, 11. Proto Karadeniz

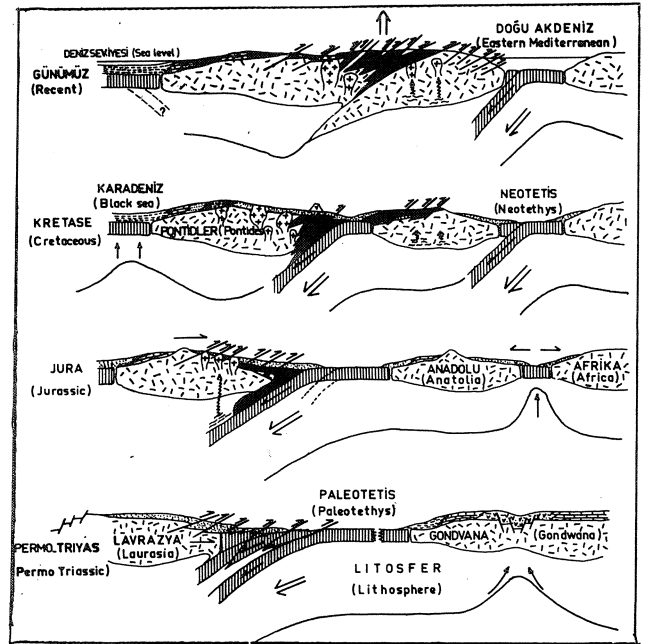
Figure 6. A tentative schematic map showing Early (a) and Late (b) Mesozoic positions of main continental masses and oceanic domains.

1. Eurasio, 2. Paleotethys, 3. Africa,
4. Arabian Microplate, 5. South America,
6. North America, 7. Anatolion Microplak,
8. Neotethys, 9. Atlantic Ocean,
10. Indian Plate, 11. The Proto Black Sea

tarafından önerildiği gibi kademeli olarak gerileyen birden fazla ada yayı ile açıklanabilir. Dalma-batma zonu gerilemesi, kıtaların birbirlerine hızlı olarak yaklaştıkları dönemlerde (Livermore ve Smith'in (1984) Atlantik Okyanusu tabanı verilerine göre Kretase'de), yay önünde kalan litosferin yeni gelişen dalma-batma zonu önünde kalarak sıkışmasına ve böylece aktif kıta kenarına eklenmesine neden olduğunu düşünüyoruz. Her dalma-batma zonu gerilemesinin, sıkışma rejiminin okyanus tarafına doğru göçü ile yükselen fliş ve kıta kenarının deforme kayaçla-

rından yeni yayönü havzaya malzeme aktarımına (Norman, 1985; Şengün ve diğ., 1987) neden olduğunu sanıyoruz, böylece, eski yay alanı progresif olarak geçeden bir kamburlaşma göstermektedir. Bu mekanizmayla pozitif bir alana dönüşen eski ada yayı sistemi ve ardında, sıkışma rejiminin yerini gerilme rejimi almaktadır. Bu rejime bağlı olarak gelişen yarıdeniz havzaya (Karadeniz) ait çökeller, böylece sıkışıp yükselmiş ve granitlerle kesilmiş alan post-tektonik olarak örtmektedir. Daha önce de belirttiği gibi, bu çökeller güneyde karbonat olup, kuzeye doğru flişoid karakter egemendir, kuzeybakan pasif bir kıta kenarında çökelmiştir ve kenet kuşağının kuzeyine özgüdür.

Tetis keneti boyunca görülen Kretase yaşlı melanjlar, Rodop-Pontid fregmanında saptanmış Üst-Jura öncesi ofiyolitlerin (Yılmaz, 1979; Şengör ve diğ., 1980) Rodop-Pontid fregmanı kuzeyindeki bir kök zonundan geldiğini düşündürür. Bu düşünce sonunda Paleotetis'in Pontidler'in kuzeyinde yer almasına ek olarak, Neotetis'in kuzey kolu da zorunlu olarak Meşed keneti yerine, Zagridlere bağlanmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Ancak, bizim önerdiğimiz evrim modeli bu tür zorunluluklara bağlı olarak geliştirilmiş çözümlere alternatif olabilecek bir çözümü gündeme getirmektedir.



Şekil 7. Tetis alanlarının jeolojik evrimi.

Figure 7. Geologic Evolution of the Tethyan domains.

TARTIŞMA ve SONUÇLAR

1. Akgöl fm. ile Karakaya Grubu (Bingöl, 1983) yaş ve kuşak açısından denestirilebilir. Kenete bitişik oluşu, sözkonusu kenetle (Izmir-Kars keneti) jenetik olarak bağlantılı olduğuna, diğer bir anlatımla Triyas'ta açılmış ve kapanmış bir rifte ilişkin (Şengör ve Yılmaz, 1981) olmadığına, aynı kenetin güneyinde hiçbir yerde görülemeyişine ise pasif değil, aktif bir kıta kenarına ait olduğuna işaret etmektedir. Serpantinit kapsamı ve reg-

resif karakteri, bu birimin aktif bir kıta kenarında çökelmiş olduğunu göstermektedir.

2. Paleotetis, Pontidler ile Anadolu'daki bir arayan okyanusal alandır. Olasılı Üst Paleozoyik (Permien?) ile Erken Tersiyer arasında kuzey yönlü bir yitimle Pontid'lerin altında progresif olarak tüketilmiştir. Bu okyanusun Pontid'lerin güneyinde yer almış olduğunu gösteren veriler aşağıda sunulmuştur. a. Pontidlerin Jura'da Avrasya'ya bağlı konumuna ilişkin paleomanyetik veriler. b. Pontid'lerin Permo-Karbonifer paleocoğrafyası. c. Pontidler ve Torid'lerin Permien faunasının farklı oluşu. d. Toros'lara Paleozoyik'te kuzeye bakan bir platform oluşu. e. Zonguldak ve İstanbul Paleozoyiğinin üzerinde taşınabileceği şaryajı, iddia edildiğinin (Yılmaz, 1979; Şengör ve diğ., 1980) aksine, Lias-Dogger aralığında değil, Kretase ve sonrasında gerçekleştiği. f. Kastamonu granitlerinin jeokimyasal (Boztaş ve diğ., 1985) ve jeolojik özellikleri. g. Lias'ta, İzmir-Ankara-Tokat-Erzincan keneti boyunca açılma değil, kapanma olduğu; diğer bir anlatımla Neotetis'in Kuzey Kolu'nun (Şengör ve Yılmaz, 1981) varolmadığı ve bu kenetin Paleotetis'e ait olup Sevan-Akera'dan Meşed kenetine bağlanması. h. Üst Lias çökellerinde izlenen riftleşmeye ilişkin parametrelerin (Görür ve diğ., 1983) gerçekte Karadeniz'in açılmasına bağlı, Lias-Lütesiyen arasında sürekli, güneşe doğru transgressif aşmalı kuzeye bakan bir platformda oluşmuş bir çökel kamaya ilişkin oluşu (Altınlı, 1973; Çalgın ve diğ., 1973; Saner, 1980; Gözler ve diğ., 1985).

3. Paleotetis'in yokolma süreci kademeli ve/veya progresif dalma-batma zonu gerilemesine bağlı bir mekanizmaya bağlanmıştır. Dalma-batma zonu gerilemesine bağlı olarak ada yayı da gerilemektedir. Eski yay, yeni gelişen yayın önünde sıkışarak yükselmekte, aşınmakta ve grabenleşmeye başlarken yay-ardı havza (Karadeniz) çökelleri ile transgressif aşmalı olarak örtülmeye başlanmaktadır. Böylece, eski yay, yeni gelişen yayönü havzasının beslenme alanını oluştururken, yeni yayönü havzada çökelmekte olan fliş, kıta kabuğuna ait metamorfik kayalar ve ofiyolitlerle progresif olarak kıvamlanmakta ve dilimlenmektedir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Adamia, S.A., Lordkipanidze, M.B. ve Zakariadze, G.S., 1977, Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus: Tectonophysics, 40, 183-199.
- Akdeniz, N., 1988, Demirözü Permo-Karboniferi ve bölgesel yapı içindeki yeri, Türkiye Jeoloji Bülteni, 31/7, 71-80.
- Akyol, Z., Arpad, E., Erdoğan, B., Göğür, E., Güner, E., Şaroğlu, F., Şentürk, L., Tütüncü, K., Uysal, Ş., 1974, Cide-Kurucaşile dolayının Jeoloji haritası ve açıklaması (1/50000) M.T.A. Gn. Md.
- Akyürek, B., Bilginer, E., Dağçer, Z., Sunu, O., 1979, Hacılar (K Çubuk-Ankara) Bölgesinde Alt Triyas'ın Varlığı, TJK Bül. 22, 169-174.
- Akyürek, B., Bilginer, E., Akbaş, B., Hepsen, N., Pehlivan, Ş., Sunu, O., Soysal, Y., Dağçer, Z., Çatal, E., Sözeri, B., Yıldırım, H., Hakyemez, Y., 1984,

- Ankara-Elmadag-Kalecik Dolayının Temel Jeoloji Özellikleri, Jeol. Müh. Der., 20, 31-46.
- Altınlı, E., 1973, Orta Sakarya Jeolojisi; Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, Tebliğler: Maden Tetkik Arama Enst., Ankara, 159-191.
- Aydın, M., Şahintürk, Ö., Serdar, H.S., Özçelik, Y., Akarsu, L., Üngör, A., Çokuğraş, R., Kasar, S., 1986, Ballıdağ-Çangaldağı (Kastamonu) arasındaki bölgenin Jeolojisi, TJK Bül., 29, 1-16.
- Ayhan, A., 1987, Kozan-Elmadagı (Adana ili) Arasının Jeolojisi (Doğu Toroslar-Türkiye), Doktora tezi 160 s. (Yayınlanmamış).
- Bektaş, O., Pelin, S., ve Korkmaz, S., 1984, Doğu Pontid yay gerisi havzasında manto yükselimi ve polijenetik ofiyolitik olgusu, TJK Ketin Simpozyumu, 175-188.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Canadian Journal of Earth Sciences, 18, 210-265.
- Biju-Duval, B., Dercourt, J. ve Le Pichon, X., 1977, From the Tethys Ocean to the Mediterranean seas: A plate tectonic model of the evolution of the western Alpine System; B. Biju-Duval ve D. Montadert, ed., Structural History of the Mediterranean Basins de: Editions Technip, Paris, s. 143-164.
- Bingöl, E., 1978, Explanatory notes to the metamorphic map of Turkey in the metamorphic map of Europe, 1:2.500.000. Explanatory text. HJ. Zwart (Editor). Subcom. for the Cartography of the Metamorphic Belts of World, Unesco, Paris and Leiden.
- Bingöl, E., 1983, Probable tectonic evolution of Turkey between Precambrian and Jurassic, 37th scientific and technical congress of the Geol. Soc. of Turkey, Abstracts, 36-38.
- Bingöl, E., 1984, Evolution Geotectonique de la Turquie, Congres. Int. de Geologie, Moscow, Add. Abs., 9, 2, p. 143.
- Blumenthal, M., 1948, Un aperçu de la geologie des chaines nordanatoliennes entre L'Ova de Bolu et le Kızılırmak inférieur. MTA Yayın No. B. 13.
- Boztaş, D., Debon, F., Le Fort, P. and Yılmaz, O., 1985, Geochemical characteristics of some plutons from the Kastamonu granitoid belt (northern Anatolia, Turkey): Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 64 (3), 389-403.
- Çağlayan, M.A., İnal, R.N., Şengün, M. and Yurtsever, A., 1984, Structural setting of Bitlis Massif. In: Geology of the Taurus Belt, MTA Special Publication, Ankara, 245-254.
- Çalgın, R., Pehlivanoğlu, H., Ercan, T., Şengün, M., 1973, Ankara dolayının Jeolojisi. MTA rapor no. 6487 (Yayınlanmamış).
- Çapan, U.Z. ve Floyd, P.A., 1985, Geochemical and petrographic features of metabasalts within units of the Ankara melange: Ofioliti, 10/1, 3-18.
- Debon, F. and Le Fort, P., 1982, A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations: Royal Society of Edinburgh Transactions, 73, 135-149.

- Demirtaşlı, E., 1967, Pınarbaşı-Sarız-Mağara ilçeleri arasındaki sahanın litostratigrafi birimleri ve petrol imkânları. MTA rapor no. 4389 (Yayınlanmamış).
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L. E., Kaamin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikow, I. M., Geysant, V., Lapurier, C., Perhersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sozokhtrn, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lover, J.F. and Biju-Duval, B., 1986, Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias; *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- Deveciler, E. ve diğ., 1989, Çatalzeytin (Kastamonu) dolayının jeolojisi, MTA rapor no. 8617 (Yayınlanmamış).
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., III, Ryan, W.B.F. and Bonnin, J., 1973, Plate tectonics and the evolution of the Alpine System: *Geol. Soc. America Bull.*, 84, 3137-3180.
- Dietz, R.S. and Holden, J.C., 1970, The Breakup of Pangea, in: *Continents Adrift and Aground with introductions by J. T. WILSON, SCIENTIFIC AMERICAN, SPEC, PUB.*
- Ercan, T. ve Gedik, A., 1983, Pontidlerdeki volkanizma, *Jeol. Müh. Derg.* 18, 3-30.
- Geiss, H.P., 1954, Karadeniz taşkömürü prospeksiyonu bölgesi dahilinde Inebolu-Küre-Abana sahasında yapılan jeolojik löve neticeleri. MTA rapor no. 2973 (Yayınlanmamış).
- Göktunalı, K., 1955, Devrekani-Daday-Küre ilçeleri arasında kalan Ağlıpazarı-Seydiler bölgesi hk. MTA rapor no. 2533 (Yayınlanmamış).
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Akkök, R., Yılmaz, Y., 1983, Pontidlerde Neo-Tetis'in kuzey kolunun açılmasına ilişkin sedimentolojik veriler. *TJK Bül.*, 26/1, 11-20.
- Gözler, M.Z., Ergül, E., Akçören, F., Genç, Ş., Akat, U. ve Acar, Ş., 1985, Çanakkale boğazı doğusu-Marmara Denizi güneyi - Bandırma - Balıkesir-Edremit ve Ege Denizi arasındaki alanın jeolojisi ve kompilasyonu. MTA rapor no. 7430 (Yayınlanmamış).
- Güner, M., 1980, Küre civarının masif sülfür yatakları ve jeolojisi, Pontidler (Kuzey Türkiye), *MTA Dergisi*, 93-94, 65-109.
- Hallam, A., 1972, Continental Drift and the fossil record, In: *Continents Adrift and Continents Aground with introductions by Tuzo Wilson, Scientific American; W. H. Freeman and Comp.*, p. 186-195.
- Kaya, O., 1987, Kuzeybatı Anadolu'da Triyas ve Jura kayalarının yeniden değerlendirilmesi: Orta Triyas öncesi-Erken Kretase tektonik evrimi üzerine sınırlamalar ve öneri: Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri özleri, 1-2.
- Kerey, I.E., 1982, Stratigraphical and sedimentological studies of upper carboniferous rocks in Northwestern Turkey, Doctorate thesis, University of Keele (Unpublished).
- Ketin, İ., 1966, Anadolunun tektonik birlikleri. MTA Der., 66, 23-24.
- Ketin, İ. ve Gümüş, O., 1962, Sinop, Ayancık ve güneyinde, III. bölgeye dahil sahaların jeolojisi hakkında rapor. I, II. TPAO, Arama Grubu, rapor no. 213 (Yayınlanmamış).
- Khain, V., 1975, Structure and main stages in the tectono-magmatic development of the Caucasus: an attempt at geodynamic interpretation: *Am. Jour. Sci.* 275-A, 131-156.
- Lauer, J.P., 1981, Origine méridionale des Pontides d'après de nourex résultats paleomagnetiques obtenus en Turquie: *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 6, 619-624.
- Letouzey, J., Biju-Duval, B., Dorkel, A., Connard, R., Kristchev, K., Montadert, L., ve Sungurlu, O., 1977, The Black Sea: A marginal basin. Geophysical and geological data; Biju-Duval, B. ve Montadert, L. ed., *Structural History of the Mediterranean Basins de: Editions Technip, Paris*, s. 363-376.
- Livermoore, R.A. and Smith, A.G., 1984, Relative motions of Africa and Europe in vicinity of Turkey, in: *Geology of the Taurus Belt, MTA Special Publication, Ankara*, 1-10.
- Metin, S., Papak, L., Keskin, H., özsoy, L., Polat, N., Altun, L., İnanç, A., Hazinedar, H., Konuk, O. ve Karabak, N.N., 1982, Tufanbeyli-Sarız ve Gök-sun-Saimbeyli arasındaki jeolojisi, MTA rapor no. 7129 (Yayınlanmamış).
- Norman, T., 1985, The role of Ankara Melange in the development of Anatolia (Turkey), in: *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Special Publication of the Geological Society, No: 17; 441-447, Blackwell Scientific Publications, Oxford*, 848 pp.
- Önder, F., Boztuğ, D. ve Yılmaz, O., 1987, Batı Pontidlerdeki Göynükdağı-Kastamonu yöresi Alt Mesozoyik kayaçlarında yeni paleontolojik (Konodont) bulgular, Batı Pontidler/Türkiye: Melih Tok ay Jeoloji Simpozyumu'87 bildiri özleri, 127-128.
- özcan, A., Göncüoğlu, C. M., Turhan, N., Uysal, Ş., Şentürk, K., 1987, Late Paleozoic evolution of the Kütahya-Bolkardağ Belt, Melih Tokay Jeoloji Simpozyumu'87 Bildiri özleri, 23-24.
- Özgül, N., Göğer, E., Bingöl, L., Baydar, O. ve Erdoğan, B., 1973, Tufanbeyli dolayının Kambriyen-Tersiyer kayaları, *TJK Bülteni*, 16/1, 82-100.
- özkeya, I., 1982, Marginal basin ophiolites at Oramar and Karadağ, SE turkey: *J. Geol.*, 90, 269-278.
- Pehlivan, Ş., Barkurt, M.Y., Bilginer, E., Can, B., Dağ, Z., örçen, S., 1987, İlgaz Kuzeydoğusu Boyalı-Kurşunlu Dolayının Jeolojisi, MTA rapor no. 8171 (Yayınlanmamış).
- Ricou, L. E., Marcoux, J. and Whitechurch, H., 1984, The Mesozoic organization of the Taurides: one or several ocean basins?, in: *Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. ed., The Geological evolution of the Eastern Mediterranean, Blackwell, Oxford*, 349-360.
- Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E., 1985, Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern

- Mediterranean, in: J.F. Dixon and A.H. Robertson (Editors), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, Spec. Publ. Geol. Soc. London, 13, 1-74.
- Saner, S., 1980, Batı Pontidlerin ve komşu havzaların oluşumlarının levha tektoniği kuramıyla açıklanması. *Kuzeybatı Türkiye*. MTA Dergisi, 93/94, 1-19.
- Sarıbudak, M., 1989, Karadeniz; Üst Kretaséde açılmış bir ada yayı arkası havza mı? Yoksa Erken Mesozoyik Okyanusunun bir kalıntısı mı? Paleomagnetik bir yaklaşım. 43. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri özleri.
- Stöcklin, J., 1974, Possible ancient continental margins in Iran: Burk, C.A. ve Drake, C.L. ed., *The Geology of Continental Margins* de: Sprenger, Berlin, s. 873-887.
- Stöcklin, 1977, Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia: *Mém. h-se'r. Soc. Géol. Fr.*, 8, 333-353.
- Şenel, M., 1986, Tahtalıdağ ve dolayının (Antalya-Kemer) Jeolojisi: İstanbul Üniversitesi, Doktora tezi, 218 s. (Yayınlanmamış).
- Şengör, A. M.c., 1979, Mid-Mesozoic closure of Permian-Triassic Tethys and its implications: *Nature*, 279, 590-593.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Ketin, I., 1980, Remnants of a pre-late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys: *Geol. Soc. America Bull.*, 91, 499-609.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey. A plate tectonic approach: *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengün, M., 1984, Tatvan Güneyinin Jeolojik/Petrografik incelenmesi. Doktora tezi, Hacettepe Üniversitesi, 157 s. (Yayınlanmamış).
- Şengün, 1986, Alanya Masifinin jeolojisi, MTA rapor no. 263 (Yayınlanmamış).
- Şengün, M., Acar, Ş., Akat, U., Akçören, F., Ahun, I., Armağan, F., Deveciler, E., Erdoğan, K., Keskin, H. ve Sevin, M., 1987, Paleotetis'in konumu ve tükenişi. Türkiye Jeoloji Kurultayı'87, Bildiri özleri, 2.
- Tekeli, O., 1981, Subduction complex of pre-Jurassic age, northern Anatolia, Turkey: *Geology*, 9, 68-72.
- Tokel, S., 1983, Liyas volkanitlerinin Kuzey Anadolu'daki dağılımı, jeokimyası ve Kuzey Tetis ada yayı sistemi evriminin açıklanmasındaki önemi, 37. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Tektin Kurultayı Bildiri özetleri: 42-44.
- Üşümezsoy, Ş., 1987, Kuzeybatı Anadolu yınım orojeni: Paleotetis'in batı kenet kuşağı, Türkiye Jeoloji Bülteni, 30/2, 53-62.
- Valentine, J.W. and Moores, E.M., 1974, Plate Tectonics and the history of life in the oceans, in: *Continents Adrift and Continents Aground*.
- Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Pechersky, D.M. and Sibuet, J.C. 1986, Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123, 37-82.
- Wilson, J.T., 1963, Continental Drift, in: *Continents Adrift and Continents Aground with introductions by J.T. Wilson*, Scientific American Spec. Publication, W.H. Freeman and Comp., San Francisco.
- Winkler, H.G.F., 1974, *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer Verlag, New York, 320 s.
- Yazgan, E., Michard, A., Whitechurch, H., et Montigny, R., 1983, Le Taurus de Malatya, (Turquie orientale) element de la suturu sud-tethysienne, *Bull. Soc. Géol. France*, 15, 1, 59-69.
- Yazgan, E., 1984, Geodynamic evolution of eastern Taurus region, in: *Geology of the Taurus Belt*, MTA Special Publication, Ankara, 199-208.
- Yetiş, C., 1984, New observations on the age of the Ecemiş Fault, in: *Geology of the Taurus Belt*, MTA Special Publication, Ankara, 159-164.
- Yılmaz, O., 1979, Daday-Devrekani Masifi kuzeydoğu kesimi metamorfik petrolojisi, Thesis, Hacettepe Univ., Ankara, 176 s.
- Yılmaz, 1980, D aday-Devrekani Masifi kuzeydoğu kesimi litostratigrafi birimleri ve tektoniği, *Yerbilimleri*, 5-6, 101-135.
- Yılmaz, O. and Boztuğ, D., 1986, Kastamonu granitoid belt of northern Turkey: First arc plutonism product related to the subduction of the paleo-Tethys, *Geology*, 14, 179-183.
- Yılmaz, P.O., 1984, The Alakır çay unit, Antalya complex: a tectonic enigma, in: *Geology of the Taurus Belt*, MTA Special Publication, Ankara, 27-40.
- Yılmaz, Y. ve Tüysüz, O., 1984, Kastamonu - Boyabat - Vezirköprü - Tosya arasındaki bölgenin jeolojisi (İlgaz - Kargı Masifinin Etüdü), MTA rapor no, 7838, (yayınlanmamış).

Makalenin Geliş Tarihi : 13.1.1989
Yayına Veriliş Tarihi : 1.9.1990

Mut - Ermenek - Silifke (Konya - Mersin) havzasında ana kaya fasiyesi ve petrol oluşumunun organik jeokimyasal yöntemlerle incelenmesi

Study of source rock fades and petroleum occurrence in Mut-Ermenek-Silifke (Konya-Mersin) basin, through organic geochemical methods

SADETTİN KORKMAZ KÜMMF Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Trabzon
ABDULLAH GEDİK MTA Genel Müdürlüğü, Enerji Hammadde Etüt ve Arama Dairesi, Ankara

ÖZ : Orta Toros kuşağında yer alan Mut-Ermenek-Silifke havzasında, Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı birimlerle, bunları uyumsuz olarak üstleyen Tersiyer yaşlı çökeller yüzeyler.

Havzada, ana kaya özelliği taşıyan formasyonlardan derlenen örneklerin çeşitli organik jeokimyasal özellikleri incelenmiştir. Bu özelliklerden yararlanarak havzadaki ana kayaların petrol oluşturma potansiyelleri yorumlanmıştır.

ABSTRACT : In the Mut-Ermenek-Silifke basin situated in the central Taurus belt, Palaeozoic and Mesozoic aged units and Tertiary sediments overlying unconformably them crop out.

In the basin various organic geochemical features of samples collected from formations with a source rock character have been studied. On the basis of these features, petroleum generation potential of the source rocks in the basin have been interpreted.

GİRİŞ

Orta Toros kuşağında, Mut-Ermenek-Gülner ve Silifke'yi içine alan bölgede, şimdiye kadar çeşitli amaçlı bir çok jeolojik araştırma yapılmıştır. Bunların başlıcaları, Blumenthal (1956), Akarsu (1960), Niehoff (1960), Sezer (1970), Demirtaşlı (1976) ve Gökten (1976)'in çalışmalarıdır. Ancak bölge ilk defa havza ölçeğinde Gedik ve diğ. (1979) tarafından ele alınmış ve ayrıntılı olarak incelenmiştir.

Bu çalışmada, Mut-Ermenek-Silifke havzasında hidrokarbon ana kayası olabilecek formasyonlardan derlenen örneklerin Batı Almanya Jülich KFA Petrol ve Organik Jeokimya Enstitüsü laboratuvarları ile M.T.A. Genel Müdürlüğü laboratuvarlarında çeşitli organik jeokimyasal analizleri yaptırılmış elde edilen sonuçlar çalışmacılar tarafından incelenen havzanın petrol olanakları açısından değerlendirilmiştir.

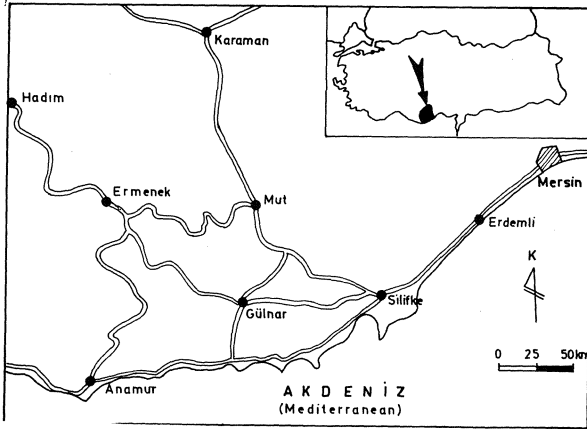
Bilindiği gibi, organik jeokimyasal yöntemlerden yararlanarak ana kayaların hidrokarbon üretip üretmedikleri kolayca anlaşılabilir. Ülkemizde bu konuda yapılmış ve yayınlanmış çalışma sayısı oldukça azdır. Bunlar arasında Pelin(1981), Yalçın (1982), Ünal ve Haıput (1983), Gedik ve Korkmaz (1984) ve Korkmaz (1984)'ı sayabiliriz.

Bu incelemede, havzada anakaya özelliği taşıyan 4 ayrı formasyondan toplam 21 adet örnek alınmıştır. Bu örnekler üzerinde 21 adet toplam organik karbon miktarı ölçümü, 21 adet kil analizi, 6 adet vitrinit yansıması ölçümü ve 6 adet Rock-Eval (Pirroliz) analizi yapılmıştır. Bu analizlerden yararlanarak Mut-Ermenek-Silifke havzasındaki anakaya özelliği gösteren formasyonların petrol oluşturma potansiyelleri yorumlanmıştır.

Günümüzde sondajlı aramaların çok pahalı olması ve çok uzun zamanlar alması, organik jeokimyanın daha da önem kazanmasına neden olmaktadır. Çünkü organik jeokimyanın analiz sonuçlarının iyi yorumlanıp değerlendirilmesiyle sedimanter havzaların petrol oluşturma potansiyelleri kolayca anlaşılabilir ve daha isabetli sondaj lokasyonları verilebilir.

GENEL JEOLJİ

Mut-Ermenek-Silifke havzası olarak adlandırılan bölge, Orta Toros kuşağında, yaklaşık Silifke-Erdemli-Karaman-Ermenek ve Anamur ilçeleri arasında kalan bölgeyi kapsamaktadır (Şekil-1). Havzada, Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı temel formasyonlarla, bunları açısız uyumsuzlukla örten Eosen ve Miyosen yaşlı çökel toplulukları yer alır (Şekil-2).



Şekil 1: Havzanın coğrafi konum haritası
Figure 1: Geographic location map of the basin

Mut-Ermenek-Silifke havzasında yüzelenen en yaşlı birim kuvarsitler ile metamorfik şistlerden oluşan Ordovisyen yaşlı Ovacık Formasyonu'dur. Silüriyen yaşlı Hırmanlı Formasyonu siyah renkli, Graptolitli şeyllerden oluşmuştur. Devoniyen yaşlı Akdere Formasyonu kireçtaşı, şeyi, marn ve kumtaşı araldanması ile Karbonifer-Permien yaşlı Belpınarteppe Formasyonu ise şeyi, kumtaşı aratabakalı kireçtaşları ile temsil edilirler. Jura-Kretase yaşlı Çambaşıtepe Formasyonu dolomitik kireçtaşlardan oluşmuştur. Bölgeye muhtemelen Geç Kretase-Paleosen'de yerleşen Ofiyolitli Melanj, paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı birimleri tektonik olarak üstler. Havzada bu temel birimler üzerine uyumsuz olarak Tersiyer yaşlı formasyon-

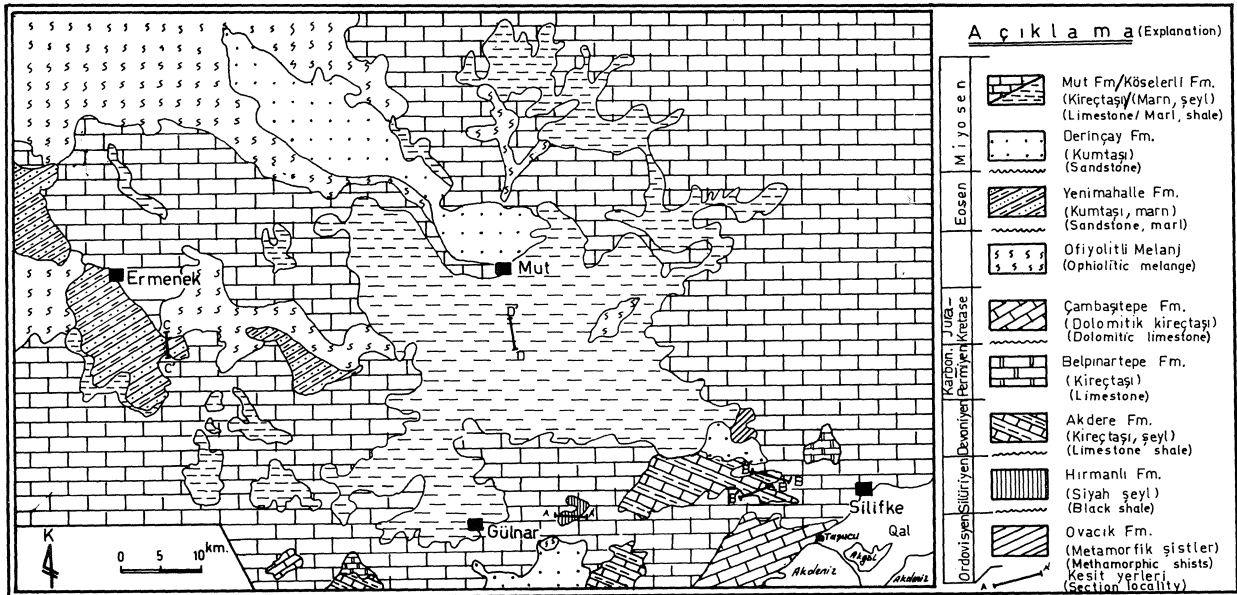
lar gelir. Bunlardan Eosen yaşlı Yenimahalle Formasyonu kumtaşı, marn ve şeyi araldanmasından oluşmuştur. Mut-Ermenek-Silifke havzasında çok geniş yayılım gösteren Miyosen yaşlı çökellerin tabanında marn ve şeyi aratabakalı kumtaşı ve çakıltası araldanmasından oluşan Derinçay Formasyonu yer alır. Resifal kireçtaşlardan oluşan Mut Formasyonu ile marn ve şeyillerden oluşan Kösellerli Formasyonu birbirleriyle yanal ve düşey yönde geçişlidir.

Tersiyer öncesi birimlerin karışık tektonik yapılarına karşın, bunları açılal uyumsuzlukla üstleyen, özellikle Miyosen yaşlı istifler, yataya yakın konumda olup ilksel durumlarını büyük ölçüde korumuşlardır.

Ana Kaya İncelemeleri

Arazi İncelemeleri Mut-Ermenek-Silifke havzasında yapılan arazi çalışmalarından yararlanılarak, ince taneli, siyah renkli şeyi ve marnlardan oluşan ve anakaya* özelliği taşıyan dört ayrı formasyonun varlığı tespit edilmiştir. Bunlar Silüriyen yaşlı Hırmanlı, Devoniyen yaşlı Akdere, Eosen yaşlı Yenimahalle ve Miyosen yaşlı Kösellerli formasyonlarıdır. Bu formasyonlar tipik olarak gözlenedikleri yerlerde incelenmiş ve analizler için sistematik örnekler alınmıştır.

Havzanın güney kesiminde, Gülnar-Silifke karayolu üzerinde Kayrak Köyü dolayında yüzelenen Silüriyen yaşlı Hırmanlı Formasyonu, ince taneli, siyah, renkli Graptolitli marn ve şeyillerden oluşmuştur. Formasyonun alt sınırı burada gözlenememiştir. Birimin üzerine Miyosen yaşlı resifal kireçtaşlardan oluşan Mut Formasyonu uyumsuz olarak oturur. Formasyonun kalınlığı 150-250 m. arasında değişmektedir. Birimden örnek alımı ve tip kesit incelemesi Kayrak Köyü'nde yapılmıştır (Şekil-2, kesit A-A),



Şekil 2: Mut-Ermenek-Silifke havzasının sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Gedik ve diğ., 1979'dan)

Figure 2: Simplified geological map of the Mut-Ermenek-Silifke basin (after Gedik et al., 1979).

(* Ana kaya : Jeolojik devirler boyunca önemli miktarlarda petrol veya doğal gaz üretmiş ve organik maddece zengin, gri, siyah renkli iri taneli çökeller petrol jeolojisinde ana kaya olarak tanımlanmaktadır. (Guillemat, 1964, Dow, 1978)

Devoniyen yaşlı Akdere Formasyonu genellikle siyah renkli şeyl-marn ve gri renkli, ince-orta tabakalı kireçtaşı aralanmasından oluşmuştur. Bu birimde bölgenin güney kesimlerinde başlıca, Gülnar -Silifke karayolunun kuzeyinde Gökbelen-Ortaören ile Gedikdağı arasında kalan bölgede, ayrıca Lapa Mah. doğusu ile Cehildağı güney kesimlerinde yüzeyler. Birimin alt sınırı bölgede gözlenememiş olup, üst sınırı değişik yerlerde Belpmar-tepe Formasyonu ile uyumlu, Çambaşıtepe, Derinçay ve Mut formasyonları ile uyumsuzdur. Formasyonun kalınlığı ortalama 500 m. kadardır. Akdere Formasyonu'ndan örnek alımları ve tip kesit incelemesi, Silifke'nin batısında kalan Gökbelen Köyü'nün batı-kuzeybatı kesiminde yeni anayol boyunca yapılmıştır (Şekil-2, kesit-B-B').

Bölgede, Ermenek-Yeniceköy-Kazancı-Üçbölük arası ile Gezende dolaylarında yüzeylenen Eosen yaşlı Yenimahalle Formasyonu başlıca, kumtaşı, marn ve şeyi aralanmasından oluşmuştur. Birimin alt sınırı Ofiyolitli Melanj ile uyumsuzdur. Üzerine ise yine açısız uyumsuzlukla Miyosen yaşlı Mut Formasyonu oturur. Formasyonun kalınlığı 400-700 m. arasında değişmektedir. Bu birimden sistematik örnek alımı ve tip kesit incelemesi Ermenek ilçesinin güneydoğusunda Çavuş Köyü yakınında büyük köprüden başlayarak güneye doğru yapılmıştır (Şekil-2, kesit-C-C').

Havzada, Mut Formasyonu ile yanal ve düşey geçişli olan Köşeledi Formasyonu, kumtaşı aratabakalı şeyi ve marn aralanmasından oluşmuştur. Miyosen yaşlı bu formasyon alttaki bütün birimleri açısız uyumsuzlukla örter. Birimin kalınlığı 300-1000 m. arasında değişmektedir. Formasyonun tip kesit incelemesi ve sistematik örnek alımı Mut ilçesinin güneyinde bulunan Köşelerli Köyü'nden kuzeye doğru yapılmıştır (Şekil-2, kesit D-D'). **Petrol Belirtileri** Mut-Ermenek-Silifke havzasında bir çok yerde, Ofiyolitli Melanj içindeki kireçtaşı bloklarında canlı petrol emarelerine rastlanmıştır. Bunlara tipik örnek olarak Erdemli ilçesi, Sorgun Köyü, Kafespmar yöresi ile Mut-Ermenek karayolu yakınındaki Beci Köyü'nü ve Aslanköy'ün güneyinde melanj içindeki emareleri verebiliriz. Ayrıca bunların dışında daha pek çok yerde melanj içindeki kireçtaşı bloklarında canlı petrol emarelerine rastlanmaktadır.

Laboratuvar İncelemeleri Sedimanter bir havzada oluşan ve ana kaya özeliği gösteren çökel istiflerinin jeolojik devirlerde petrol veya doğal gaz üretip-üretmedikleri jeokimyasal analizler sonucu anlaşılabilir. Jeokimyasal analizler sonucu anlaşılabilir.

Yapılan birçok araştırma, kayalar içindeki organik madde türünün ve olgunluğunun, oluşacak hidrokarbonların bileşim ve miktarını denetlediğini ortaya koymuştur (Philippi, 1965, Tissot ve diğ., 1974, Vanderbroucke ve diğ., 1976, Durand ve Espitalie, 1976, Tissot ve Welte, 1978, Bostic, 1979, Peters, 1986). Kayalar içindeki organik maddenin yaklaşık % 90'ı organik çözücülerde erimeyen kerojen(*), %10'u ise organik çözücülerde eriyen bitümden oluşmaktadır (Tissot ve diğ., 1971, Leythaeuser, 1974, 1976, Tissot ve Welte, 1978). Petrol, kayalar içindeki organik maddelerin özellikle kerojenin

ısı, basınç, gömülme ve zaman gibi parametrelerin etkisiyle bir dizi karmaşık fiziko-kimyasal değişimler geçirmesi sonucu oluşmuştur (Tissot ve Welte, 1978, Hunt, 1979).

Ana kayalardaki organik maddeler üzerinde yapılan bu analizler başlıca üç gruba ayrılmaktadır:

1. Ana kaya içindeki organik madde miktarının ölçümü,
2. Ana kaya içindeki organik madde (kerojen) tipinin belirlenmesi (Rock-Eval analizleri).
3. Ana kaya içindeki organik maddenin (kerojen) olgunluk derecesinin belirlenmesi (Vitrinit yansıması ölçümleri).

Organik jeokimyasal analizler özellikle kuyu örnekleri üzerinde iyi sonuçlar vermektedir. Çünkü kuyu örnekleri her türlü yüzeysel etkiden korunmuştur. Ancak inceleme alanında şimdiye kadar sondaj yapılmadığından kuyu örneği yerine sistematik taze yüzey örneği kullanılmıştır.

Organik Madde Miktarının Ölçümü Ana kayalardaki organik madde miktarı, kaya içindeki toplam organik karbon miktarının (T.O.K.) ölçülmesiyle belirlenmiştir.

Toplam organik karbon miktarı, kaya içindeki kerojene ilişkin karbon miktarı ile bu kerojenden türemiş fakat kaya dışına atılmamış hidrokarbonlara ait karbon miktarının toplamıdır (Durand ve diğ., 1972, Jonathan ve diğ., 1976).

Bir kayadaki organik madde miktarı ve cinsi, ana kaya potansiyeli hakkında fikir verir. Ağırlık yüzdesi cinsinden ancak % 0.50'den daha fazla miktarda organik karbon içeren kayaların ana kaya olabilecekleri bilinmektedir (Ronov, 1958, Gehman, 1962, Welte, 1965, Me iver, 1967, Dow, 1978, Momper, 1978, Tissot ve Welte, 1978, Ala ve diğ., 1980, Basu ve diğ., 1980, Ünal, 1982). Bu değerden daha düşük oranda organik karbonu olan kayalar ana kaya olamamaktadır. Çünkü bu tür kayalar içinde bir miktar petrol oluşsa da, bu petrol kaya dışına atılmamakta, atılsa bile gittiği yerde önemli bir birikim sağlayamamaktadır (Ünal, 1982).

Genellikle, organik karbon miktarı, % 0.5'den az ise zayıf, düşük, % 0.5-1.0 arasında orta ve % 1.0'den fazla ise iyi-zengin ana kaya olarak tanımlanmaktadır (Thomas, 1979, Kraus ve Parker, 1979).

Mut-Ermenek-Silifke havzasında ana kaya özeliği taşıyan formasyonlardan alınan toplam 21 adet örneğin organik karbon yüzdeleri tayin edilmiştir (Çizelge-1). Buna göre;

Silurien yaşlı Hırmanlı Formasyonu'na ait şeyi örneklerindeki organik karbon yüzdeleri 0,00 - 3,12 arasında değişmektedir. Formasyonun ortalama değeri % 1.45 dir.

Devoniyen yaşlı Akdere Formasyonu'ndan alınan örneklerin organik karbon yüzdeleri 0.23-0.52 arasında- dir. Formasyonun ortalama değeri % 0.41'dir.

Eosen yaşlı Yenimahalle Formasyonu'na ait örneklerin organik karbon yüzdeleri 0.67-2.00 arasında de-ğiş-

(* Kerojen : Bir havzanın tabanında çökellerle birlikte diyajener geçirmiş bitkisel veya hayvansal kökenli organik maddelere denir. C, N, O, N ve S elementlerinin karışımından oluşan organik çözücülerde erimez.

mektedir. Birimin ortalama değeri ise % 1.27'dir.

Miyosen yaşlı Köşeledi Formasyonu'ndan alınan örneklerin organik karbon yüzdeleri ise 0,60-1,05 arasıdır. Bu formasyonun ortalama değeri de % 0,84'tür.

Analizlerden elde edilen organik karbon yüzdelerini, kullanılan ana kaya sınıflamaları ile karşılaştırıp değerlendirecek, Silüriyen yaşlı Hırmanlı Formasyonu ile Eosen yaşlı Yenimahalle Formasyonunun "iyi" derecede ana kaya olduğu gözlenir. Miyosen yaşlı Köşeledi Formasyonu "orta" derecede ana kaya ve Devoniyen yaşlı

Akdere Formasyonu da "zayıf ana kaya özelliği göstermektedir.

Rock-Eval (Piröliz) Analizleri Kayaçların içinde yer alan organik maddelerin tür ve evrimlerinin tespitinde son yıllarda geliştirilmiş olan Rock Eval (Source Rock Characterization and Evaluation) aleti kullanılmaktadır. Bu alette ana kaya örneklerinin özel bir ısı programı altında oksijensiz bir ortamda pirolizi yapılmaktadır.

Bu piroliz işleminde, ilk önce serbest hidrokarbonlar (SO açığa çıkar. Isı yükseldikçe daha sonra kerojen

Silüriyen (Silurian)							Devoniyen (Devonian)					Eosen (Eocene)					Miyosen (Miocene)				Yaş (Age)
Hırmanlı							Akdere					Yenimahalle					Köşelerli				Form.Adı (Formation)
H-1	H-2	H-3	H-4	H-5	H-6	H-7	A-1	A-2	A-3	A-4	A-5	Y-1	Y-2	Y-3	Y-4	Y-5	K-1	K-2	K-3	K-4	Örnek No (Sample)
2.12	0.33	—	—	2.81	3.12	1.79	0.23	0.35	0.52	0.50	0.44	1.59	1.25	0.83	2.00	0.67	1.05	0.85	0.60	0.86	Toplam Organik Karbon (Total organic carbon)(%C)
0.00—3.12 1.45							0.23—0.52 0.41					0.67—2.00 1.27					0.60—1.05 0.84				Dağılım ve Ortalama (Distribution and mean)

Çizelge 1: Toplam organik karbon analiz sonuçları.

Table 1: Results of the total organic carbon analyses

YAŞ (Age)	FORM. ADI (Formation)	ÖRNEK NO (Sample)	Toplam organik karbon (Total organic carbon) (%C)	S ₁ (mg HC/g)	S ₂ (mg HC/g)	S ₃ (mg CO ₂ /g)	Hİ Hidrojen indeksi (Hydrogen Index)	Oİ Oksijen indeksi (Oxygen Index)	T _{max} (C°)	Jenetik potansiyel (Genetic potential) (S ₁ + S ₂)	Transformasyon oranı (T. Ratio) (S ₁ /S ₁ + S ₂)
DEVONİYEN (Devonian)	AKDERE	A-3	0,35	0,02	0,03	—	9	—	—	0,05	0,40
		A-1	0,23	0,02	0,03	—	13	—	—	0,05	0,40
SİLÜRİYEN (Silurian)	HIRMANLI	H-7	1,79	0,02	0,01	—	1	—	—	0,03	0,67
		H-6	3,12	0,02	0,03	—	1	—	—	0,05	0,40
		H-2	0,33	0,02	0,02	—	6	—	—	0,04	0,50
		H-1	2,12	0,01	0,03	—	1	—	—	0,04	0,25

Çizelge 2: Rock-Eval analiz sonuçları.

Table 2: Results of the Rock-eval analyses

parçalanarak yeni hidrokarbonlar (S_2) oluşur. Ayrıca piroliz sırasında çok azda CO_2 (S_3) oluşur. Bu işlemde $T...$ değeri ise piroliz sırasında kerojenin parçalanması sonucu açığa çıkan hidrokarbon miktarının maksimuma ulaştığı sıcaklığı göstermektedir.

Rock-Eval analizlerinden elde edilen değerler kullanılarak ana kayanın çeşitli özellikleri belirlenebilir (Espitalie ve diğ., 1977, Tissot ve Welte, 1978). Buna göre SJC^{\wedge} Hidrojen indeksini, SJC^{\wedge} Oksijen indeksini verir. Bu değerlerin, kerojenin element analizi sonucu elde edilen atomik H/C ve O/C oranlarıyla doğrudan mukayese edilebildiği tespit edilmiştir. Bu değerlerden yararlanarak organik madde tipi belirlenmektedir.

Petrol ana kayaları kapsadıkları organik madde (kerojen) çeşidine göre üç tipe ayrılmaktadır (Laplanle, 1973 ve 1974, Raynaud ve Robert, 1976, Urban, 1976, Espitalie ve diğ., 1977, Dow, 1977, Tissot ve Welte, 1978, Bostik, 1979, Peters, 1986).

Birinci tip kerojenler, denizel kökenli alglerden türemiş olup H/C oranı yüksektir. Bunlar petrol ve doğal gazı oluştururlar.

ikinci tip kerojenlerde denizel kökenli organik maddelerden türemiş olup, H/C oranı ile petrol ve gaz oluşturma potansiyeli birinci tipten daha azdır.

Üçüncü tip kerojenlerde ise, H/C oranı düşük, buna karşılık O/C oranı diğer tiplerden yüksektir. Bunlar karasal kökenli bitkilerden itibaren oluşmakta ve sadece gaz üretebilirler.

Ayrıca, $S_1 + S_2$ değerlerinin toplanmasıyla elde edilen Jenetik Potansiyel değeri ($S_1 + S_2$) mg HC/gr cinsinden kayanın petrol oluşturma potansiyelinin belirlenmesinde kullanılmaktadır. Transformasyon (dönüşüm) oranı $S_1 / S_1 + S_2$ ve T_{max} değerli ana kayanın ısısal (termal) gelişimini ve olgunluğunu belirlemede kullanılmaktadır.

Mut-Ermenek-Silifke havzasında ana kaya özelliği taşıyan formasyonlardan seçilmiş 6 adet örneğin Jülich KFA Petrol ve Organik Jeokimya Enstitüsü laboratuvarlarında Rock-Eval analizleri yapılarak toplam organik karbon miktarı, S_1 , S_2 , S_3 değerleri, $T...$ H ve O indeksleri ile Jenetik Potansiyel değerleri belirlenmiştir (Çizelge 2). Bu verilerden yararlanarak organik madde tipi ve olgunluğunun belirlenmesine çalışılmıştır. Ancak örneklerdeki organik madde miktarının azlığı ve örneklerin yüzeyden alınması nedeniyle azda olsa okside olmaları yüzünden S_3 , T_{max} ve O indeksi değerleri ölçülemez.

Ana Kaya Tipi Analizi yapılan tüm örneklerde kerojen tipini belirleyecek parametrelerden birisi olan O indeksi ölçülemez. Ancak örneklerdeki H/C indeks değerleri çok düşük bulunmuştur. H/C oranının çok düşük olması örneklerinin muhtemelen üçüncü tip kerojen olduklarını ve muhtemelen karasal kökenli bitkilerden türediğini göstermektedir (Şekil 3). Bu tip kerojen içeren ana kayaların petrol üretme yetenekleri yoktur. Bunlar ancak bir miktar gaz üretebilirler.

Ana Kaya Potansiyeli Rock-Eval analizlerinden yararlanarak ana kaya potansiyeli hakkında nicelik yönünden bir fikir elde edilebilir. Jenetik Potansiyel'in ($S_1 + S_2$), bir ton ana kayada kg hidrokarbon cinsinden ifade sine ana kaya potansiyeli denilmektedir. Ana kaya potan-

siyelinin nicel sınıflaması Tissot ve Welte (1978)ye göre şöyledir:

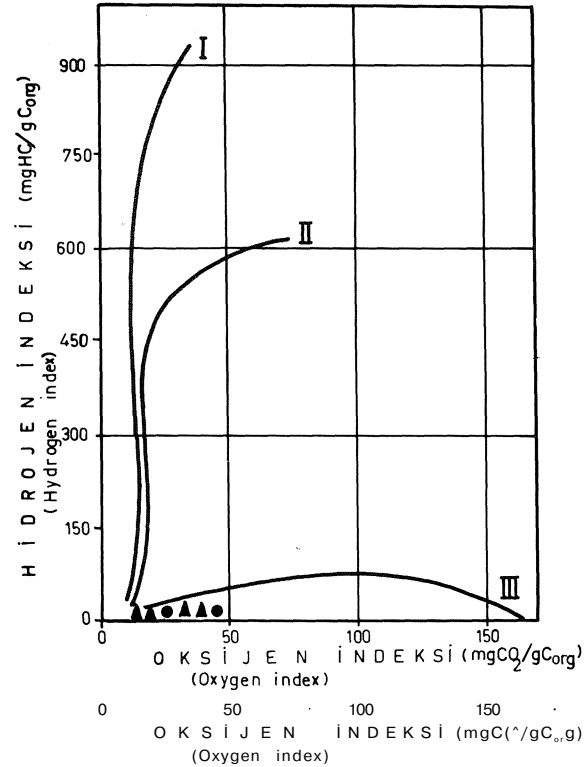
$(S_1 + S_2) < 2$ kg/ton...: Petrol ana kayası olamaz, ancak çok ender olarak doğal gaz ana kayası olabilir.

2 kg/ton $< (S_1 + S_2) < 6$ kg/ton...: Orta derecede potansiyele sahip ana kaya.

$(S_1 + S_2) > 6$ kg/ton...: İyi derecede potansiyele sahip ana kaya.

Bu sınıflamadan yararlanarak, Çizelge-2'deki Jenetik Potansiyel değerlerini yukarıda verilen birimlere çevirdiğimiz zaman, çok düşük değerler elde edildiği görülür. Bu durumda, Gerek Silüriyen yaşlı Hırmanlı Formasyonu ve gerekse Devoniyen yaşlı Akdere Formasyonu kesinlikle petrol ana kayası olamazlar.

Ayrıca T^{\wedge} değerlerinin ölçülememesi ve Transformasyon oranındaki düzensizlikler, ana kayanın ısısal (termal) gelişimi hakkında yorum yapmayı güçleştirmektedir. Vitrit Yansıması Ölçümleri Organik maddece zengin tortul kayaçların içerisinde bulunabilen vitrit maseralinin yansıma değerinin ölçülmesi ile bir kayacın olgunluk derecesi kolayca anlaşılabilir. Ana kaya içindeki organik madde (kerojen) diğer maddelerden çeşitli yöntemlerle ayrılır ve elde edilen kerojenden parlatılmış kesitler hazırlanarak ölçümler yapılır.



Şekil 3: Ana kaya tipinin H ve O indekslerine göre sınıflaması (Espitalie ve diğ., 1977).

Figure 3: Classification of the source rock types based on H and O indices (Espitalie et al, 1977).

Yansıma (reflekstans) değeri (R_o), parlatılmış yüzey üzerine gönderilen ışıktan, yansıyan miktarının emilene oranıdır (Raynaud ve Robert, 1976). Parlatılmış yüzeylerden itibaren gerçekleştirilen vitrit yansıması mik-

tarlan, bir fotometre aracılığı ile sayısal değerlere dönüştürülebilmektedir. Bu, kayacın olgunluk derecesini tespit etmede kullanılan en güvenilir yöntemlerden biridir (Urban, 1976, Tissot ve Welte, 1978, Bostik, 1979, Teichmüller ve Teichmüller, 1979).

Vitrinit yansımaları ölçümlerinden elde edilen R_o değeri 0,5-2 arasında olan kayalar (katajenez evre) olgun ana kaya olarak kabul edilmekte ve ancak bu kayaların petrol ve doğal gaz üretmiş olabilecekleri belirtilmektedir. R_o değeri 0,5'ten küçük olanlar ise henüz diyajenez aşamasında olan olgunlaşmamış kayalardır. Bunlar henüz hidrokarbon üretebilecek aşamaya gelmemişlerdir. R_o değeri 2-4 arasında olan kayalar ise (metajenez evre) aşırı olgunlaşmış kayalar olup yalnızca gaz verebilirler (Raynaud ve Robert, 1976, Powel ve diğ., 1978, Tissot ve Welte, 1978, Bostik, 1979).

İnceleme alanında, ana kaya özelliği taşıyan Silüriyen yaşlı Hırmanlı Formasyonu ile Devoniyen yaşlı Akdere Formasyonu'ndan seçilen 6 adet örnekten sadece 3 örnekte vitrinit bulunarak ölçümü yapılabilmektedir. Diğer 3 örnekte ise ölçüm yapılabilecek vitrinit bulunamamıştır (Çizelge-3).

Y A Ş (Age)	FORM ADI (Formation)	ÖRNEK NO (Sample)	VİTRİNİT YANSIMASI (Vitrinite reflectance (R_o))	STANDART SAPMA (Standard deviation)	ÖLÇÜ SAYISI (Number of measur.) (n)
DEVONİYEN (Devonian)	AKDERE	A-3	2.74	0.67	7
		A-1	—	—	—
SİLÜRİYEN (Silurian)	HIRMANLI	H-7	—	—	—
		H-6	1.74	0.20	36
		H-2	1.60	0.12	12
		H-1	—	—	—
		H-1	—	—	—

Çizelge 3: Vitrinit yansımaları ölçüm sonuçları.
Table 3: Results of the vitrinite reflectance measurements.

ölçümü yapılan örneklerin organik madde tipleride göz önüne alınarak değerlendirilmeleri yapılmıştır (Şekil-4).

H-1: örnekte ölçüm yapılabilecek yerli organik madde (vitrinit) bulunamamıştır, örnek içinde 40 adet taşınmış organik madde bulunmuştur (Şekil-5 a).

H-2: örnek içinde taşınmış 13 ve yerli 12 olmak

üzere toplam 25 adet organik madde (vitrinit) bulunmuştur. Yerli topluluklar üzerinde yapılan ölçümlerde yansımaları değerleri 1.40 - 1.90 arasında olup ortalama değer 1.60'dır (Şekil-5 b).

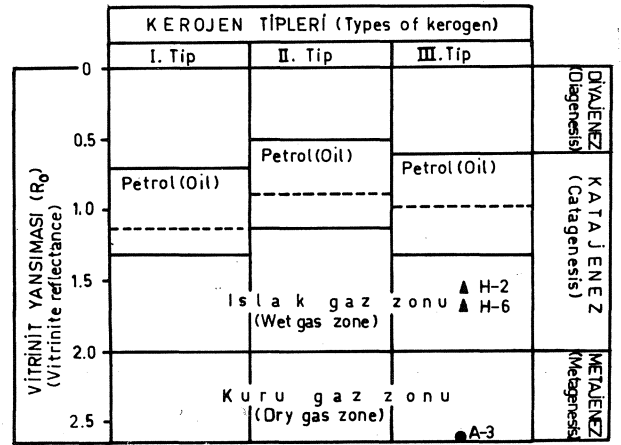
H-6: Bu örnekte de 45'i taşınmış, 36'sı yerli olmak üzere toplam 81 adet organik madde (vitrinit) partikülü bulunmuştur. Yerli vitrinitler üzerinde yapılan ölçümlerde yansımaları değerleri 1.40 - 2.10 arasında bulunmuş olup ortalama değer 1.74'tür (Şekil-5 c).

H-7: örnekte hiçbir yerli ve taşınmış vitrinit masekali bulunamamıştır.

Bu değerlendirmelere göre, Hırmanlı Formasyonu'ndan alınan örneklerden sadece H-2 ve H-6'da vitrinit yansımaları ölçülebilmektedir. Bu ölçümlere göre örneklerin yansımaları değeri 1,5-2 arasında olup Katajenez evreye karşılık gelmektedir. Bu durumda örneklerin olgunlukları petrol oluşum aralığını çoktan aşmıştır. Dolayısıyla petrol için potansiyelleri yoktur (Şekil-4).

A-1: örnek içinde yerli organik madde (vitrinit) bulunamamıştır. Ancak 50 adet taşınmış masekali bulunmuştur (Şekil-6 a).

A-3: örnekte 1 adet taşınmış, 7 adette yerli vitrinit bulunabilmiştir. Bulunan örneklerin ölçüm değerleri 2.00-3.95 arasında olup, ortalama değer 2.74'tür (Şekil-6



İk Hırmanlı Form. (Silüriyen) # Akdere Form. (Devoniyen)

Şekil 4: Vitrinit yansımaları ve kerojen tipi açısından petrol ve gaz zonlarının yaklaşık sınırları (Tissot ve Welte, 1978).

Figure 4: Approximate boundaries of the oil and gas zones in terms of vitrinite reflectance and kerogen type (Tissot and Welte, 1978).

Bu verilere göre de, Akdere Formasyonu'nun aşırı olgun olduğu ve petrol için hiçbir potansiyel taşımadığı kolayca anlaşılmaktadır. Daha genç olan Akdere Formasyonu'nun Hırmanlı Formasyonu'ndan olgun görünmesi, yersel olgunlaşma veya kirlenme gibi nedenlerle açıklanabilir (Şekil-4). Ayrıca, bütün örneklerdeki taşınmış organik maddelerin (vitrinit) aşırı olgun oldukları kolayca görülmektedir.

Kil Analizleri ve İllit Kristallik Ölçümleri

Bu analizler, havzada ana kaya özelliği taşıyan formasyonlardaki şeyi ve marnların hangi diyajenez ve olgunluk aşamasında olduklarını belirlemek ve organik

jeokimyasal analiz sonuçları ile korele etmek için yapılmıştır.

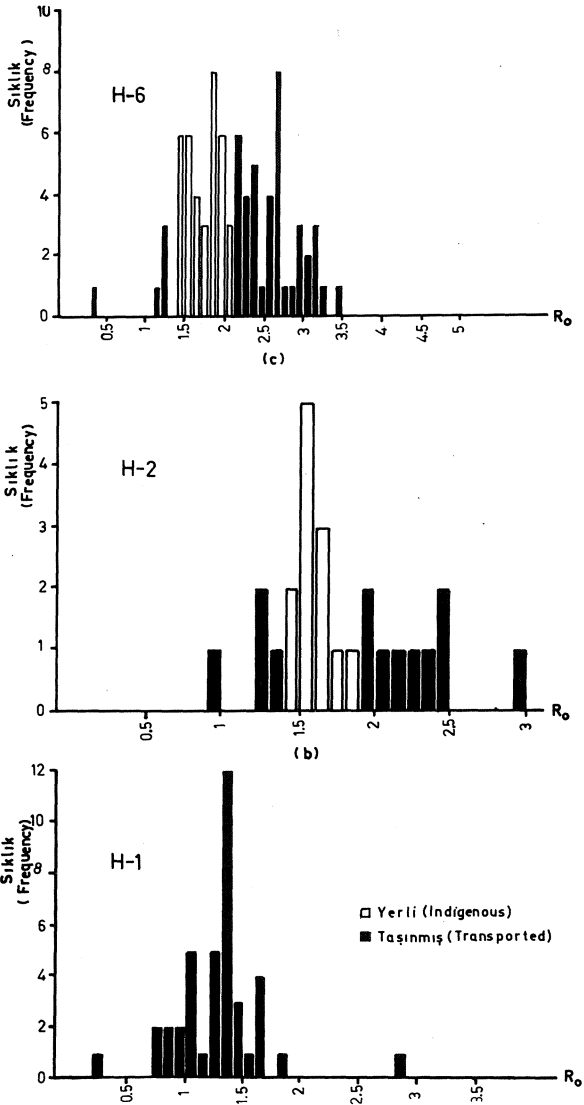
X ışınları difraktometresi ile yapılan çekimler sonucunda tespit edilen kil minerallerinin formasyonlara göre dağılımı ve parajenezleri Şekil-7'de gösterilmiştir. Buna göre;

Silüriyen yaşlı Hırmanlı Formasyonu'nda illit-kaolinit-klorit-vermikülit parajenezi,

Devoniyen yaşlı Akdere Formasyonu'nda ise illit-klorit-kaolinit-vermikülit parajenezi tespit edilmiştir.

Eosen yaşlı Yenimahalle ve Miyosen yaşlı Köseleli formasyonlarından alınan 9 örnekte hiç birinde kil minerali bulunamamıştır.

Illit'in kristallik derecesinin ölçülmesiyle bir tutulmuş hangi diyajenez aşamasında olduğu, dolayısıyla da

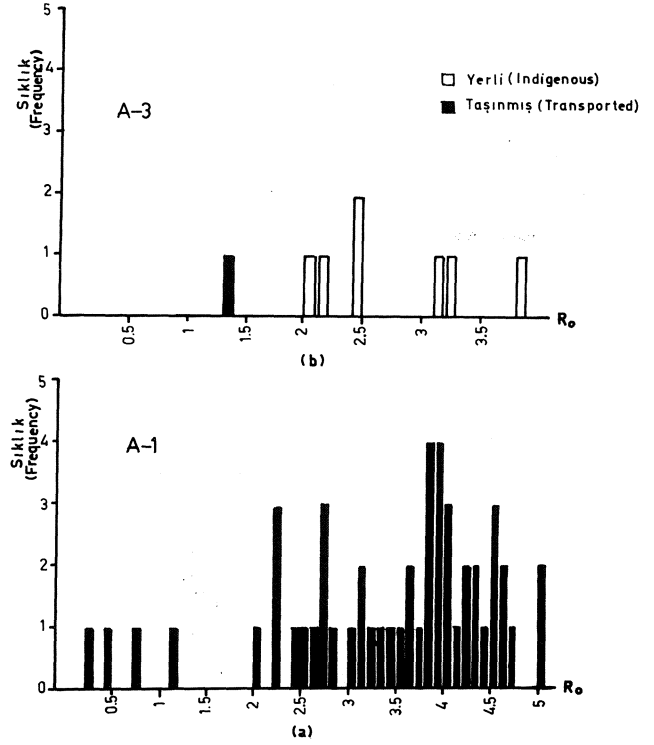


Şekil 5: Silüriyen yaşlı Hırmanlı Formasyonu'na ait örneklerdeki vitrinit dağılımları.

Figure 5: Vitrinite distributions belonging to samples from Hırmanlı formation of the Silurian age.

olgunluğu belirlenebilmektedir. Ancak, inceleme alanında Hırmanlı ve Akdere formasyonlarından elde edilen illit pikleri ideal pikler olmadıklarından gerekli kristallik ölçümü yapılamamıştır. Bu iki formasyonun olgunlukları Rock-Eval ve vitrinit yansıması ölçümleriyle belirlenmiştir.

Yenimahalle ve Köseleli formasyonlarında ise hiç bir kil minerali bulunamadığı için herhangi bir ölçüm yapılamamıştır.



Şekil 6: Devoniyen yaşlı Akdere Formasyonu'na ait örneklerdeki vitrinit dağılımları.

Figure 6: Vitrinite distributions belonging to samples from Akdere formation of Devonian age.

TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Mut-Ermenek-Silifke havzasının en yaygın birimini oluşturan Miyosen yaşlı çökellerin ilksel konumları çok az değişikliğe uğramıştır. Altta birimler ancak aşınmış vadilerde gözlenebilmektedir. Ayrıca, bölgeye Geç Kretase-Paleosen'de yerleşen Ofiyolitli Melanj ile Miyosen örtüsü bütün birimlerin ilişkilerini gizlemektedir.

Bölgede, Miyosen öncesi temel Özgül (1976) tarafından, Geyikdağı Birliği, Aladağ Birliği ve Bozkır Birliği olarak üç tektonik üniteye ayrılmıştır. Bu birliklerden sadece Geyikdağı Birliği diğerlerine göre otokton konumudur. Bu durumda Miyosen öncesi temel yapısal konumu ile formasyonların ilişkileri tartışmaya açıktır.

Havzada ana kaya özelliği taşıyan birimlerin petrol oluşturma potansiyelleri analizlerden yararlanarak yorumlanmıştır.

Mut-Ermenek-Silifke havzasında yüzeyleyen Silüriyen yaşlı Hırmanlı ve Devoniyen yaşlı Akdere formasyon-

SİLÜRİYEN (Silurian)							DEVONİYEN (Devonian)					E O S E N (Eocene)					MİYÖSEN (Miocene)				Y A Ş (Age)		
H I R M A N L I							A K D E R E					Y E N İ M A H A L L E					K Ö S E L E R L İ				FORM. ADI (Formation)		
H-1	H-2	H-3	H-4	H-5	H-6	H-7	A-1	A-2	A-3	A-4	A-5	Y-1	Y-2	Y-3	Y-4	Y-5	K-1	K-2	K-3	K-4	ÖRNEK NO (Sample)		
																						İLLİT (Illite)	
																							KLORİT (Chlorite)
																							KAOLİNİT (Kaolinite)
																							VERMİKÜLİT (Vermiculite)
																							YOK (Not present)

Şekil 7: Kil mineral parajenez dağılımları

yonlarından derlenen örneklerin organik jeokimyasal analiz sonuçları topluca değerlendirildiği zaman, her iki formasyonunun aşırı olgun olduğu ve hiç bir hidrokarbon potansiyeli taşımadıkları kolayca anlaşılmaktadır.

Eosen yaşlı Yenimahalle ve Miyosen yaşlı Köşeledi formasyonlarından sadece toplam organik karbon miktarı ölçümü ile kil analizleri yapılmıştır.

Kil analizlerinde, diyajenezi belirleyecek olan illit minerali ile diğer kil minerallerine rastlanamamıştır. Gerek Yenimahalle ve gerekse Köşeledi formasyonlarında bol olarak kömürlü seviyelere rastlanmıştır.

Bütün örneklerde toplam organik karbon miktarının yüksek olmasının nedeni örnekler içindeki inertinit (kömürsü organik madde) grubu maddelerden ileri gelmektedir. Bunların hiçbir hidrokarbon potansiyelleri yoktur.

Bölgede petrol emarelerine sadece melanj içindeki kireçtaşı bloklarında rastlanmaktadır. Bunlar muhtemelen havzaya yerleşmeden öncede petrol kapsıyorlardı. Çünkü aşğıdan yukarıya bir göç olsaydı, bunu kireçtaşları dışında, başka gözenekli kayalarda da görmemiz gerekirdi.

Havzada, Miyosen yaşlı çökellerin genellikle yatay konumda olmaları ve üstlerinde örtü bulunmaması nedeniyle yapısal ve stratigrafik kapan oluşturmaları pek mümkün görülmemektedir.

Sonuç olarak, Mut-Ermenek-Silifke havzasının, gerek yapısal ve stratigrafik gelişimine ve gerekse yapılan organik jeokimyasal analiz verilerine göre, petrol oluşum, birikim ve kapanlanması açısından uygun şartlar taşımadığı görüşüne varılmıştır.

KATKI BELİRTME

Arazi çalışmalarında MTA Konya Bölge Müdürlüğü'nün kamp imkânlarından yararlanılmıştır. Organik karbon ölçümleri ile kil analizleri MTA Genel Müdürlüğü laboratuvarlarında, Rock-Eval analizleri ve vitrinit yansıması ölçümleri ise B. Almanya Jülich KFA Petrol ve Organik Jeokimya Enstitüsü laboratuvarlarında Prof. Dr. D. H. Welte ve Dr. U. Mann'm yardımları ile gerçekleştirilmiştir. Ayrıca H. İztan (TPAO)'ın yorumlamalarda yardım-

Figure 7: Distributions of the clay mineral paragenesis

lan olmuştur. Adı geçen kişi ve kuruluşlara içtenlikle teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akarsu, 1960: Mut bölgesinin jeolojisi, MTA Dergisi, 54, s. 36-45
- Ala, M. A., Kinghorn, R.R.F., Rahman M., 1980: Organic geochemistry and source rock characteristics of the Zagros petroleum province, Southwest Iran, Jour. Pet. Geol., 3, 1, p. 61-89
- Basu, D.N., Banarje, A., Tamhane, D.M. 1980: Source area and migration trend of oil and gas in Bombay offshore, A.A.P.G. Bull., 64, 2, p. 209-220.
- Blumenthal, M., 1956: Karaman-Konya havzası güneybatısında Toros kenar silsileleri ve şist-radyolarit formasyonunun stratigrafi meselesi, Maden Tetkik Arama Dergisi No 48, s. 1-36, Ankara.
- Bostick, N.H., 1979: Microscopic measurement of the level catagenesis of solid organic matter in sedimentary rock to aid exploration for petroleum and to determine former burial temperatures, SEMP, sp. publ., 26, p. 17-43.
- Demirtaşlı, E., 1976: Toros kuşağının petrol potansiyeli, Türkiye 3. petrol kongresi bildiriler kitabı, s. 55-61, Ankara.
- Dow, W.G., 1977: Kerogen studies and geological interpretations, Jour. of Geochem. ExpL, 7, p. 79-99.
- Dow, W.G., 1978: Petroleum source beds on continental slope and rises, A.A.P.G. Bull., 62, 9 p. 1584-1606.
- Durand, B., Espitalie, J., Nicaise, G., 1972: Etude de la matière organique insoluble des argues de Toarcien du Bassin de Paris, Rev. Ins. Fr. Petrole, 27, 6, p. 865-884.
- Durand, B., Espitalie, J., 1976: Geochemical studies on the organic matter from the Doula Basin, II. Evolution of kerogen, Geoch. Cosm. Acta, 40, p. 801-808.
- Espitalie, J., Madec, M., Tissot, B., 1977: Source rock

- characterization, 9th offshore technology conference, p. 439-444.
- Gedik, A., Birgili, Ş., Yılmaz, H. ve Yoldaş, R., 1979: Mut-Ermenek-Silifke yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları, Türkiye Jeol. Kur. Bülteni, C.22, S.1 s.7-26, Ankara.
- Gedik, A. ve Korkmaz, S., 1984: Sinop havzasının jeolojisi ve petrol olanakları, Jeol. Müh. Dergisi, 19, s. 53-79 Ankara.
- Gehman, H.M., 1962: Organic matter in limestone, Geoch. et Cosm. Acta, 26, p. 885-897.
- Gökten, E., 1976: Silifke yöresinin temel kaya birimleri ve Miyosen stratigrafisi, Türkiye Jeol. Kur. Bülteni, 19, 2, s. 117-126 Ankara.
- Guillemot, J., 1964: Cours de Géologie du Pétrole, Soc. des Ed. Techn., Paris.
- Hunt, J.M., 1979: Petroleum Geochemistry and Geology, Freeman, 617 s. methodes d'étude physico-chimique de la matière organique, Bull. Centre Rech. Pau., SNPA, 10, 1, p. 89-108.
- Korkmaz, S., 1984: Boyabat (Sinop) kuzeydoğusunun petrol yönünden jeolojik ve jeokimyasal incelemesi, doktora tezi (yayınlanmamış), K.T.Ü., 193 s., Trabzon.
- Kraus, G.P. ve Parker, K.A., 1979: Geochemical evaluation of petroleum source rock in Bonaparte Gulf-timor sea region, NW Australia, A.A.P.G. Bull., 63, 11, p. 2021-2041.
- Laplante, R.E., 1973: Hydrocarbon generation related to carbonization and facies types in Denver Basin Upper Cretaceous, A.A.P.G., Bull., 57, 4, p. 790-796
- Laplante, R.E., 1974: Hydrocarbon generation in Gulf Coast Tertiary sediments, A.A.P.G. Bull., 58, 7, p. 1281-1289
- Leythaeuser, D., 1974: Erdölgenese in Abhängigkeit von der Arts des organischen materials in Muttergestein, Compendium 74/75, Erdöl und Kohle, Erdgas, Petrochemi, 41-51.
- Leythaeuser, D., 1976: Petroleum exploration and organic geochemistry, Bull. of the Iranian Pet. Inst., 63, p.1-27.
- Me iver, R.D., 1967: Compositon of kerogen-clus to its rola in the origin of petroleum, Proceedings of the 7th World Pet. Cong. Mexico, 2, p. 25-36.
- Momper, J.A., 1978: Oil migration limitations suggestedby geological and geochemical considerations, A.A.P.G. Continung Ed. Course Note, Series: 8
- Niehoff, W., 1960: Mut 126/1 numaralı harita paftasının revizyon neticeleri hakkında rapor, MTA Derleme rapor no: 3390
- özgül, N., 1976: Torosların bazı temel jeoloji özellikleri, Türkiye Jeol. Kur. Bülteni, 19, 1; 65-78, Ankara
- Pelin, S., 1981: Pasinler (Erzurum) havzasında ana kaya özelliklerinin petrol oluşumunun açıklanması, KTÜ Yer Bilimleri Dergisi, Jeoloji, 1, 2, s. 127-143, Trabzon.
- Peters, K.E., 1986: Guidelines for evoluating petroleum source rock using programmed pyrolysis, A.A.P.G. Bull. 70, 3, p. 318-329.
- Philippi, G.T., 1965: On the depth time and mechanism of petroleum generation, Geoch. Cosmoc. Acta, 29, p. 1021-1049.
- Powel, T.G., Focolos, A.E., Gunther, P.R., Snowdon, L.R., 1978: Diagenesisof organic matter and fine clay minerales, a companative study, Geochim, Cosmo. Acta, 42, p. 1181-1197.
- Raynaud, J.F., Robert, P., 1976: Les metodes d'études optiques de la matière organique, Bull. Centre Rech. Rau., SNPA, 10, 1 p. 109-127.
- Ronov, A.B., 1958: Organic carbon in sedimentary rocks, Geochemistry, 5 p. 496-509.
- Sezer, S., 1970: The Miocene stratigphy of Mut region, southern Turkey, doktora tezi, Birbeck college, London University, 155 s.
- Teichmüller, M. ve Teichmüller, R., 1979: In diagenesis in sediments and sedimentary rocks, Larsen and Chilin., p. 207-246.
- Thomas, B.M., 1979: Geochemical analysis of hydrocarbon occurrences in northern, Perth Basin, Australia, A.A.P.G. Bull. 63, 7, p. 1092-1107.
- Tissot, B., Califet-Debyser, Y., Deroo, G., Ouidin, J.L., 1971: Origin and evolution of hydrocarbons in early Toarcian shales, A.A.P.G. Bull. 55, p. 2177-2193.
- Tissot, B., Durand, B., Espitalie, J., Comba, A., 1974: Influence of nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum, A.A.P.G. Bull. 58, p. 499-506.
- Tissot, B., Welte, D.H., 1978: Petroleum Formation and Occurrence, Springer Verlag, Berlin, 538 s.
- Urban, J.B., 1976: Palynology, thermal maturation by vitrinite reflectance and visual color estimation and kerogen description of source rocks. Core Lab. Inc. sp. publ.
- Ünalın, G., 1982: Kalecik-Tüney-Sulakyurt (Ankara) arasındaki bölgenin petrol olanaklarının araştırılması, Doçentlik tezi, I.Ü.F.F. 88 s.,
- Ünalın, G., ve Harput, B., 1983: Çankırı havzasının batı kenarına ilişkin Üst Kretase-Alt Tersiyer yaşlı çökellerde kaynak kaya incelemeleri, Türkiye Jeol. Kur. Bülteni, 26, 2, s. 177-186, Ankara.
- Vanderbroucke, M, Albrecht, P., Durand, B., 1976: Geochemical studies on the organic matter from the Doula Basin III. Comparison with the early Toarsian shales, Geochim. Cosm. Acta, 40, p. 1241-1249.
- Welte, D.H., 1965: Relation between petroleum and source rock, A.A.P.G. Bull., 63, 2, p. 239-245.
- Yalçın, N., 1982: Jeokimya yöntemleriyle Adana havzası petrol potansiyelinin araştırılması, doçentlik tezi (yayınlanmamış) istanbul Üniversitesi Fen Fakültesi, İstanbul).

Makalenin Geliş Tarihi : 4.11.1988
Yayma Veriliş Tarihi : 1.9.1990

Engüi (Akşehir) ve Bağkonak (Yalvaç) köyleri arasında Sultandağları Masifi'nin tektonik özellikleri

Tectonic features of the Sultandağları Massif between Engili (Akşehir) and Bağkonak villages

YAŞAR EREN

SÜMMF Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Konya

ÖZ : Bağkonak (Yalvaç) ve Engilli (Akşehir) köyleri arasında Sultandağları orta kesiminin tektonik tarihçesini aydınlatmaya yönelik bu çalışmada, çökelimleri Kabriyen - Erken Ordovisiyen zaman aralığında gerçekleşmiş Çaltepe ve Sultantepe formasyonları ile, onları stratigrafik ve yapısal özellikler açısından açılı uyumsuzlukla örten, Orta Devoniyen - Geç Permiyene ilişkin Engilli, Kirazlı, Harlak ve Deresine formasyonları, Sultandağları Masifi'nin metatortul birimleri olarak incelenmiştir. Masifin metamorfizlerini dayk ve siller şeklinde kesen Triyas (?) yaşlı Kocakızıl doleriti metamorfik olmayan ilk otokton birimdir. Yörede Hoyran Napı'na ilişkin Mesozoyik yaşlı Hoyran ofiyoliti ve Malm - Senomaniyen yaşlı Hacıalabaz kireçtaşı olistoliti, tektonik bir dokanak boyunca Sultandağları Masifi üzerinde yer alır. Geç Miyosen ve sonrasında değişik dönemlerde yığılmış alüvyial yelpaze ve göl çökelleri ile alüvyonlar, masifin tortul örtüsünü oluşturur.

Kaledoniyen dağoluşum hareketleri ile, çekirdekdeki Alt Paleozoyik yaşlı birimler birbirini üsteleleyen üç deformasyon fazı geçirerek tip-2 ve tip-3 şekilli kıvrımlanmış-kıvrım geometrileri, Hersiniyen dağoluşum hareketleri ile de, Üst Paleozoyik yaşlı epimetamorfik kılıf, KB - GD gidişli mesoskopik tektonik yapılan kazanmıştır. Yöredeki tüm Paleozoyik birimler düşük derecede, bölgesel başkalaşıma uğramıştır. Bunlara karşılık, Alpin hareketler, Toridlerin Mesozoyik - Senozoyik gelişimine koşut olarak, Triyas'taki (?) riftleşme, Geç Eosen'deki bindirme ve nap-tektoniği ile Geç Miyosen'deki Blok-faylanmalan oluşturmuş ve Sultandağları Masifi'nin bugünkü yapısal görünümünü ortaya çıkarmıştır.

ABSTRACT : Detailed mapping of the Sultandağları Massif between Bağkonak (Yalvaç) and Engilli (Akşehir) villages indicates the following stratigraphic successions. The lower epimetamorphics consist of the Lower (?) - Middle Cambrian Çaltepe Formation and Upper Cambrian - Lower Ordovician Sultandede Formation; they are unconformably overlain by the Middle - Upper Devonian Engilli Formation. The Engilli Formation conformably underlies the Lower - Upper Carboniferous Kirazlı and Harlak Formations and Upper Carboniferous - Upper Permian deresine Formation. The Trias sic (?) Kocakızıl dolerite intruded into the whole autochthonous Paleozoic assemblage. The allochthonous Hoyran ophiolite and the Upper Jurassic - Upper Cretaceous Hacıalabaz limestone blocks, believed to be a part of the Hoyran Nappe, were tectonically emplaced on to the massif. Alluvial fan and lacustrine sediments of Upper Miocene - Pliocene age, referred to the Bağkonak and Yankaya Formations, respectively, unconformably overlies Pre-Cenozoic units. Later, they were covered by the Recent alluvial deposits.

The Lower Paleozoic epimetamorphic core assemblage was deformed by three phases of folding and gained type-2 and type-3 re-folded-fold structures during the Caledonian orogeny. While the Upper Paleozoic metasedimentary envelope of the massif was gaining NW - SE trending mesoscopic tectonic structures, the whole of the Paleozoic units underwent low grade regional metamorphism during the Hercynian orogeny. However, in the Mesozoic - Cenozoic development of Taurides, the Alpine movements, which caused the development of rifting (Triassic), overthrusting, nappe-tectonics (Late Eocene) and block-faulting (Late Miocene), gave the present tectonic appearance of the Sultandağları Massif.

GİRİŞ

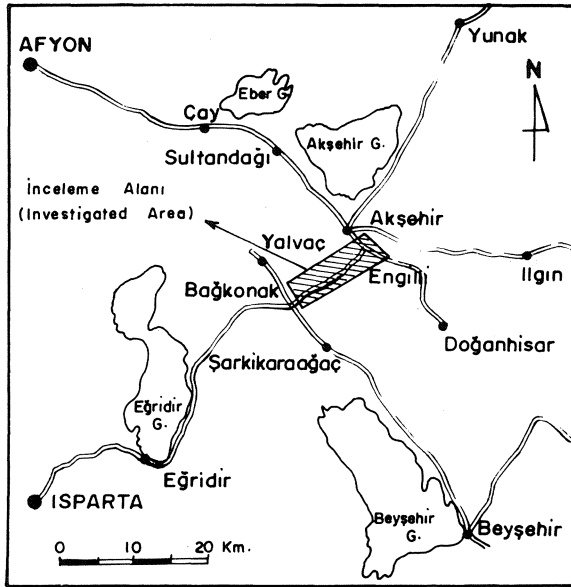
Bu yazıda stratigrafik gelişimi özetlenecek ve yeterli ayrıntıda tektonik tarihçesi aydınlatılacak olan inceleme alanı, karşılıklı olarak, Akşehir'in 7 km ve Yalvaç'ın 18 km güneydoğusunda bulunan Engilli Köyü ile Bağkonak Bucağı arasında yer almıştır (Şekil 17). Tektonik konumu yönünden yöre, Toridler Ana Tektonik Birliği (Ketin, 1966) içindeki Geyikdağı Birliği'nin (Özgül,

1976) bir bölümünü kapsamaktadır.

Önceki çalışmalarda Sultandağları Masifi'nin jeolojisi genellikle stratigrafik açıdan ele alınmıştır (Blumenthal, 1947; Brennich, 1954; Abdüsselemaoğlu, 1958; Haude, 1968; Dean ve Monod, 1970; Demirkol, 1977, 1981, 1982 ve 1985). Bunun yanısıra masifin çok evreli bir tektonik tarihçeye sahip olduğu ilk kez Haude (1968) tarafından vurgulanmış; Demirkol (1977) ise, bölgesel

uyumsuzluklara dayalı dağılım fazlarını ayırtlamış ve bunlara ilişkin kıvrım geçişlerini kaba yaklaşımlar ile tanımlamıştır. Ancak, önceki araştırmalarda ortaya konan tektonik yaklaşımlar, ayrıntılı mesoskopik incelemelere dayatılmadığından, masifin mesoskopik tektonik özellikleri ve kıvrım geometrileri, bu makaleye temel oluşturan araştırmaya (Eren, 1987) kadar verilmemiştir. Ayrıca, önceki araştırmacılar (Haude, 1968; Demirkol, 1977) arasında, yörenin stratigrafik gelişimi hakkında da kesin bir görüş birliği sağlanmamıştır.

Bu nedenlerle, Sultandağın Masifi'nin orta kesiminin stratigrafisinin aydınlatılması ve mesoskopik tektonik tarihçesinin somut verilere dayandırılarak ortaya konması amacıyla, (optik yöntemle 1/25.000 ölçekli haritalardan büyütülmüş) 1/16.500 ölçekli baz haritalar üzerinde litostratigrafik birim ayırtlama ilkesine göre birimlerin yeniden ayırtlanmasına ve tanımlanmasına gidilmiştir (Eren, 1987). Birimler haritalanırken, amaca uygun sıklıkta seçilen istasyonlarda gözlenebilen her türlü birincil ve ikincil düzlemsel yapılar ile çizgisel yapı öğeleri sistematik olarak ölçülmüştür. Bu makaleye veri oluşturan yapısal ölçümler, deneme-sınama yoluyla bölümlendirilen alanlarda Turner ve Weiss (19637 ile Ramsay (1967) tarafından ortaya konan geometrik analizler doğrultusunda değerlendirilmiştir. Elde edilen bulguların ışığında, Sultandağın Masifi'nin iç-yapısı, tektonostratigrafik gelişimi ve deformasyon tarihçesi, bu çalışma ile aydınlatılabilmektedir.



Şekil 1: Yerbulduru haritası
Figure 1: Location map.

STRATİGRAFİ

İncelenen alanın stratigrafisi yazarın daha önceki araştırmasında geniş olarak verilmiştir (Eren, 1987). Bu yazıda ise inceleme alanının stratigrafisi özet olarak sunulacaktır.

Araştırılan bölgede, alt kesimi yer yer mermerleşmiş, fakat genelde neomorfik kireçtaşı ve dolomit, üst kesimi ise ince fillit ve metakumtaşı aratabakalı yumru

lu kireçtaşlarından oluşmuş Alt (?) -Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe formasyonu, Sultandağın Masifinin görülebilen en alt birimini oluşturmaktadır. Bu birimin en üst kesiminde haritalanabilen Gümbürdek üyesi (pembe ve alacalı yumru kireçtaşları) yapısal sorunların çözümü için kılavuz, bir düzey niteliği taşımaktadır. Bu formasyonu, dereceli bir geçiş ile, Üst Kambriyen-Alt Ordovisiyen yaşlı Sultandede formasyonu üstlemektedir. Sultandede formasyonunun alt kesimi türbidit kökenli metakumtaşı ve fillit ardalanmasıyla temsil edilir. Bu düzeyde Velitepe üyesine* ait metabazit arakatlıklar, Taşgöl üyesine ait ekzotik kristalize kireçtaşı ve mermer blokları yer almaktadır. Üst düzeylere doğru, yine metakumtaşı-fillit ardalanması şeklinde devam eden birim içinde intraformasyonel çakıl içerikli metakonglomeralar da bulunmaktadır. Bu birimi açılı uyumsuz olarak, Orta-Üst Devoniyen yaşlı, metakuarsit, fillit, metakuarskonglomerası ve aratabakalı yumru-killi metakarbonatlardan oluşmuş Engilli formasyonu üstler. Engilli formasyonunu, altta fillitlerle başlayan, üste doğru değişik özellikli ve bol fosilli kireçtaşı, dolomit ve dolomitik kireçtaşları ile devam eden, Alt-Üst Karbonifer yaşlı Kirazlı formasyonu; bu formasyonun gelişmediği yerlerde karakteristik mor renkli, fillit-metakumtaşı uyumlu olarak örter. Atlantik-tipi bir kıta kenarı gelişimi sunan Üst Paleozoyik istif, Üst Karbonifer-Üst Permian yaşlı Deresine formasyonu ile son bulmaktadır. Deresine formasyonunun litolojileri, tabakalı çört içeren, lamine ve kristalize kireçtaşı, kalkışit, fillit ve metakumtaşı ardalanmasından yapılmıştır. Birim en üstte, sürekli olarak izlenebilen Bozkale üyesinin çörtlü-sileksitli metakarbonatları ile devam eder. Tüm bu birimler olasılıkla Triyas yaşlı Kocakızıl doleritine ait bazik kayalar tarafından kesilmektedir. Hoyran ofiyolitine ait şeyi, grovak, piroklastik konglomera-breş ara katkılı diyabazik bileşimli yastık lavlar ve Üst Jura-Üst Kretase yaşlı Hacılabaz kireçtaşı olistolitine ait kireçtaşı ve dolomitler, masife ait birimleri tektonik olarak örtmektedir. Bu birimleri de Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı, genellikle alüvyal yelpaze çökellerini karakterize eden moloz ve çamur akmaları ile örgülü nehir çökellerinden oluşmuş Bağkonak formasyonu açılı uyumsuz olarak üstlemektedir. Yarıkkaya formasyonuna ait litolojilerle yanal ve düşey geçiş sunarlar. Pliyokuvaterner yaşlı eski alüvyonlar ve Holosen yaşlı yeni alüvyonlar ile yamaç molozları inceleme alanının en genç birimlerini oluşturmaktadır (Şekil 2, 3).

YAPISAL JEOLJİ

Sultandağın Masifi'nde üç ayrı dağılım hareketinin etkileri ve bu hareketlere bağlı kıvrımlı ve bindirmeli yapı şekilleri görülmektedir, önceki bölümde tanımlanan bölgesel uyumsuzluklardan bu dağılım hareketlerinin sırasıyla Kaledoniyen, Hersiniyen ve Alpin hareketler olduğu anlaşılmaktadır. Bu nedenle yörenin yapısal jeolojisi, analitik yaklaşımlar ile ve kronolojik sıraya göre, önce otkton ve sonra allokon birlikler içindeki kıvrımlardan kırıklı yapılara doğru incelenecektir.

Kaledoniyen Kıvrımları

Bölgesel açılı uyumsuzluklara göre Kaledoniyen dağılım hareketlerinin izlerini taşıyan Alt Paleozoyik yaşlı Çaltepe ve Sultandede formasyonlarının litolojileri,

düzlemsel ve çizgisel tektonit yapıları kazanmış ve çok evreli kıvrımlanmaya uğramıştır. Bu üstelenmiş kıvrım geometrileri değişik morfolojiler sunmakta ve farklı yönlerde gidişler sergilenmektedir (Şekil 2, 3 ve 47. Deformasyon evreleri arasındaki geometrik ilişkilerin analitik yolla ortaya konabilmesi için harita boyutunda saptanan kıvrım izi (F₁, F₂, F₃) gidişlerine bağlı olarak seçilen asalanlarda, tabaka (S₀) ve yapraklanma (S₁) ölçümlerinin eşit-alan alt yarı küre izdüşüm diyagramlarında sayımsal değerlendirilmesine gidilmiştir. Bu amaçla Cankurtaran bindirme zonunun (Cankurtaran sürüklenimi, Demirkol, 1977) üstünde kalan kesim pilot bölge seçilmiştir. Bu bölgede F₃-kıvrım izinin (Şekil 2 ve 3) güneyinde kalan asalan "güney asalanı", bu izin kuzeyinde, fakat F₂-kıvrım izine göre kuzeybatıda kalan asalan "kuzeybatı asalanı" ve güneydoğusundaki ise, "güneydoğu asalanı" olarak nitelendirilmiştir.

Güney Asalanı S₀-ölçümlerinden elde edilen doku diyagramı (Şekil 5a), litostratigrafik birimlerin uzanımına uygun olarak F₁-fazıyla ilişkili B_j ve F₂-fazıyla ilişkili B₂ gidişlerinin K 42° B, 14° KB olduğunu göstermiştir, bu asalana ilişkin S[^]ölçümlerinden elde edilen doku diyagramı (Şekil 5b), B₂ kıvrım yöneliminin K 28° B, 0° olduğunu belirtmiştir. Böylece, F_j-fazıyla kıvrımlanan tabaka düzlemleri kıvrımlı yapılar kazanırken, bölgesel kay aç dilinimleri ve yapraklanmalar (S[^] kıvrım eksen düzlemlerine koşut gelişmiştir. F₂-fazı ise, B_j-eksenlerinin tekrar kıvrımlanmasını ve litolojilerin izoklinal kıvrım morfolojisi kazanmasını sağlarken, Si-yapraklanma düzlemlerini de kıvrımlandırmıştır (Şekil 3). Dolayısıyla bu asalanda, B₁ ve B₂-gidişleri, 14° lik aykırılık dışında eş-eksenlerinin yönelimleri, F₃-fazıyla kazanılmış olanlar hariç, burada F_x ve F₂ izlerine büyük ölçüde uyum sağlamaktadırlar (Şekil 2).

Kuzeybatı Asalanı Gümbürdektepe antiklinali ile Kocakızıltepe strüktürünün kuzeybatı kanadı yer alır. Burada S₀-tabaka ölçüm değerleri K 8° D, 0° konumlu B[^] kıvrım gidişini vermektedir (Şekil 5c). Harita düzlemindeki F_x izinin gidişi ise, batıda K-G, kuzeydoğu uzantısında ise BGB-DKD yönelimlidir. Böylece doku diyagramından elde edilen tektonik yönelim ile harita düzleminde saptanan tektonik gidişin tam olarak çakışmadığı görülmektedir. Bunun bir nedeni kuzeybatı asalanında mesoskopik kıvrım eksenlerinin asıl B_j-yapışma az çok dik konumda ve F₃-gidişine uygun gelişmiş olmaları ve dolayısıyla F_j, F₂, F₃-kıvrım girişimlerinin küçük yapılarda da etkin olmasıdır, ikinci bir neden de, bu asalanda F_j-kıvrım izinin bir yay şeklinde bükülmesidir.

Güneydoğu Asalanı Kocakızıltepe, Güneyçamsırtı ve Mustafakayası civarındaki Kocakızıltepe strüktürünün güneydoğu kanadını kapsamaktadır. Burada S₀-ölçümlerine ilişkin dokudiyagramı K 32° D, 8° KD konumlu tektonik eksen gidişini vermektedir (Şekil 5d). Bu tektonik gidiş asalandaki litolojik birimlerin harita düzleminde sergiledikleri B_j-eksen yönelimlerinin ortalama gidişiyle çakışmaktadır.

Yapısal zorunluluk nedeniyle kuzeybatı ve güneydoğu asalanlarında ölçülen yapraklanma düzlemleri (S[^] birlikte bir doku diyagramı (Şekil 6a) üzerinde değerlendirilmiştir. Böylece, F₃-kıvrım izinin kuzeyinde kalan asalanlardaki F₂-kıvrım izi gidişlerine yaklaşan B₂-eksen konumu K 40° D, GB şeklinde elde edilmiştir.

Buraya kadar elde edilen verilerin değerlendirilmesi ve Yapısal Harita'nın (Şekil 3) geometrik yorumu, F₁ ve F₂-deformasyon fazlarına ait B_x ve B₂-eksenlerinin yöndeş olduğunu ortaya çıkarmıştır. Fakat, daha sonra gelişen ve yaklaşık D-B doğrultusunda izlenen F₃-kıvrımlanma fazıyla ilgili olarak, B_x ve B₂-eksen gidişleri 75° lik bir dönme kazanmışlardır (Şekil 2, 3; Şekil 5a ve 5d).

Bu çalışmada, sonuç olarak, Sultandağları Masi- fi'nin Alt Paleozoyik yaşlı metatortul istifinin üç evreli kıvrımlanma ile gelişmiş büyük bir tip-3 kıvrım girişim yapısı (Ramsay, 1967) kazandığı sergilenmiş olmaktadır (Şekil 3 ve 4). Bu kıvrımlanmalara bağlı olarak, Cankurtaran bindirme zonuna göre allokon olan kesimde, Çaltepe formasyonu ve ona ait Gümbürdektepe üyesinin belirlediği yukaç (antiform) ve ineç (sinform) durumlu antiklinaller yaygın olarak izlenir (Şekil 3 ve 4) Bu yapıların bellibaşlıları arasında Gümbürdektepe ile Mezar-tepe arasındaki yukaç durumlu anüklinaller (antiformal antiklinal) ve Kocakızıltepe'de ineç durumlu antiklinal (sinformal antiklinal) dikkat çekicidir. Dolayısıyla Çaltepe formasyonunun yüzlekleri arasında yayılım sunan Sultandede formasyonunun litolojileri, günümüzde, büyük ölçekli ineç yapıları içinde sıkışmış olarak gözlenmektedir.

Cankurtaran bindirme zonu altında kalan kesimde ise, Cankurtaran Köyü yakınındaki Kuzçamtepe strüktürü, F_j ve F₂-kıvrım fazlarının girişimi ile oluşmuş tip-2 kıvrım girişimi deseninde bir dom yapısı göstermektedir (Şekil 2 ve 3). Burada F_j ve F₂ izleri yaklaşık BGB-DKD gidişleri sergilemekte, B_j ve B₂-eksenleri büyük açılı dalımlar sunmaktadır.

Yukarıda geometrik analizleri gerçekleştirilen kıvrımlanma fazlarına ilişkin olarak gelişen mesoskopik kıvrım ve yapıların konumları Jeolojik Harita'da sistematik olarak gösterilmiştir (Şekil 2).

özetle, yukarıda geometrik analizleri gerçekleştirilen üç evreli kıvrımlanmalar sonucu yörenin litolojileri, yatık izoklinal kıvrımlar ve bunlara aykırı yönde gelişen diğer üstelenmiş I kıvrımlar, dom ve küvet yapıları (Ramsay, 1967) yanı sıra kayma zonları, sürüklenme kıvrımları, arakesit lineasyonları (L_j), buruşma klivajları (S₂, S₃) ve lineasyonları (L₂, L₃), budinaj ve çubuk yapıları kazanmışlardır.

Hersiniyen Kıvrımları

Hersiniyen dağılımına ilişkin yapı şekilleri, Engilli, Kirazlı, Harlak ve Deresine formasyonlar mm (Üst Paleozoyik) bünyesinde gelişmiştir. Birbirleriyle uyumlu bir istif oluşturan söz konusu birimler, inceleme alanında KB-GD uzanımlı ve KD'ya eğimli bir monoklinal yapı gösterirler (Şekil 2, 3 ve 4).

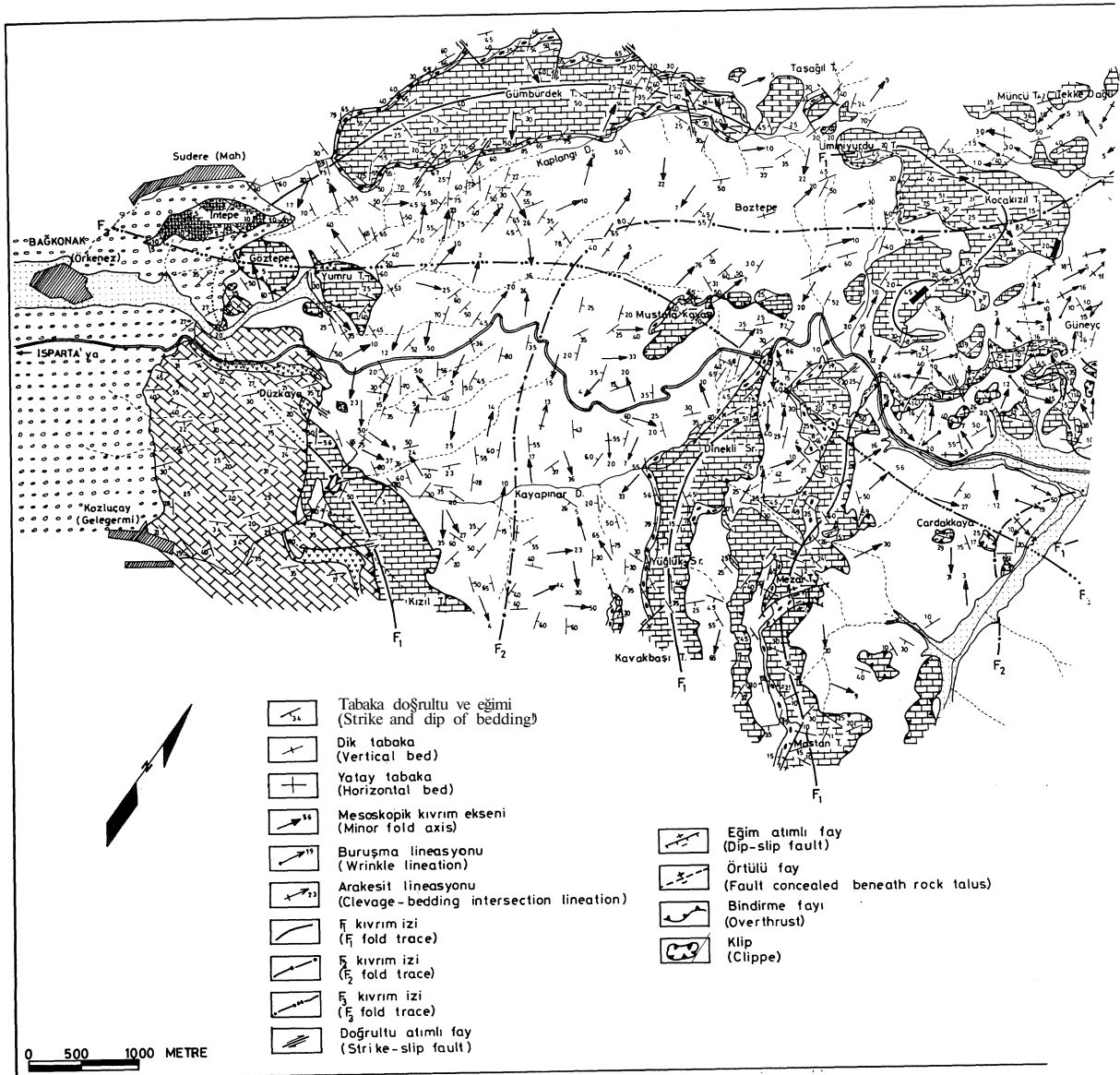
Gerek arazi gözlemleri (Şekil 2, 3) ve gerekse bu birimlerden ölçülen tabaka (S₀) ve yapraklanma (S₄)

ölçüm değerlerinin doku diyagramındaki yorumu, küçük ölçekli Hersiniyen kıvrımlarına ilişkin B_4 ve B_5 -eksen konumlarının $K 55^\circ-56^\circ B, 10^\circ KB$ olduğunu kanıtlamaktadır (Şekil 6b, c). Ayrıca metapelitik litolojilerde buruşma klivajları (S_5), arakesit lineasyonları (L_4) ve buruşma ya da kırışma lineasyonları (L_5) gözlenmektedir. Böylece F_4 ve F_5 -kıvrım fazlarıyla simgelenen olan Hersiniyen deformasyonlar, yörede yöndeş (co-axial) B_4 ve B_5 -kıvrımları ardarda gelişen epizodlarda oluşturmuştur. Bu nedenle, Sultandağları Masifi'nin F_4 ve F_5 -deformasyon fazlarına bağlı oluşmuş büyük bir antiklinalin sadece kuzeydoğu kanadı ya da Akşehir fayı ile çöküntüye uğratılmış bir senklinalin güneybatı kanadı inceleme alanında izlenebilmektedir. Yörede Triyas (?) yaşlı Kocakızıl doleritine ilişkin kayaçlarda metamorfik mineral

parajenezlerinin gözlenemeyişi ve bunlarda düzlemsel ve çizgisel tektonit dokusunun gelişmemiş olması (Eren, 1987), Sultandağları Masifi'nde metamorfik tektonit gelişiminin Hersiniyen dağlaşımı ile birlikte son bulunduğunu belgeler.

Alpin Hareketler

Triyas'taki okyanuslaşmaya bağlı (Juteau, 1975 Özgül, 1984) Torid platformunun parçalanması sırasında, yörenin Paleozoyik yaşlı temel birimleri içine sokulum yapmış olan Kocakızıl doleritine ait bazik sokulumlardan elde edilen sınırlı sayıda ölçümler, bu sokulumların K-G doğrultusunda uzandığını göstermiştir (Şekil 2). Buna göre, Mesozoyik başlarında inceleme alanında kısmen etkili görülen açılma tektoniği D-B doğrultusunda gelişmiştir. Çalışma alanında, bunun dışında, otokton Geyik dağı Birliği'nin Mesozoyik-Tersiyer zaman aralığındaki



Şekil 2: Engilli (Akşehir)-Bağkonak (Yalvaç) arasının jeoloji haritası.

gelişimi ile ilgili herhangi bir yapısal veri bulunmamaktadır.

İnceleme alanında, Bozkır Birliği'ne karşılık gelen Mesozoyik yaşlı allokton birimlerde kıvrımlı yapılar gözlenmemiştir. Ancak, Hacıalabaz kireçtaşı olistolitindeki tabaka konumlarının sayımsal değerlendirilmesi, K 45° D doğrultulu ve GD'ya eğimli monoklinal bin yapı sunmaktadır (Şekil 6d).

Bindirmeler

Bindirme faylarına en fazla yoğun tektonik etkilere uğramış ve kıvrımlanmış kıvrım yapıları kazanmış Sultandağları Masifi'nin Alt paleozoyik çekirdeğinde rastlanmaktadır. Bunlardan en önemlisi Cankurtaran bindirme zonudur (Cankurtaran sürüklenimi, Demirkol, 1977). Bu bindirme zonu Cankurtaran Köyü'nün 3 km batısında Güney çamsırtı, Kocakızıltepe'nin doğu ve güney eteklerinde,

Mastantepe, Mezartepe mevkilerinde yer almakta, inceleme alanını boydan boya katedmektedir (Şekil 2, 3 ve 4). Bu bindirme ile Çal tepe formasyonu, Sultandede formasyonu üzerine itilmiştir. Fay düzleminin eğimi 20°-35° arasında güneybatıya doğrudur. Mastantepe ve Mezartepe batısında, Cankurtaran bindirmesine ilişkin ve birbirine koşut bir dizi bindirme düzlemlerine rastlanılmaktadır. Bir diğer önemli bindirme Kızıltepe kuzeyinde ve Düzkayatepe doğusunda gelişmiştir. Bu bindirmenin varlığı Düzkayatepe güneydoğusunda gelişmiştir. Bu bindirmenin varlığı Düzkayatepe güneydoğusunda Kayapınar Deresi'nde alttan Sultandede formasyonuna ait birimlerin yüzlek verdiği ufak boyutlu tektonik pencere ile kanıtlanmaktadır. Bu bindirme daha sonra gelişen Hoyran Napı (Dumont, 1976) ile ve Bağkonak formasyonuna ait karasal çökeller tarafından örtülmüştür. Göztepe ve Yumrutepe'de

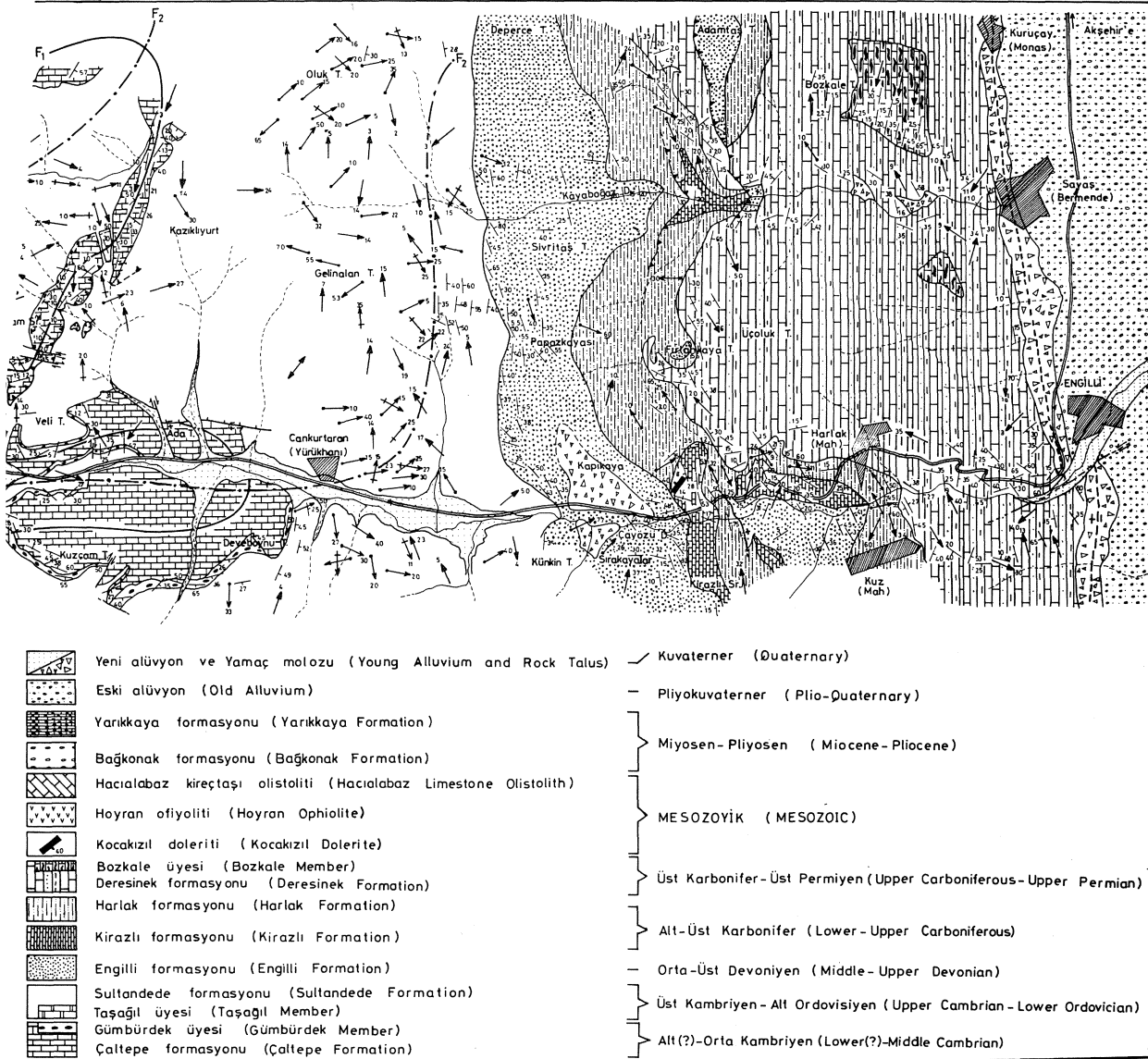
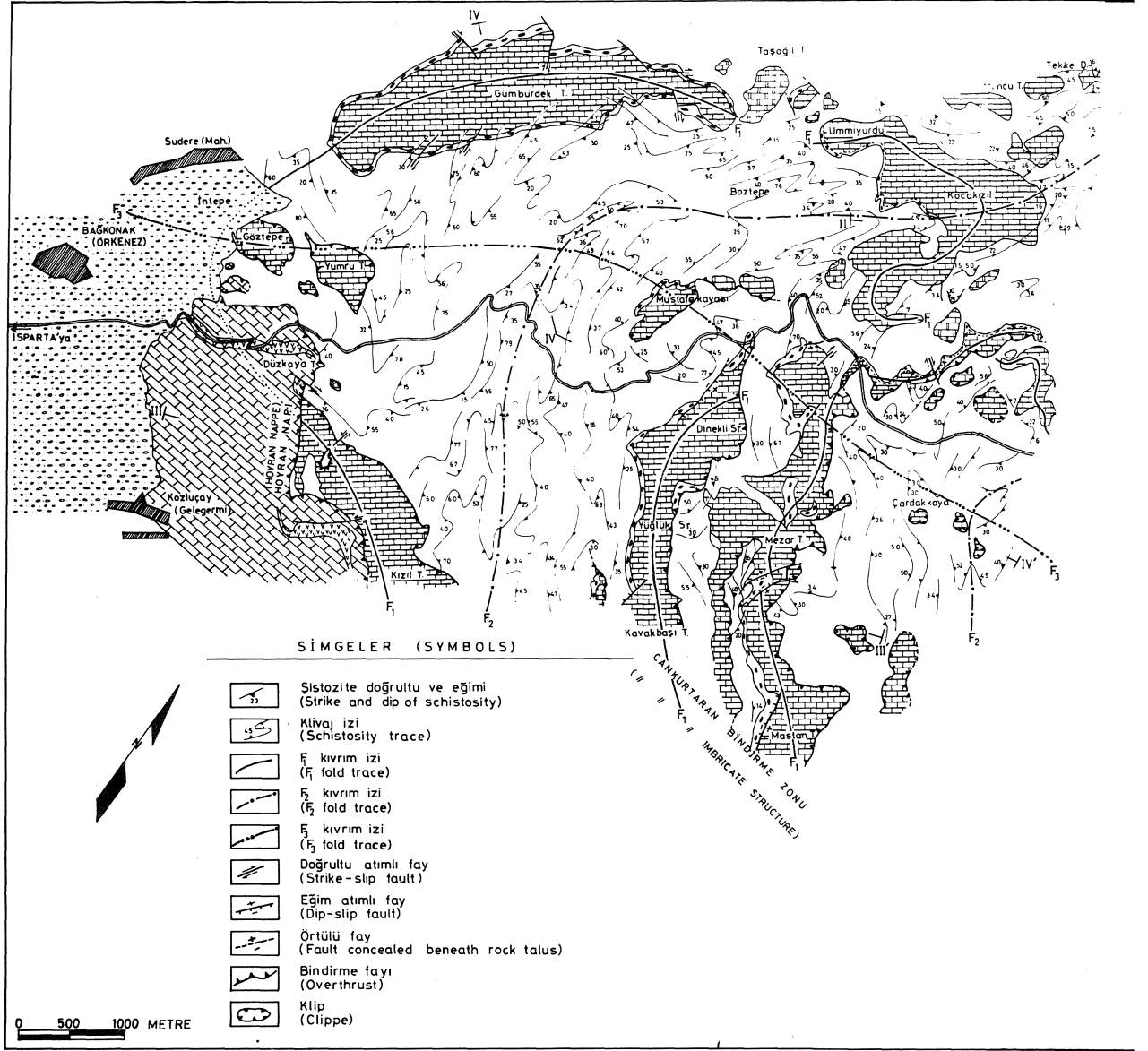


Figure 2: Geological map of the Engilli (Akşehir)-Bağkonak (Yalvaç) area.



Şekil 3: Engilli (Akşehir)-Bağkonak (Yalvaç) arasındaki yapısal haritası.

yer alan Çaltepe formasyonuna ait klipler bu bindirme zonu aittir. Bunların dışında küçük ve yerel bindirmeler de görülmektedir. Bunlardan biri Mustafakayasında yer alan ve görünürde 500 m uzunluğunda 20° ile kuzeybatıya eğimli bir bindirmedir. Cankurtaran bindirme zonundaki veya ilişkin bindirmelerin yaşını kesin olarak ortaya koyabilecek veriler elde edilememiştir. Ancak, bunların Kaledoniyen ya da Hersiniyen kıvrımlanmalarının bir devamı veya Alpin nap tektoniğine bağlı olarak gelişmiş olabileceği söylenebilir. Çünkü, Hersiniyen dağoluşum hareketlerine bağlı olarak gelişen bindirmelere, inceleme alanının kuzeydoğusunda, Adamtaştepe güneybatısında ve kuzeyinde Kayaboğaz Dereşi'nde rastlanılmaktadır (Şekil 2, 3). Adamtaştepe güneybatısında Orta-Üst Devoniyen yaşlı Engilli formasyonu, Üst Karbonifer-Üst Permiyen yaşlı Deresinek formasyonu üzerine güneybatıya doğru itilmiştir. Ayrıca, Kayaboğaz Dereşi'nde basamaklı ekay-

lar şeklinde Kirazlı formasyonu Harlak formasyonu üzerine ve Engilli formasyonu ise Kirazlı formasyonu üzerine yine güneybatıya doğru itilmiştir (Şekil 2, 3).

Alpin hareketlere bağlı olarak yöreye taşınan Hoyran Napı'na ait Hoyran ofiyoliti ve Jura-Kretase yaşlı Hacılabaz kireçtaşı olistoliti, inceleme alanının güneybatısında Sultandağları Masifi'ne ait birimler üzerine bindirmiştir (Şekil 2, 3 ve 4). Bu bindirme Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Bağkonak formasyonuna ait birimlerce örtülmüştür. Buna göre, yöredeki nap hareketinin yaşı Miyosen öncesidir. Ancak, bölgesel verilerin ışığında, bunların Eosen sürecinde geliştiği sanılmaktadır (Demirkol, 1981; Özgül, 1976; Koçyiğit, 1981). İnceleme alanının darlığı bu görüşü denetleme olanağı vermemiştir. Buna karşılık, Hacılabaz kireçtaşı olistolitindeki tabaka ölçümlerinin sayımsal değerlendirilmesi önemli veriler ortaya koymuştur. Buna göre, olistolit içinde, tektonik

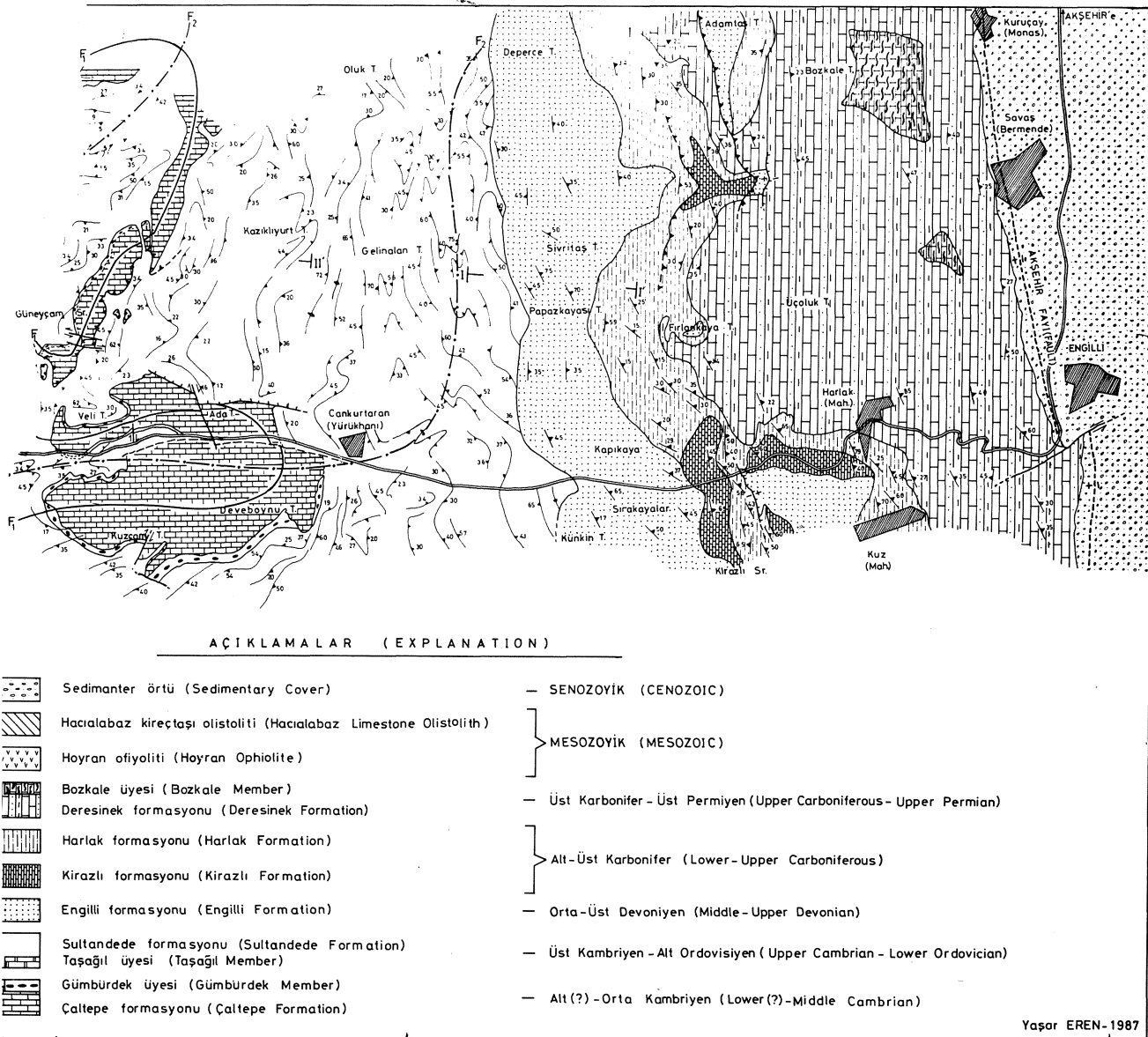


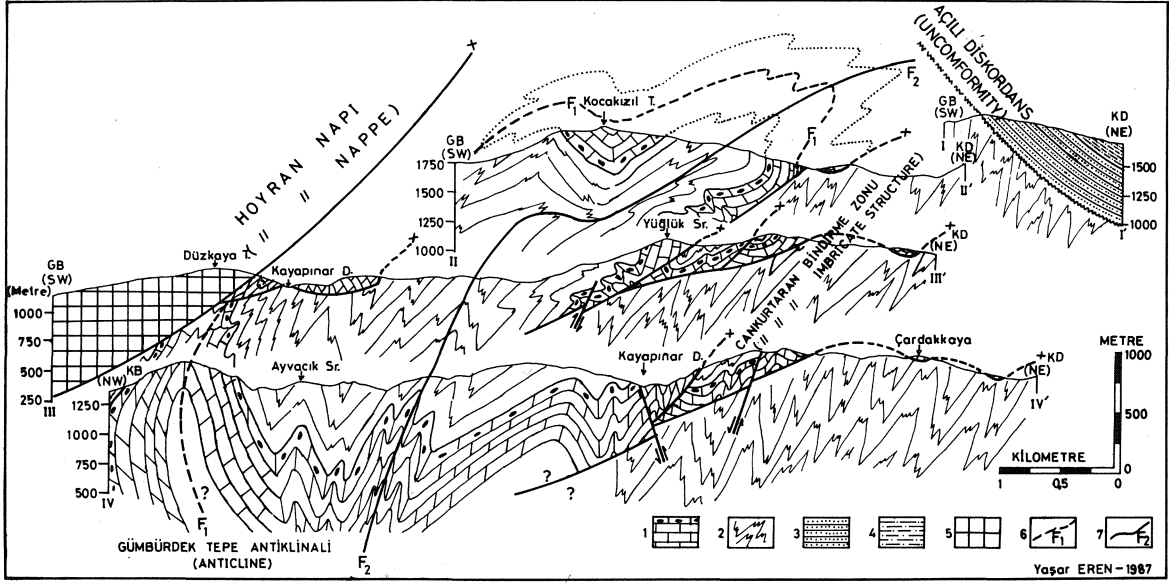
Figure 3: Structural map of the Engilli (Akşehir)-Bağkonak (Yalvaç) area.

gidişi bindirme sınırına 90° dik ve K 45° D doğrultulu bir yapı görülmektedir (Şekil 2 ve 6d). Diğer bir deyişle, olistolitin tabaka gidişleri üzerine oturdukları bindirme izine diktir. Bu verilerin kinematik yorumuna göre, Hoyran Napı'nın önceki çalışmalarda vurgulanan ve KKD veya KD yönünden taşınma olasılığı zayıflamış olmakta, buna karşılık napın yaklaşık GD'dan KB'ya sürüklenmiş olabileceği ihtimali daha kuvvetli olarak ortaya çıkmaktadır.

Neotektonik Hareketler

inceleme alanı, Kaledoniyen ve Hersiniyen dağ-oluşum hareketleri ile kıvrımlı ve bindirmeli iç yapısını kazanmış, Alpin hareketlerle de naplı bir yapıyı bünyesine eklemiş ve sonra yoğun olarak genç-tektonik (neotektonik) hareketlerin etkisinde kalmıştır. Yöredeki diğer birimler üzerinde açılı uyumsuzluklar ile duran Üst Miyosen-Pliyosen ve daha genç çökeller kıvrımlı yapılar gös-

termezler. Fakat, karasal çökellerin fasiyelerinden ve yerel jeomorfolojik özelliklerden inceleme alanının Üst Miyosen ve sonrasında blok faylanmalannın etkisinde kaldığı anlaşılmaktadır. Buna bağlı faylar ile Sultandağları KB-GD uzantılı bir horst yapısı kazanmıştır. Sultandağları horstunun güneybatı sınırını belirleyen fay. Üst Miyosen-Pliyosen zaman aralığında evrimini tamamladığı ve sönmüldüğü için jeolojik ve morfolojik olarak fayın izi belirsizdir. Buna karşılık, Sultandağlarını Akşehir Ovası'ndan ayıran Akşehir fayı (Sultandağları fayı, Demirkol, 1977) yakın zamanlara kadar etkinliğini sürdürmüştür. Dikçe bir eğim atımlı normal fay şeklinde gelişen bu yapıyla Sultandağları bir horst şeklinde yükselirken, Akşehir Ovası çökmüştür. Fayın oluşturduğu topoğrafik diklik Sultandağları'na koşut olarak kilometrelerce izlenmektedir. Fayın yaşı olasılıkla Üst Miyo-



Şekil 4: inceleme alanının yapısal kesitleri.

1. Çaltepe formasyonu 2. Sultandede formasyonu
3. Engilli formasyonu 4. Harlak formasyonu 5.
- Bozkır Birliği 6. F_1 -kıvrım izi 7. F_2 -kıvrım izi.

sen'dir. Akşehir fayının atımı kesin olarak belirlenememiştir. Bu fay günümüzde oluşan yamaç molozları ile örtülmüştür (Şekil 2, 3).

JEOLOJİK EVRİM

İnceleme alanının temelini oluşturan Çaltepe formasyonunun tabanı yörede görülememektedir. Bu nedenle, Alt Paleozoyik istifinin üzerine oturduğu temel hakkında, çalışma alanında herhangi bir veri elde edilememiştir. Buna karşılık Çaltepe, formasyonu içinde trilobit, krinoid ve algerin bulunması, bu birimin Erken-Orta Cambriyen'de canlı yaşamına elverişli bir ortam sağlayan, tektonik yönden duraylı, sıg ve sıcak bir denizde çökeldiğini belgelemektedir. Buna göre, Çaltepe formasyonu genelde bir resif karmaşığı ürünüdür. Geç Cambriyene doğru bu ortamın, transgresif olarak hareketlenmesi ile karbonat çökelişi yanı sıra ortama kırıntılı getirimi sağlanmaya başlamış ve birimin Gümbürdek üyesine ait flaser tabakalı yumrulu kireçtaşlarıyla ardalanmalı olarak çamur ve kumtaşları yığılmıştır. Geç Cambriyen'de yöre, blok-faylanmalar ile tektonik yönden giderek hareketlilik kazanmıştır. Bunun bir sonucu, kırıntılı çökmesinin evrimini tamamlarken Sultandede formasyonunun çökelleri gelişmeye başlamıştır, özellikle bu evrede Sultandede formasyonunun alt düzeyini oluşturan Velitepe üyesine ait bazik lav arakatıkları, söz konusu açılma tektoniği kontrolünde gelişmiştir.

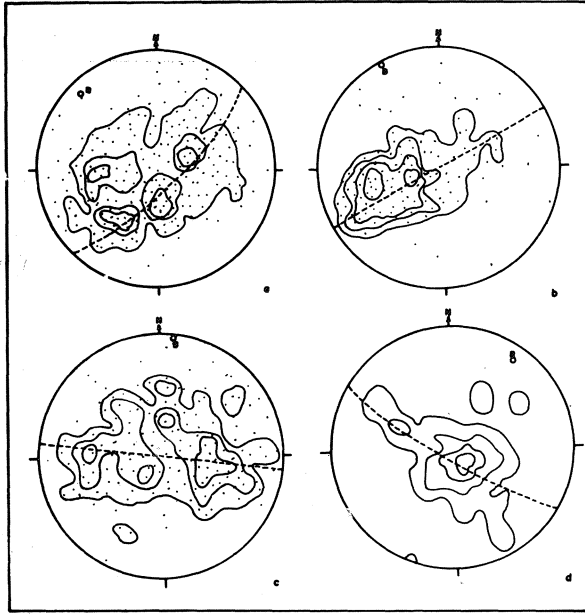
Üst Cambriyen-Alt Ordovisiyen yaşlı Sultandede formasyonu içindeki kumtaşı tabakalarının altlarında kaval, oyu ve dolgu yapılarına, tabaka içlerinde paralel, çapraz ve konvolüt laminasyonlara sık rastlanması, ayrıca birimin şeyl-kumtaşı-dereceli tabakalı detritik kireçtaşı ardalanımı şeklinde gelişmesi, ayrıca bunlara merceknel ve kanal geometrilili konglomera ve kalsirudit tabaka-

Figure 4: Structural cross sections of the mapped area

1. Çaltepe Formation 2. Sultandede Formation
3. Engilli Formation 4. Harlak Formation 5.
- Bozkır Unit 6. F_1 fold trace 7. F_2 fold trace.

ların eşlik etmesi, oluşuğun türbid akıntılarının etkin olduğu bir kıta yamacı veya eteğinde çökeldiğini kanıtlamaktadır. Böylece, bu çalışmada Taşağıl üyesi olarak birim içinde ayırtılan oluşumlar (Şekil 2, 3) burada açıklanan tektonosedimanter gelişime bağlı ve Çaltepe formasyonundan ortama aktarılmış kaotik bloklar olarak yorumlanabilecektir. Havzanın gittikçe derinleşmesi ile bu birimin üst düzeylerinde ince kırıntılılar egemen hale geçmiş -ve regresif döneme geçildiğinde kalsitürbidit ara tabakaları nicelik yönünden artmıştır. Bu regresif gelişimi izleyen Kaledoniyen dağoluşum hareketleri ile resifal Çaltepe formasyonu ve genelde türbiditik, kısmen fliş karakterli Sultandede formasyonu üç evrede kıvrımlanarak ve başkalaşıma uğrayarak bölgesel yükselmeye başlamıştır.

İnceleme alanında, Siluriyen ve Erken Devoniyen süreci stratigrafik bir boşluk, diğer bir deyişle bir aşınma dönemi olarak gözükmemektedir. Büyük bir olasılıkla bölge, Siluriyen-Erken Devoniyen zaman aralığında kara halinde kalmış ve peneplenleşmiştir. Böyle bir morfolojik oluşuma erişen yöre, Orta Devoniyende başlayan bir transgresyonla tekrar denizel nitelik kazanmış ve bu deniz kıyısında biriken plaj ve olasılıkla kıyı boyu kumulları Orta-Üst Devoniyen yaşlı Engilli formasyonunu oluşturmuştur. Söz konusu transgresyon nedeniyle bu birim üzerinde yerel gelişen faylanmaların kontrolünde oluşan denizaltı sırtlarda yer yer resifal ortamlar yer almış ve bu ortamda yama resifleri geliştirecek şekilde fusulinidler, krinoidler, bryozoa ve mercanlar yoğun olarak yaşamıştır. Bu tektonosedimanter süreç içinde Alt-Üst Karbonifer yaşlı Kirazlı formasyonunun karbonatları çökelirken, giderek derinleşen çanaklarda (su altı grabenlerde) ise yine aynı yaşlı Harlak formasyonuna ait çamurlar ve



Şekil 5:

a: Güney asalanında 250 tabaka (S_0) ölçümünden elde edilmiş nokta-kontur diyagramı. Konturlar: % 1-2-3. Tektonik eksen B ($B_1=B_2$), K 42° B, 14° KB konumlandır.

b: Güney asalanında 125 yapraklanma (S_j) ölçümünden elde edilmiş nokta-kontur diyagramı. Konturlar: % 1-2-3-4-6. Tektonik eksen B (B_1), K 28° B, 0° konumlandır.

c: Kuzeybatı asalanında 150 tabaka ölçümünden elde edilmiş nokta-kontur diyagramı. Konturlar: % 1-2-4. Tektonik eksen B ($B_1=B_2$), K 8° D, 0° konumlandır.

d: Güneydoğu asalanında 120 tabaka ölçümünden elde edilmiş kontur diyagramı. Konturlar: % 1-5-10-15. Tektonik gidiş B ($B_1=B_2$), K 32° D, 8° KD konumlandır.

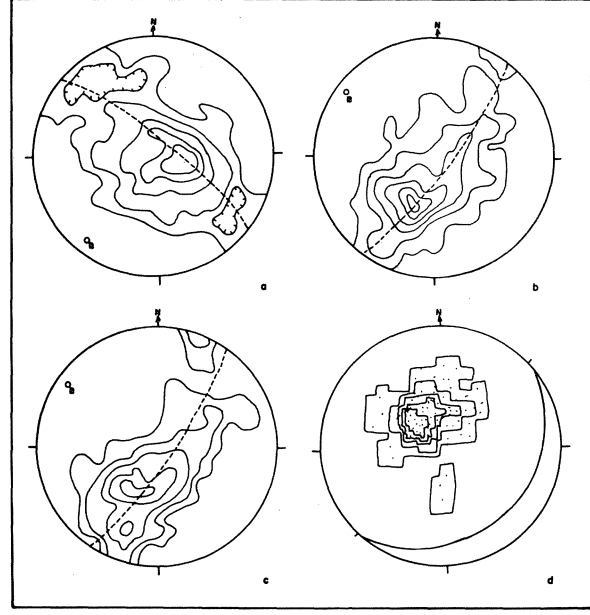
Figure 5:

a: Point-contour diagram of the bedding planes (S_0) measured in the South subarea, 250 points. Contours: 1-2-3 % per 1 % area. Attitude of the tectonic axis B ($B^{\wedge}B_j$) is N 42° W, 14° NW.

b: Point-contour diagram of the schistosity planes (S_j) measured in the South subarea, 125 points. Contours: 1-2-4-6 % per 1 % area. Attitude of the tectonic axis B (B_1) is N 28° W, 0°.

c: Point-contour diagram of the bedding planes measured in the Northwest subarea, 150 points. Contours: 1-2-4 % per 1 % area. Attitude of the tectonic axis B ($B_1=B_2$) is N 8° E, 0°.

d: Contour diagram of bedding planes measured in the Southeast subarea. 120 points. Contours: 1-5-10-15 % per 1 % area. Attitude of the tectonic axis B ($B^{\wedge}B_j$) is N 32° E, 8° NE.



Şekil 6:

a: Kuzeybatı ve Güneydoğu asalanlarında 170 yapraklanma (S_j) ölçümünden elde edilmiş kontur diyagramı. Konturlar: % 0.5-1.5-3.5-5.5-7.5. Tektonik eksen B (B_1), K 40° D, 10° GB konumlandır.

b: Üst Paleozoyik birimlerde 300 tabaka (S_0) ölçümünden elde edilmiş kontur diyagramı. Konturlar: % 0.5-3.5-7.5-10. Tektonik eksen B (B_1) konumu, K 55° B, 10° KB'dır.

c: Üst Paleozoyik birimlerde 150 yapraklanma ($S_j=S_2$) ölçümünden elde edilmiş kontur diyagramı. Konturlar: % 0.5-1.5-5-7-10. B (B_1) eksen konumu, K 56° B, 10° KB'dır.

d: Hacalabaz kireçtaşı olistolitinde ölçülen 100 tabaka (S_0) konumundan elde edilmiş nokta-kontur diyagramı. Konturlar: % 0.5-3.5-5.5-10-15. Monoklinal yapının genel konumu K 45° D, 26° GD'dür.

Figure 6:

a: Contour diagram of schistosity planes (S_j) measured in the Northwest and Southeast subarea, 170 points. Contours: 0.5-1.5-3.5-5.5-7.5 % per 1 % area. Attitude of B (B_1) axis is N 40° E, 10° SW.

b: Contour diagram of the bedding planes (S_0) measured in the Upper Paleozoic rocks, 300 points. Contours: 0.5-3.5-7.5-10 % per 1 % area. Attitude of B (B_1) axis is N 55° W, NW.

c: Contour diagram of the schistosity planes ($S_j=S_2$) measured in the Upper Paleozoic rocks, 150 points. Contours: 0.5-1.5-5-7-10 % per 1 % area. Attitude of B (B_1) axis is N 56° W, 10° NW.

d: Point-contour diagram of the bedding planes (S_0) measured in the Hacalabaz limestone olistolith. Contours: 0.5-3.5-5.5-10-15 % per 1 % area. Attitude of the monoclinical structure is N 45° E, 26° SE.

türbidit kum taşları ve çakıltaşları resifal gelişimlere koşturularak birikmiştir. Transgresyonda ilerlemesi ile ortam giderek derinleşmiş ve Üst Karbonifer-Üst Permiyen yaşlı Deresine formasyonuna ait pelajik kireçtaşları, çamur ve kumtaşları bir karışık kıyı ortamında (Selly, 1976) yığılmıştır. Deresine formasyonu içindeki tabakalı, lamine ve nodüler çörtler ile bunlarda radyolaryaların bol olarak bulunması bu transgresif gelişimi ve ortamın açık deniz koşullarına dönüştüğünü kanıtlamaktadır.

İnceleme alanında, Deresine formasyonu üzerine beklenen regresif oluşuklar gözlenememektedir. Bu nedenle, Üst Paleozoyik yaşlı grubun jeolojik evriminin nasıl tamamlandığı kesin olarak bilinemez. Ancak büyük bir olasılıkla Permiyen sonunda etkinleşen Hersiniyen dağ oluşum hareketleri ile, Sultandağlarının tüm Paleozoyik yaşlı oluşukları, düşük dereceden bölgesel başkalaşım olayları geçirerek son bir kez daha kıvrılmış ve yüklenmişlerdir.

Yöre Mesozoyik başlarında kara halindedir ve Şarkikaraağaç-Beyşehir arasında iyi bilinen Triyas istifi kırıntı desteği sağlamıştır (Ayhan ve Karadağ, 1985). Ancak, Toridler tektonik birliğinde Triyas'taki okyanuslaşmaya (Juteau, 1975; özgül, 1984) bağlı olarak ve Torid platformunun parçalanması ile gelişen başlangıç volkanizması (Haude, 1968), Kocakızıl doleritine ait bazik dayk ve silleri Sultandağları Masif bünyesine eklemiştir. Ne varki, adı geçen okyanuslaşmaya ilişkin diğer aşamalar inceleme alanında gözlenemez. Buna karşılık Tpridlerde Eosen sürecinde etkinleşen nap ve bindirme hareketleri (Özgül, 1976; Koçyiğit, 1981; Demirkol, 1981) ile, Hoyran Napı'na ilişkin Hoyran ofiyolitinin ve Üst Jura-Üst Kretase yaşlı Hacılabaz kireçtaşı ofiyolitinin, Sultandağları'nın güneybatı yamaçları boyunca metamorfik temel üzerine ve bir yüzey bindirmesi boyunca allokon olarak yerleştiği gözlenir.

Miyosende etkinleşen tansiyonel faylanmalar ile Sultandağları bir horst biçiminde yükselip son şeklini alırken, güneybatıda Yalvaç, kuzeydoğu Akşehir depresyonları gelişmeye başlamıştır. Bu genç blok-faylanmalara bağlı olarak, inceleme alanının güneydoğusunda, moloz ve çamur akmaları şeklinde Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Bağkonak formasyonuna ait göl sedimanları birikmiştir. Ayrıca yörenin kuzeydoğusunda, benzer bir gelişim ile Pliyokuvaterner yaşlı alüvyal yelpaze çökelleri şeklindeki eski ve yeni alüvyonlar ile dağ eteklerinde güncel yamaç molozları oluşmuştur.

Jeoloji evrimini böylece tamamlamış olan yöre, günümüzde aşınma ve süpürülme alanı durumundadır.

SONUÇLAR

Bu makalede bölgenin jeoloji ve yapısal haritaları hazırlanmış ve litostratigrafi birimi olarak 14 formasyon ve 4 üye ayrılmış, gerekli görülenlerde yeniden litostratigrafi birim adlanmasına gidilmiştir (Eren, 1987). Burada gerçekleştirilen analitik değerlendirmelerin bir sonucu olarak, Sultandağları Masif'i'nin tektonik tarihçesi aydınlatılabilmektedir. Buna göre Kaledoniyen dağ oluşumu masifin Alt Paleozoyik yaşlı çekirdeğinde üç evrelili kıvrılma geliştirilerek, tip-2 ve tip-3 kıvrım girişim yapısını ortaya çıkarmıştır. Bu kıvrımlar, F_1 , F_2 , F_3 -deformasyon fazları içinde değişik coğrafik konumlarda,

B_1 , B_2 , B_3 -eksen gidişleriyle belirlenmiştir, izleri masifin Üst Paleozoyik yaşlı kılıfı içinde izlenen Hersiniyen dağ oluşumu, Kaledoniyen tektonik gidişleri yapısal bir uyumsuzlukla örtecek şekilde, F_4 ve F_5 -fazları olarak nitelenen $B_4=B_5=K$ $55^\circ-56^\circ$ B, 10° KB eksen konumlu yapısal gelişimi sağlamıştır. Bugünkü Sultandağları Masif'i'nin KB-GD gidişli genel uzantısının, masifin kılıfında saptanan Hersiniyen tektonik gidişleriyle (F_4 ve F_5) uyduğu söylenebilecektir. Ayrıca, masifin Hersiniyen orojenezile çok düşük derecede bölgesel metamorfizma geçirdiği, değişik bileşimli litolojilerde metamorfizmanın kuvars + albit + muskovit + klorit parajenezinin üstüne çıkamayan koşullarda gerçekleştiği belirlenmiştir (Eren, 1987).

Mesozoyik başlarında masifin D-B doğrultusunda uzanan bir açılma rejimi altında kaldığı görülmüştür, özellikle ilk kez bu çalışmada, geniş anlamda Bozkır Birliği'nin (özgül, 1976), dar anlamda Hoyran Napı'nın (Dumont, 1976) inceleme alanında allokon olarak bulunduğu ortaya çıkarılmıştır (Şekil 2, 3 ve 4). Allokon kütle içindeki tabaka ölçümlerinin kinematik yorumuna göre, Hoyran Napı'nın GD'dan KB'ya sürüklenmiş olabileceği ihtimali ortaya çıkarılmıştır, inceleme alanının Üst Miyosen ve sonrasında blok-faylanmalar etkisinde kaldığı ve bu faylanmalar ile Sultandağları'nın KB-GD uzantılı bir horst yapısı kazandığı saptanmıştır. Ayrıca, yörenin Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik zamanlardaki paleocoğrafik gelişimi, güncel jeotektonik kuramları ışığında aydınlatılmıştır.

KATKI BELİRTME

Yazar, çalışmalarında görüş ve yardımlarını esirgemeyen ve yazıyı okuyup değerli eleştirilerde bulunan Doç. Dr. İhsan Seymen'e; İngilizce özeti okuyup düzeltme zahmetine katlanan Jeoloji Yük. Müh. Rahmi Aksoy'a teşekkürü bir borç bilir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abdüsselamoğlu, Ş. , 1958, Sultandağları'nın 1/100 000 ölçekli jeolojik leveleri hakkında rapor, M.T.A. Rapor no: 2669, (yayınlanmamış).
- Ayhan, A. , Karadağ, M. , 1985, Şarkikaraağaç (İsparta) güneyinde bulunan boksitli ve demirli boksit yataklarının jeolojisi ve oluşumu. Türkiye Jeol. Kur. Bült. , 28, 2, 137-146.
- Blumenthal, M. , 1947, Seydişehir-B ey şehir hinterlandındaki Toros dağlarının jeolojisi, M.T.A. yayınları Seri D, no: 2, 242 s.
- Brennich, G. , 1954, 1/100 000 ölçekli Genel jeolojik harita izahnamesi. Akşehir (90/1-2-3-4) ve Iğın (91/1 ve 91/3) paftaları, M.T.A. Derleme Rapor no: 2514, (yayınlanmamış).
- Dean, W.T. and Monod, O. , 1970, The Lower Paleozoic stratigraphy and faunas of the Taurus Mountains near Beyşehir (Turkey), Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geol. , 19/8, 411-426.
- Demirkol, C. , 1977, Yalvaç-Akşehir dolayının jeolojisi, Doçentlik Tezi, K.S.Ü. Yerb. Böl. , Konya, 114 s. (yayınlanmamış).
- Demirkol, C. , 1981, Sultandağ kuzeybatısının jeolojisi ve Beyşehir-Hoyran Napı ile ilişkileri, Tübitak temel bilimler araştırma grubu, proje no: TBAG-

- 382, 56 s. (yayınlanmamış)
- Demirkol, C. , 1982, Yalvaç-Akşehir dolayının stratigrafisi ve Batı Toroslarla denestirimi, T. M. M. O. B. Jeoloji Mühendisliği Derg. , 14, 3-14.
- Demirkol, C. , 1984, Geology and tectonics of the region of Çay (Afyon), Geology of the Taurus belt. International Symposium, M.T.A. Publ. , Ankara, 69-76.
- Demirkol, C. , 1985 Sultandağ kuzeybatısındaki allokton birimler ve jeoloji evrimi, T. M. M. O. B. Jeoloji Mühendisliği Derg. 22, 3-10.
- Demirkol, C. , Sipahi, H. , Çiçek, S. , 1977, Sultandağın stratigrafisi ve jeoloji evrimi, M.T.A. Rapor no: 6305 (yayınlanmamış)
- Dumont, J. F. , 1976, İsparta kıvrımı ve Antalya naplanın orijini; Toroslar'ın Üst Kretase tektojenizi ile oluşmuş yapısal düzeninin büyük bir de-kroşman, trans torik arızayla ikiye ayrılması var-sayımı, M.T.A. Ens. Dergisi, 86, 56-67.
- Eren, Y. , 1987, Sultandağları Masifinin stratigrafisi ve mesoskopik tektoniği. Yüksek Lisans Tezi, Selçuk Univ. , 80 s. (yayınlanmamış).
- Juteai, T. , 1975, Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides accidentales, Turquie), Sciences de la Terre, Memoire, no: 32, 692 s.
- Ketin, İ. , 1966, Tectonic units of Anatolia (Asia Minor), M.T.A. Bull. , 66, 23-25.
- Koçyiğit, A. , 1981, Hoyran gölü yöresinin (Afyon-İsparta) stratigrafik ve tektonik özellikleri, A.Ü.F.F. Genel Jeoloji Kurs. , Doçentlik Tezi, 172 s. (yayınlanmamış).
- özgül, N. , 1976, Toroslar'ın bazı temel jeolojik özellikleri, Türkiye Jeol. Kur. Bilt. , 19, 65-78.
- özgül, N. , 1984, Alanya bölgesinin jeolojisi, Türkiye Jeol. Kur. , Ketin Simpozyumu, 97-120, Ankara.
- Ramsay, J. G. , 1967, Folding and Fracturing of Rocks, Me. Graw-Hill Book Co. , New York, 568 s.
- Selly, R.C. , 1976, An Introduction to Sedimentology, Ac ad. Press. London, 408 s.
- Turner, F. J. , and Weiss, L. E. , 1963, Structural Analysis of metamorphic Tectonites, Me. Graw-Hill Book Co. , New York, 545 s.

Makalenin Geliş Tarihi : 31.10.1988
Yayma Veriliş Tarihi : 1.9.1990

Gürlevik Kireçtaşlarının (Sivas) özellikleri ve önerilen yeni isim: Tecer Formasyonu

The features of Gürlevik limestones and a new suggested name as Tecer formation

NURDAN İNAN CÜMF Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas
SELİM İNAN CÜMF Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas

ÖZ : Bu çalışmada, Sivas'ın güneydoğusunda bulunan Gürlevik kalkerinin (Arpat, 1964), paleontolojik, stratigrafik ve yapısal özellikleri incelenmiştir. Genellikle, *Discocyclina seunesi* Douville, *Planorbtilina crete* (Marsson), *Daviesina danteli* Smouth, *Rotaila trochidiformis* Lamarck, *Mississippina blinkhorst* (Reuss), *Pseudolacazina oeztemueri* (Sirel) bentik foraminiferlerini içeren karbonatlar, Tane siyen yaşında ve sığ-sakin deniz ortamında depolanmışlardır. Karbonatların, paleontolojik, stratigrafik ve yapısal özellikleri bakımından Tecer kireçtaşı formasyonunun (İnan ve İnan, 1987) yanal devamı olduğu belirlenerek, her iki birimin "Tecer formasyonu" adı altında birleştirilebileceği sonucuna varılmıştır.

ABSTRACT : This study is aimed to provide some new information on the stratigraphy, paleontology and structural features of Gürlevik limestone (Arpat, 1964) locating in the area to the southeast of Sivas. In this area, the carbonates era rich in benthic foraminifers of Thanetian such as: *Daviesina danteli* Smout, *Rotaila trochidiformis* Lamarck, *Mississippina blinkhorst* (Reuss), *Pseudolacazina oeztemueri* (Sirel). They are thought to be deposited in the shallow-low energy marine environment. It has been determined that Gürlevik limestone shows the lateral transition to Tecer formation (İnan ve İnan, 1987) according to their paleontologic, stratigraphic and structural characters. Based on these determinations, it is concluded that both these units should be named as Tecer formation.

GİRİŞ

İnceleme alanı, Sivas'ın 50 km güneydoğusunda yer alan Gürlevik Dağının (2668 m) tamamıdır (Şekil 1). Çalışma alanı ve yakın yöresinde, genel jeoloji amaçlı çalışmalar arasında Yalçınlar (1954-55), Kurtman (1973), Artan ve Sestini (1971), Sirel (1981); petrol amaçlı çalışmalar arasında Arpat (1964), İlker ve Özyeğin (1971) Meşhur ve Aziz (1980); sedimentoloji amaçlı çalışmalar arasında ise, Gökçen (1981 ve 1985) tarafından yapılan bölgesel ölçekteki çalışmalar sayılabilir. Bu çalışmanın amacı, sadece Gürlevik Dağının tamamına yakın bölümünde yüzeyleyen kireçtaşlarının paleontolojik, stratigrafik ve yapısal özelliklerini incelemek, varılan sonuçları Tecer kireçtaşı formasyonu (İnan ve İnan, 1987) ile denetliyerek yorumlamaktır.

TANIMLAMA

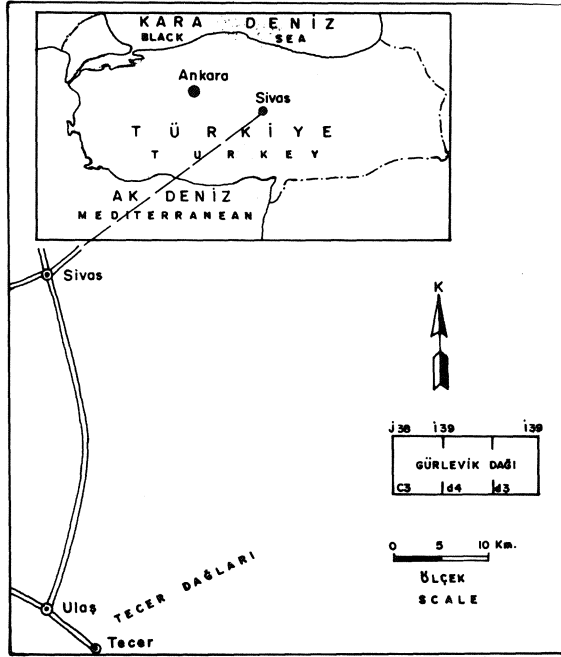
Gürlevik Dağında yüzeyleyen kireçtaşlarına ilk kez Arpat (1964), "Gürlevik kalkerini" adını vermiş ve bu adlandırmayı bitevi litolojik özellikleri nedeniyle, üye ayrımının mümkün olmadığını vurgulayarak, formasyon mertebesinde kullandığını belirtmiştir. Bugüne kadar, detaylı hiçbir paleontolojik çalışmanın konusu olmayan Gürlevik kireçtaşlarına değişik yaşlar verilmiştir. Arpat (1964), Gürle-

vik kireçtaşlarının Üst Kretase, Artan ve Sestini (1971) ve Gökçen (1981 ve 1985), Maestrihtiyen-Paleosen yaşlı olduğunu ileri sürmüşlerdir. Kurtman (1973) ise; Tecer Dağının kuzey yarısındaki daha açık renkli kireçtaşlarına Paleosen (Gürlevik kalkerini) yaşını vermiş, aynı kireçtaşlarının Gürlevik Dağında da yer aldığını işaret etmiştir. Ancak, İnan ve İnan (1987), Tecer Dağlarındaki kireçtaşlarının renk değişiminin, jeolojik yaş ayrımında kesinlikle kriter olmadığını paleontolojik bulgularla ortaya koymuşlardır.

Gürlevik Dağı, Doğu-Batı doğrultusunda yaklaşık 12 km uzanır. Dağ silsilesinin batıdaki genişliği 2 km iken, doğuda 500 m'ye kadar inmektedir. Dağın büyük bölümünün, aşınmaya dayanıklı, sert kireçtaşı litolojiden oluşması, çok sarp topografya sunmasına neden olmuştur (Şekil 2).

Gürlevik kireçtaşları, kuzeyde İpsiyen yaşlı Bahçecik konglomerası (Kurtman, 1973) üzerinde, güneyde ise, aynı konglomeranın altında yer almaktadır. Gerek, bu ilişki ve gerekse kireç taşlarının genelde KD-GB doğrultulu, güneye eğimli olması nedeniyle dağ, kuzeye devrik bir antiklinal yapısı sunmaktadır (Şekil 3,4).

Gürlevik Dağını oluşturan kireçtaşları, mavimsi-

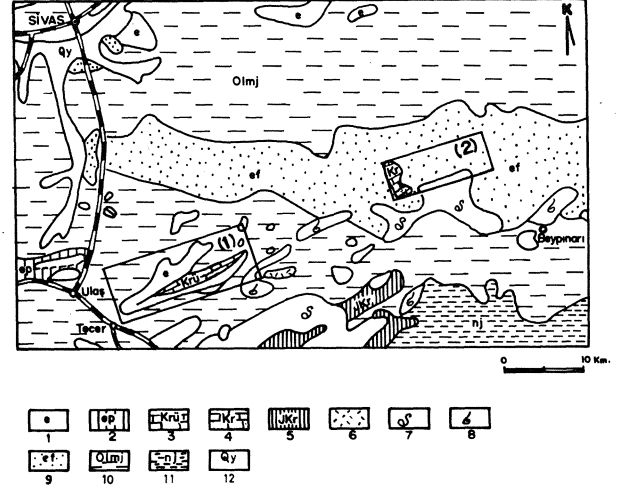


Şekil 1: Çalışma alanının bulduru haritası
Figure 1: Location map of the investigated area

açık gri renkte, sert, genellikle masif, yer yer kalın katmanlı (50 - 70 cm) ve KD-GB doğrultulu, 25-45° güneydoğu eğimli katman durumundurlar. Kireçtaşlarının yü/eyleri erime boşluklu, çok çatlaklı ve çatlakları kısmen kalsit dolguludur. Bazı seviyelerde killi ve dolomitik kireçtaşları da gözlenir.

Kireçtaşlarında yapılan mikroskop incelemelerinde, algli biyomikritler ve foraminiferli biyomikritler olmak üzere iki mikrofasiyes ayırdedilmiştir. Algli biyomikritler bol olarak alg, bryozoa, seyrek olarak (% 10-20) foraminifer bulundurlar. Foraminiferli biyomikritler ise, çok bol olarak (% 80) foraminifer ve alg bulundurlar. Bazı seviyelerde algli ve foraminiferli biyospartitlere de seyrek olarak rastlanır.

Gürlevik kireçtaşlarının mikrofasiyes geçişlerinin en iyi gözlendiği kesitleri; Aktaşbaşı, Aziz Ağılı ve Gelin Tepe kesitleridir. Aktaşbaşı kesiti (Şekil 5), Aktaş köyünün 500 m güneydoğusundan başlar ve 500 m devam ederek Aktaşbaşı Tepe (2415 m)'de son bulur. Bu kesitin, başlangıç koordinatı 39°35'13" kuzey enlem ve 37°30'14" doğu boylamında, bitiş koordinatı 39°34'58" kuzey enlem ve 37°30'30" doğu boylamıdır. Aziz Ağılı kesiti (Şekil 6), Aktaşbaşı Tepesinin 750 m güneydoğusundan başlar, kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda 1000 m devam ederek, Aziz Ağılı mevkiinin 375 m kuzeydoğusunda sona erer. Kesitin başlangıç koordinatı 39°34'45" kuzey enlem ve 37°30'55" doğu boylamında, bitiş koordinatı 39°34'29" kuzey enlem ve 37°30'24" doğu boylamıdır. Gelin Tepe kesiti (Şekil 7) 2688 nirengi noktasından başlar, Gelin Tepe'nin 600 m kuzeybatısında son bulur. Kesitin başlangıç koordinatı 39°34'45" kuzey enlem ve 37°31'43" doğu boylamında, bitiş koordinatı 39°34'21" kuzey enlem ve 37°31'15" doğu boylamıdır (Şekil 3).

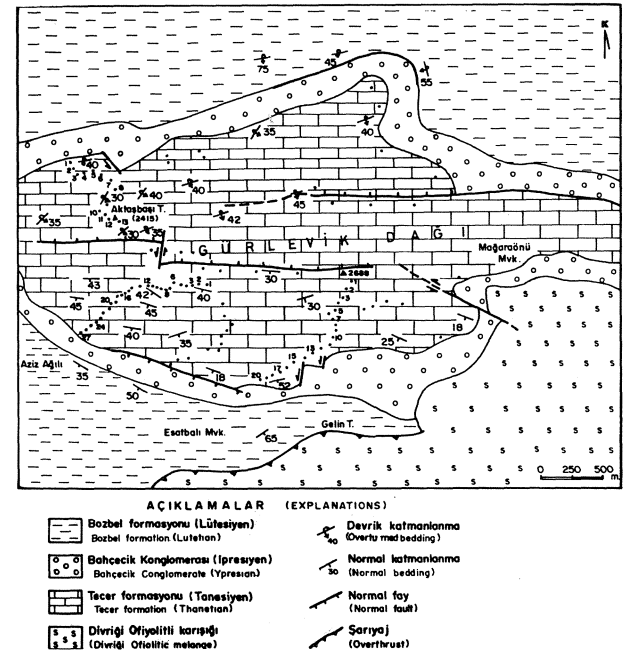


Şekil 2: Tecer Kireçtaşı (1) ve Gürlevik Kireçtaşının (2) çalışma alanındaki jeolojik konumu (Baykal ve Erentöz, 1966).

1- Eosen 2- Alt Eosen - Paleosen 3- Üst Kretase 4- Kretase 5- Jura - Alt Kretase 6- Bazalt, Dolerit 7- Diorit, Gabro, Dunit 8- serpantin 9- Eosen, Fliş 10- Oligo-Miyosen 11- Neojen 12- Holosen

Figure 2: Geological position of the Tecer Limestone (1) and Gürlevik Limestone (2) units in the investigated area (Baykal and Erentöz, 1966).

1- Eocene 2- Lower Eocene - Paleocene 3- Upper Cretaceous 4- Cretaceous 5- Jurassic - Lower Cretaceous 6- Basalt, dolerite 7- Diorite, Gabbro, Dunite 8- Serpentine 9- Eocene, Flysch, 10- Oligo - Miocene 11- Neocene 12-

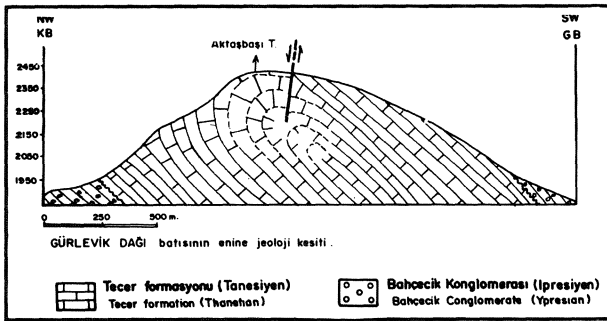


Şekil 3: Gürlevik Dağı batısının jeoloji haritası
Figure 3: Geological map west of Gürlevik Dağı

Gürlevik kireçtaşından toplanan seri ve nokta örneklerle şu bentik foraminiferler saptanmıştır;

- 1- *Daviesina danieli* Smout
- Discocyclus seunesi* Douville
- Rotalia trochidiformis* Lamarck
- Planorbulina cretae* (Marsson)
- Rotalia perovalis* (Terquem)
- Lockhartia diversa* Smout
- Kathina selveri* Smout
- Mississippina binkhorsti* (Reuss)
- II- *Pseudolacazina oeztemueri* (Sirel)
- Bolkarina aksarayı* Sirel
- Scandonea samnitica* de Castro
- Idalina sinjarica* Grimsdale
- Anomalina* sp.
- Eponides* sp.
- Gyroidina* sp.
- Keramospaera* sp.
- Miscellanea* sp.

Bu bentik foraminiferlere göre, Gürlevik kireçtaşının yaşı Tanesiyen'dir.



Şekil 4: Gürlevik Dağı batısının enine jeolojik kesiti
Figure 4: Geological cross section west of Gürlevik Dağı

SİSTEM (System)	SERİ (Serie)	KAT (Stage)	FORMASYON (Formation)	KALINLIK (Thickness)	LİTOLOJİ (Lithology)		PALEONTOLOJİ (Paleontology)
					SİMGELER (Symbols)	AÇIKLAMALAR (Explanations)	
TERSİYER (Tertiary)	PALEOSEN (Paleocene)	TANESİYEN (Thanetian)	TECER FORMASYONU	389	10	Alg'li biyomikrit (Algal biomicrite)	<i>Daviesina danieli</i> Smout
					9		<i>Discocyclus seunesi</i> Douville
					8		<i>Lockhartia diversa</i> Smout
					7		<i>Rotalia trochidiformis</i> Lamarck
					6		<i>Mississippina binkhorsti</i> (Reuss)
					5		<i>Pseudolacazina oeztemueri</i> (Sirel)
					4		<i>Bolkarina aksarayı</i> Sirel
					3		<i>Scandonea samnitica</i> de Castro
					2		<i>Keramospaera</i> sp.
					1		<i>Planorbulina cretae</i> (Marsson)
							<i>Rotalia trochidiformis</i> Lamarck
							<i>Miscellanea</i> sp.
		<i>Mississippina</i> sp.					

Şekil 5: Aktaşbaşı dikme kesiti (Gürlevik Dağı)
Figure 5: Columnar section of Aktaşbaşı (Gürlevik Dağı)

Gürlevik kireçtaşlarının kalınlığı, kuzeyde 689 m (Aktaşbaşı kesiti), güneyde 192, 5 m (Gelin Tepe kesiti)

ve 259 m (Aziz Ağılı kesiti) ölçülmüştür. Dolayısıyla, 881-948 m toplam kalınlık ölçülen Gürlevik kireçtaşının kalınlığı, devrik antiklinal yapısı düşünüldüğünde 440-474 m'dir.

Gürlevik kireçtaşının büyük kalınlıklara ulaşabilmiş olması, çökme ortamının, bu yaş aralığı boyunca tektonik duyarlılıkta olduğunu gösterir. Karbonatlar, çok sayıda ve değişik canlıların yaşamına uygun sığ deniz ortamını işaret ederler. Egemen aramaddenin mikrobiller kalsit çamuru oluşu da çökme ortamının, suyun hareketine karşı korunmuş sığ deniz olduğunu gösterir. Bazı seviyelerde görülen sparit çimento ise, ortamın zaman zaman zayıf akıntılar etkinliğinde hareketlendiğini gösterir.

Gürlevik Dağının kuzey kısmından toplanan tüm örneklerde algli biyomikrit mikrofasiyesi görülür. Bu mikrofasiyes, resif ana kütesine yakın resif gerisini belirtir. Gürlevik Dağının güney kısmından (Şekil 3, Fayın güneyi) toplanan kireçtaşı örneklerinde ise foraminiferli

SİSTEM (System)	SERİ (Serie)	KAT (Stage)	FORMASYON (Formation)	KALINLIK (Thickness)	ÖRNEK (Sample)	LİTOLOJİ (Lithology)		PALEONTOLOJİ (Paleontology)
						SİMGELER (Symbols)	AÇIKLAMALAR (Explanations)	
TERSİYER (Tertiary)	PALEOSEN (Paleocene)	TANESİYEN (Thanetian)	TECER FORMASYONU	259	10		Alg'li biyomikrit (Algal biomicrite)	<i>Daviesina danieli</i> Smout
					9		Foraminiferli biyomikrit (Biomicrite with foraminifera)	<i>Discocyclus seunesi</i> Douville
					8		Alg'li biyomikrit (Algal biomicrite)	<i>Lockhartia diversa</i> Smout
					7		Alg'li biyomikrit (Algal biomicrite)	<i>Rotalia trochidiformis</i> Lamarck
					6		Foraminiferli biyomikrit (Biomicrite with foraminifera)	<i>Kathina selveri</i> Smout
					5		Alg'li biyomikrit (Algal biomicrite)	<i>Planorbulina cretae</i> (Marsson)
					4		Foraminiferli biyomikrit (Biomicrite with foraminifera)	<i>Mississippina binkhorsti</i> (Reuss)
					3		Alg'li biyomikrit (Algal biomicrite)	<i>Anomalina</i> sp.
					2		Foraminiferli biyomikrit (Biomicrite with foraminifera)	<i>Discocyclus seunesi</i> Douville
					1		Alg'li biyomikrit (Algal biomicrite)	<i>Planorbulina cretae</i> (Marsson)
							Foraminiferli biyomikrit (Biomicrite with foraminifera)	<i>Ranikothalia</i> sp.
							Alg'li biyomikrit (Algal biomicrite)	<i>Mississippina</i> sp.

Şekil 6: Aziz Ağılı dikme kesiti (Gürlevik Dağı)
Figure 6: Columnar section of Aziz Ağılı (Gürlevik Dağı)

SİSTEM (System)	SERİ (Serie)	KAT (Stage)	FORMASYON (Formation)	KALINLIK (Thickness)	ÖRNEK (Sample)	LİTOLOJİ (Lithology)		PALEONTOLOJİ (Paleontology)
						SİMGELER (Symbols)	AÇIKLAMALAR (Explanations)	
TERSİYER (Tertiary)	PALEOSEN (Paleocene)	TANESİYEN (Thanetian)	TECER FORMASYONU	192.5	10		Foraminiferli biyomikrit (Biomicrite with foraminifera)	<i>Discocyclus seunesi</i> Douville
					9		Alg'li biyomikrit (Algal biomicrite)	<i>Planorbulina cretae</i> (Marsson)
					8		Alg'li biyomikrit (Algal biomicrite)	<i>Rotalia trochidiformis</i> Lamarck
					7		Foraminiferli biyomikrit (Biomicrite with foraminifera)	<i>Rotalia perovalis</i> (Terquem)
					6		Alg'li biyomikrit (Algal biomicrite)	<i>Lockhartia diversa</i> Smout
					5		Alg'li biyomikrit (Algal biomicrite)	<i>Kathina selveri</i> Smout
					4		Foraminiferli biyomikrit (Biomicrite with foraminifera)	<i>Mississippina binkhorsti</i> (Reuss)
					3		Alg'li biyomikrit (Algal biomicrite)	<i>Pseudolacazina oeztemueri</i> (Sirel)
					2		Alg'li biyomikrit (Algal biomicrite)	<i>Idalina sinjarica</i> Grimsdale
					1		Foraminiferli biyomikrit (Biomicrite with foraminifera)	<i>Anomalina</i> sp.
							Foraminiferli biyomikrit (Biomicrite with foraminifera)	<i>Discocyclus seunesi</i> Douville
							Alg'li biyomikrit (Algal biomicrite)	<i>Planorbulina cretae</i> (Marsson)
		Alg'li biyomikrit (Algal biomicrite)	<i>Mississippina binkhorsti</i> (Reuss)					
		Alg'li biyomikrit (Algal biomicrite)	<i>Eponides</i> sp.					
		Alg'li biyomikrit (Algal biomicrite)	<i>Gyroidina</i> sp.					

Şekil 7: Gelin Tepe dikme kesiti (Gürlevik Dağı)
Figure 7: Columnar section of Gelin Tepe (Gürlevik Dağı)

biyomikrit mikrofasiyesi, algli biyomikritlerle ardalanmalı olarak görülür. Kıyıya daha yakın ortamı işaret eden bu mikrofasiyesin, diğeriyle ardalı olarak bulunuşunu, ortamdaki kısa süreli alçalma ve yükselmelere bağlı olarak, dikey ve yatay fasiyes değişimleriyle açıklayabiliriz. Şu halde, Gürlevik kireçtaşlarının, Tanesiyen'de kuzeyden (resif ana kütlesi yakını) güneye doğru, giderek sığlaşan bir denizel ortamın çökeli olduğunu söyleyebiliriz.

SİSTEM (System)	SERİ (Series)	KAT (Stage)	FORMASYON (Formation)	LİTOLOJİ (Lithology)		PALEONTOLOJİ (Paleontology)
				SİMGELER (Symbols)	AÇIKLAMALAR (Explanations)	
TECER SİLİVEYER (Tecer Silivyer)	PALEOCENE (Paleocene)	DARİYEN-MONSTİYEN (Darıyen-Monstiyen)	TECER KİREÇTAŞI (Tecer Kireçtaşı)	M16 M15 M14 M13 M12 M11 M10 M9 M8 M7 M6 M5 M4 M3 M2 M1	Pseudolacazinalı biyomikrit (Biomicroite with Pseudolacazina)	Pseudolacazina oeztemueri (Sirel) Rotalia trochidiformis Lamarck
					Miliolidae'lı biyosparit (Biosparite with Miliolidae)	Miliolidae
					Pseudolacazinalı biyomikrit (Biomicroite with Pseudolacazina)	
					Algli biyomikrit (Algal biomicroite)	Alg, Mercan (Coral)
					Gastropoda'lı biyomikrit (Biomicroite with Gastropoda)	Gastropoda kırıntıları (Pieces of Gastropoda)
					Algli biyomikrit (Algal biomicroite)	Mississippiina sp. Rotalia sp.

Şekil 8: Kale Tepe dikme kesiti (Tecer Dağı, İnan ve İnan, 1987'den)
Figure 8: Columnar section of Kale Tepe (Tecer Dağı, taken from İnan and İnan, 1987)

SİSTEM (System)	SERİ (Series)	KAT (Stage)	FORMASYON (Formation)	LİTOLOJİ (Lithology)		PALEONTOLOJİ (Paleontology)
				SİMGELER (Symbols)	AÇIKLAMALAR (Explanations)	
TECER SİLİVEYER (Tecer Silivyer)	PALEOCENE (Paleocene)	DARİYEN-MONSTİYEN (Darıyen-Monstiyen)	TECER KİREÇTAŞI (Tecer Kireçtaşı)	B5 B4 B3 B2 B1	Pseudolacazinalı biyomikrit (Biomicroite with Pseudolacazina)	Pseudolacazina oeztemueri (Sirel)
					Foraminiferli mikrit (Biomicroite with foraminifera)	Kathina setleri Smout Miliolidae Textulariidae
					Algli biyomikrit (Algal biomicroite)	Alg, Bryozoa Miliolidae

Şekil 9: Bataklı dikme kesiti (Tecer Dağı, İnan ve İnan, 1987'den)
Figure 9: Columnar section of Bataklı (Tecer Dağı, taken from İnan and İnan, 1987)

YORUM

Tamamen kireçtaşı litolojisindeki Tecer ve Gürle-

vik Dağ silsileleri, Sivas havzasında, KD-GB doğrultusunda ve birbirlerine 20 km uzaklıkta yer alırlar.

SİSTEM (System)	SERİ (Series)	KAT (Stage)	FORMASYON (Formation)	LİTOLOJİ (Lithology)		PALEONTOLOJİ (Paleontology)
				SİMGELER (Symbols)	AÇIKLAMALAR (Explanations)	
TECER SİLİVEYER (Tecer Silivyer)	PALEOCENE (Paleocene)	DARİYEN-MONSTİYEN (Darıyen-Monstiyen)	TECER KİREÇTAŞI (Tecer Kireçtaşı)	M16 M15 M14 M13 M12 M11 M10 M9 M8 M7 M6 M5 M4 M3 M2 M1	Pseudolacazinalı biyomikrit (Biomicroite with Pseudolacazina)	Daniela danieli Smout Discocyclus saunae Douville Planorbulina cretae (Marsson) Rotalia trochidiformis Lamarck Ranicothalia sp. Alg, Mercan (Coral)
					Pseudolacazinalı biyomikrit (Biomicroite with Pseudolacazina)	Pseudolacazina oeztemueri (Sirel) Belbasta akasay Sirel Orduina erki Sirel Miliolidae
					Algli biyomikrit (Algal biomicroite)	Scandonea aff. samnitica De Castro Laffiteina mengaudi (Aster) Orduina erki Sirel Miliolidae
					Algli biyomikrit (Algal biomicroite)	Alg Miliolidae Textulariidae

Şekil 10: Kabak Tepe dikme kesiti (Tip kesit, Tecer Dağı, İnan ve İnan, 1987'den)
Figure 10: Columnar section of Kabak Tepe (Type section, Tecer Dağı, taken from İnan and İnan, 1987)

SİSTEM (System)	SERİ (Series)	KAT (Stage)	FORMASYON (Formation)	LİTOLOJİ (Lithology)		PALEONTOLOJİ (Paleontology)
				SİMGELER (Symbols)	AÇIKLAMALAR (Explanations)	
TECER SİLİVEYER (Tecer Silivyer)	PALEOCENE (Paleocene)	DARİYEN-MONSTİYEN (Darıyen-Monstiyen)	TECER KİREÇTAŞI (Tecer Kireçtaşı)	B11 B10 B9 B8 B7 B6 B5 B4 B3 B2 B1	Scandonealı biyomikrit (Biomicroite with Scandonea)	Scandonea samnitica De Castro Laffiteina mengaudi (Aster) Orduina erki var. coxii Sirel Miliolidae Textulariidae
					Algli biyomikrit (Algal biomicroite)	Alg Mississippiina sp. Rotalia sp.
						Orbitoides medius (d'Archiac) Orbitoides medius (Lamarck) Hellenocyclina beolice Reicht Loffusia minor Cox. Smoutina aryalii Drooger Cuneolina n. sp.

Şekil 11: Bentbaşı dikme kesiti (Tip kesit, Tecer Dağı, İnan ve İnan, 1987'den)
Figure 11: Columnar section of Bentbaşı (Type section, Tecer Dağı, taken from İnan and İnan, 1987)

Üst Maestrihtiyen-Tanesiyen yaşında olduğu belirlenen Tecer kireçtaşı formasyonunda, alttan üste doğru kabaca, orbitoidesli, algli, gastropodah biyomikritler, foraminiferli mikritler, scandonealı, pseudolacazinalı biyomikritler; güneyden kuzeye devrik antiklinal ve senklinal yapılan nedeniyle değişik kalınlıklarda tekrarlanıyordu. Stratigrafik olarak en üst seviyede a) Pseudolacazina oeztemueri (Sirel), Idalina aff. snjarica Grimsdale, Bolkarina aks ar ay i Sirel içeren seviyeleri, b) Daviesina danieli Smout, Discocyclus saunae Douville, Planorbulina cretae (Marsson), Rotalia trochidiformis Lamarck içeren seviyeler, bunları da; c) Cuvillierina sireli n. sp. Miscellaneous sp. Keramosphaera sp. Raniko-

thalia sp. içeren seviyeler izliyordu (inan ve İnan, 1987).

Bu çalışma ile, Tanesiyen yaşında olduğu belirlenen Gürlevik kireçtaşlarının tabanında Planorbulinacretae (Marsson). Discocyclina seunesi Douville, Rotalia trochidiformis Lamarck, Anomalina sp. Miscellaneous sp. foraminifer içerikli, bol algli, bryozoah biyomikritleri, çok ince seviyelerle temsil olunan Pseudolacazina ceztemeri (Sirel) Idalina smjarica Grimsdale, Bolkarina aksarayi Sirel, Scandonea samnitica de Castro foraminifer içerikli seviyeler ve bu seviyeleri de bol foraminiferli seviyeler (I) izlemektedir. Bu algli, bryozoah ve pseudolacazinalı seviyeleri (II), Tecer kireçtaşı formasyonunun Tanesiyen'inde egemen olarak görüyoruz (Şekil 8,9). Gürlevik kireçtaşlarında egemen olan bol foraminiferli (I) Tanesiyen seviyelerini ise, Tecer kireçtaşı formasyonunun Kabak Tepe tip kesintinin (Şekil 10) üst seviyelerinde gözlüyoruz. Dolayısıyla, Gürlevik kireçtaşının mikrobiyo ve litofasiyes özellikleriyle, makrolitolojik özellikleri Tecer kireçtaşı formasyonunun Tanesiyen yaşlı seviyelerinin benzeridir.

Güneyden kuzeye devrik, çok sayıda antiklinal ve senklinal yapıları oluşturan Tecer kireçtaşları (inan, 1987), Lüttesiye yaşlı Bozbel ve Oligosen yaşlı Selimiye formasyonları üzerinde devrik konumlandır. Gürlevik kireçtaşları ise, benzer şekilde, İpresiyen yaşlı Bahçecik konglomerası (Kurtman, 1973) üzerine devriktir. Bu ilişkiler gözönüne alındığında, her iki birimin aynı ortamda (sığ ve sakin) depolandığını ve Oligosen sonundan itibaren güney yönlü gerilmelerin etki s ide kalarak, kuzeye devrik antiklinal ve senklinal yapıları kazandıklarını söyleyebiliriz.

SONUÇ

Gürlevik kireçtaşları, Tanesiyen yaşlı olup, paleontolojik, stratigrafik ve yapısal özelliklerine göre, Tecer kireçtaşı formasyonunun (inan ve inan, 1987) yanal devamıdır. O halde bu iki birimi, tip kesitleri inan ve inan, 1987'den aynen koruyarak (Şekil 10, 11) ve yardımcı kesitlere, Aktaşbaşı, Aziz Ağılı ve Gelin Tepe kesitlerini (Şekil 5, 6, 7) ekleyerek, "Tecer formasyonu" adı altında topluyoruz.

KATKI BELİRTME

Araştırmacılar, örnek toplama çalışmalarındaki yardımları için, Arş. Gör. Osman Koptagel, Musa Alpaslan ve Ahmet Efe'ye teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Arpat. E., 1964, Gürlevik Dağı bölgesinin genel jeolojisi ve petrol olanakları: 1/25 000 ölçekli 139-dı ve 139-d, paftaları: M.T.A. Rap. no. 4180, Ankara (Yayınlanmamış)
- Artan, Ü. ve Sestini, G., 1971, Sivas-Zara-Beyman bölgesinin jeolojisi: M.T.A. Enst. Derg. 76, 80-97, Ankara
- Baykal, F. ve Erentöz, C., 1966, Türkiye Jeoloji haritası, Sivas paftası izahnamesi: M.T.A. Yayını, 116 syf., Ankara
- Gökçen, S.L., 1981, Zara-Hafik güneyindeki Paleojen istifinin Sedimentolojisi ve Paleocoğrafik evrimi: Hacettepe Üniv. Yerbilimleri Enst. Bült. Yerbilimleri, 8,1-21, Ankara
- Gökçen, S.L., 1985, Oligocene deposits of the Zara-Hafik region (Sivas, Central Turkey): evolution from storm-influenced shelf to evaporitic basin: Geologische Rundschau 74/1, 139-153.
- İlker, S. ve özyeğin, G., 1971, Sivas havzası hakkında jeolojik rapor: T.P.A.O. deri. rap. no. 537, Ankara (Yayınlanmamış)
- inan, S. ve İnan, N., 1987, Tecer kireçtaşı formasyonunun stratigrafik tanımlanması: Cumhuriyet Üniversitesi, Müh. Fak. Derg. Seri A. Yerbilimleri, 4/1, 12-22, Sivas
- İnan, S., 1988, Tecer kireçtaşı formasyonunun yapısı hakkında bir yorum: Cumhuriyet Üniversitesi Müh. Fak. Derg. Seri A, Yerbilimleri, 5/1, 49-56, Sivas
- Kurtman, F., 1973, Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı: M.T.A. Derg., 80, 132, Ankara
- Sirel, E., 1981, Bolkarina new genus (foraminiferida) and some associated species from the Thanetian limestone (Central Turkey): Eglogae Geol. Helv., 7a4/1, 75-95, Basel
- Yalçınlar, I., 1954, Sivas 61/1, 61/2, 61/4 paftalarına ait jeolojik rapor: M.T.A. Rap. No. 2577, Ankara (Yayınlanmamış)

Makalenin Geliş Tarihi : 1.3.1988

Yayına Veriliş Tarihi : 1.9.1990

Orhaniye (KB Ankara) yöresinin nannoplanktonlarla Kretase biyostratigrafisi

Cretaceous biostratigraphy of the Orhaniye (NW Ankara) region, based on nannoplankton

ENİS KEMAL SAĞULAR
VEDİA TOKER

HÜMF Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara
AÜFF Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

ÖZ : Bu incelemede, Orhaniye Memlik köyleri arasında (KB Ankara) yayımlı fılışte, nannoplanktonlarla biyostratigrafi çalışması yapılmıştır. Çalışılan alanda iki stratigrafi kesiti ölçülmüş ve 70 örnek alınmıştır. Kumtaşı, kumlu silttaşı, silttaşı, kilitaşı ve marn litolojisinde bulunan örneklerde; 65 nannoplankton türü tanımlanmış ve *Lithraphidites quadratus* Zonu belirlenmiştir. Bu zon, kökellerin yaygın Orta Maastrichtiyen'in üstü-Üst Maastrichtiyen olduğunu göstermektedir.

ABSTRACT : In this investigation, biostratigraphica stud has been done in the filysh formation which is cropped out between Orhaniye Memlik villages (NW Ankara) based on Nannoplankton. In this studied area, two stratigraphic sections were measured and seventy samples were collected lithologically by sandstone, sandy siltstone, siltstone, claystone and marl. In the samples, sixty-five Nannoplankton species have been determined and *Lithraphidites quadratus* Zone has been distinguished. This zone is shown, the Uppermost Middle Maastrichtian and Upper Maastrichtian age.

GİRİŞ

Çalışma alanı, Ankara'nın kuzeybatısında bulunan Orhaniye ve Memlik köyleri arasında yer almaktadır (Şekil 1). Yöre ile doğrudan ilgili olmasa da yapılan daha eski çalışmada ve yorumlarda üst Kretase olarak anılan fılışte, tabandan tavana doğru GB-KD ve GD-KB yönlü olarak alınan iki ölçülü stratigrafi kesitinden elde edilen 70 kadar silttaşı, kilitaşı, marn örneğinin içerdiği nannoplanktonlar incelenmiş ve fılışin yaşı kesin olarak ortaya konmuştur.

Çalışma alanı, Ankara'nın yaklaşık 15-20 km kuzeybatısında; 35 kilometrekare alandan oluşmaktadır. Fılış ise 13 kilometrekarelik bir alanda yüzlek vermektedir.

Saha çalışmasında ölçülen Çetinyatakdere kesitinde 20, Saplıazıtepe kesitinde 57 olmak üzere; 7'si kumtaşı ve kireçtaşı, 70'i silttaşı, kilitaşı ve marn litolojisine sahip toplam 77 kayaç örneği alınmıştır. Laboratuvar çalışmalarında karbonat zenginleştirme işlemi de yapılarak hazırlanan preparatlar (Toker, 1979), x 1000 büyütülmeli polarizan mikroskopta incelenmiş ve bulunan nannoplankton türlerinin çokluğu Hay (1970) esas alınarak sınırlanmıştır.

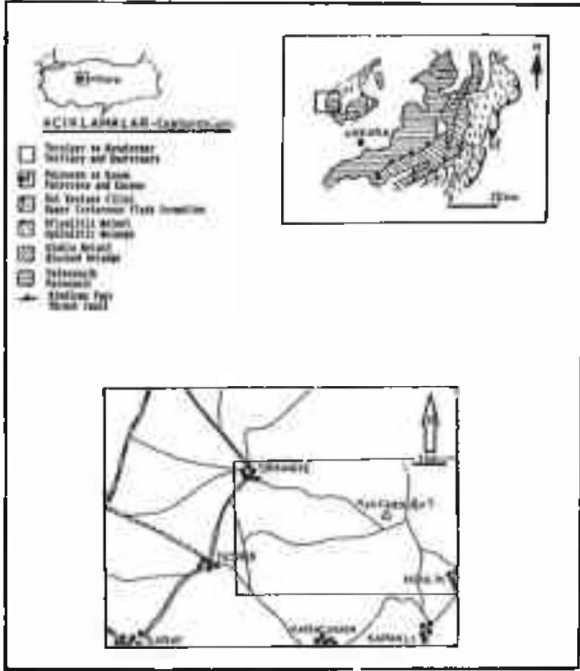
BÖLGESEL JEOLOJİ VE ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Bölgede Paleozoyik den günümüze kadar oluşan ke-

lirlenmiştir. Genel olarak bölgenin stratigrafik istifi, Ankara Melanjı adı altında yaşlıdan gence doğru; Metamorfik Bloklular Serisi (Norman, 1973) veya Metamorfikler (Ünal, 1981) olarak da adlandırılan ve yaşı tartışmalı olarak Permian-Triyas aralığında kabul edilen (Akyürek ve diğ., 1984) Temel serisi (Erol, 1981); Elmadağ Bloklular Serisi (Erol, 1956) ve Kalker Bloklular Melanj (Norman, 1973) olarak da adlandırılan Kalker bloklular serisi (Erol, 1981), Jura-Alt Kretase yaşlı Ofiyolitli serisi (Ofiyolitli karışık) ve Jura başında açılıp Üst Kretase'de kapanan Neotetis'in (Şengör, 1983) kapanma evresinde gelişen transgresyonda çökelen Üst Kretase-Tersiyer sedimanlarından oluşmaktadır. Stratigrafik istifin en üstünde ise Kuvaterner yaşlı eski ve yeni alüvyonlar bulunmaktadır (Akyürek ve diğ., 1980, 1981; 1984).

Çalışma alanını da içine alan bölge, Ankara Melanjı'nı oluşturan Anatolit-Torid ve Pontid kenet kuşakları üzerinde bulunmaktadır (Çapan ve Buket, 1975; Şengör, 1983). Bu kenet kuşaklarının ilki, Permo-Triyas süresince varlığını sürdüren ve Paleotetis'in bir uzanımı olan Karakaya denizinin açılıp kapanmasıyla ilgili; diğeri ise Jura-Kretase zaman aralığında açılıp kapanan Neotetis ile bağıntılıdır (Şengör, 1983). Tektonik hatları D-B doğrultulu olan Triyas ve öncesi stratigrafik istif çoğunlukla metamorfize olmuştur. Jura başından başlayarak günümüze

kadar gelişen tüm jeolojik birimleri etkileyen Afrika-Arap Kalkanı-Anadolu yakınlaşması (Şengör, 1983), tektonik hatları KD-GD doğrultusuna döndürmüştür. Yörede ise Hacettepe Üniversitesi saha jeolojisi uygulamaları sırasında yapılan formasyon adlamaları (Görmüş, 1981) yanında Üst Kretase filişinde yapılan biyostratigrafi çalışmasından (Sağular, 1986) başka; yöredeki andezitler (Batman ve Boztuğ, 1987; Tokay ve diğ., 1987) ve Paleosen yaşlı karasal çökelleri (Kazancı ve Gökten, 1988) incelenmiştir.



Şekil: 1: Çalışma alanının bulduru haritası
Figure. 1: Location map of study area

STRATİGRAFI

Litostatigrafi

Çalışma alanında, yaşlıdan gence doğru şu formasyonlar bulunmaktadır (Şekil 2). Altta, Orta Maastrichtiyen öncesi yerleşime sahip (Sağular, 1986), ofiyolitli melanaj litolojisindeki Kapaklı formasyonu (Görmüş ve diğ., 1981) bulunmaktadır. Stratigrafik olarak, Kapaklı formasyonunun üzerine gelen Gökdere formasyonu (Görmüş ve diğ., 1981), filiş karakterindedir ve yapılan biyostratigrafi çalışmasının asıl hedefi olduğundan ayrıntılı olarak anlatılacaktır. Yörede, Gökdere formasyonunun üzerine örgütlü akarsu (karasal) çökellerinden oluşan (Kazancı ve Gökten, 1988) ? Alt Paleosen yaşlı Lezgi formasyonu (Görmüş ve diğ., 1981) ve menderesli akarsu-bataklık çökelleri ile karakteristik ? Üst Paleosen yaşlı Güllübağçe formasyonu (Görmüş ve diğ., 1981) gelmektedir. Güvenç formasyonu (Görmüş ve diğ., 1981), Güllübağçe formasyonunu izleyen Eosen yaşlı kireçtaşlarıdır. Çalışma alanında alttaki birimleri uyumsuz olarak örten, karasal volkanizma ve çökellerinden oluşan Akhöyük formasyonu (Görmüş ve diğ., 1981); Kuvaterner yaşlı akarsu ve alüvyonal çökeller tarafından stratigrafik bakımdan üzerlenmektedir.

Gökdere Formasyonu

Formasyon adı Formasyon adını, en iyi izlenebildiği Gökdere vadisinden (Orhaniye Köyü GB'sı) almıştır. GD'da Memlik köyü, KD'da Bükmezoğlu sırtı, KB'da Uzunçarşı dere ve GB'da Bağlık, Hamam, Taşkonan sirtları ile sınırlıdır (Şekil 2).

Tip yer ve kesit Çalışma sırasında alınan 40°04'40"K ve 32°43'43"D noktasında (h: 1265 m) başlayıp 40°04'23"K ve 32°41'51"D noktasında (h: 1070 m) sona eren Saphazı tepekesiti tip kesittir. (Şekil 4) 40°04'23"K ve 32°43'31"D noktasından (h: 1260 m) başlayıp 40°04'40"K ve 32°43'43"D noktasında (h: 1320 m) sona eren Çetinyatak dere kesiti ise referans kesit olarak kabul edilmiştir (Şekil 3).

Litolojik Özellikleri Tipik filiş özelliklerine sahip olan Gökdere formasyonu; altta kırmızı (şarap) renkli üste doğru yer yer sarı-yeşil-kahve ve gri renkli konglomera, kumtaşı, kumlu silttaşı, kilitaşı ve marn ardalanmasından oluşmuştur. Kayaçların bozunma renkleri, genellikle sarı-kırmızı-kahverengi tonlarındadır. Konglomeralar, genellikle polijenik çakıllı, kötü boylanmış, yer yer kumtaşlarına doğru dereceli geçişli, kısmen süttürülmüş ve orta kalınlıkta tabakalıdır. Kumtaşları, ince-orta-kalın tabakalıdır ve mika pulları içermektedir. Kumtaşları, genel olarak laminalı; marnlar ise parçalı kırıklıdır. Formasyonun üst seviyelerinde yer yer andezit sillerine rastlandığı açıklanmıştır (Batman ve Boztuğ, 1987) ancak kesitlerin ölçümü sırasında rastlanmamıştır. Gökdere formasyonu, ortalama olarak 783 m kalınlığındadır.

Formasyonun Alt-Üst ve Yanal Sınırları Gökdere formasyonu, Orta Maastrichtiyen öncesi yerleşime sahip olan Kapaklı formasyonunun üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Bu sınır, çalışma alanının güneyinde yer almaktadır. Üst sınırını ise; formasyon üzerine açılı uyumsuz olarak gelen, Paleosen yaşlı karasal birimler (Lezgi formasyonu) oluşturmaktadır.

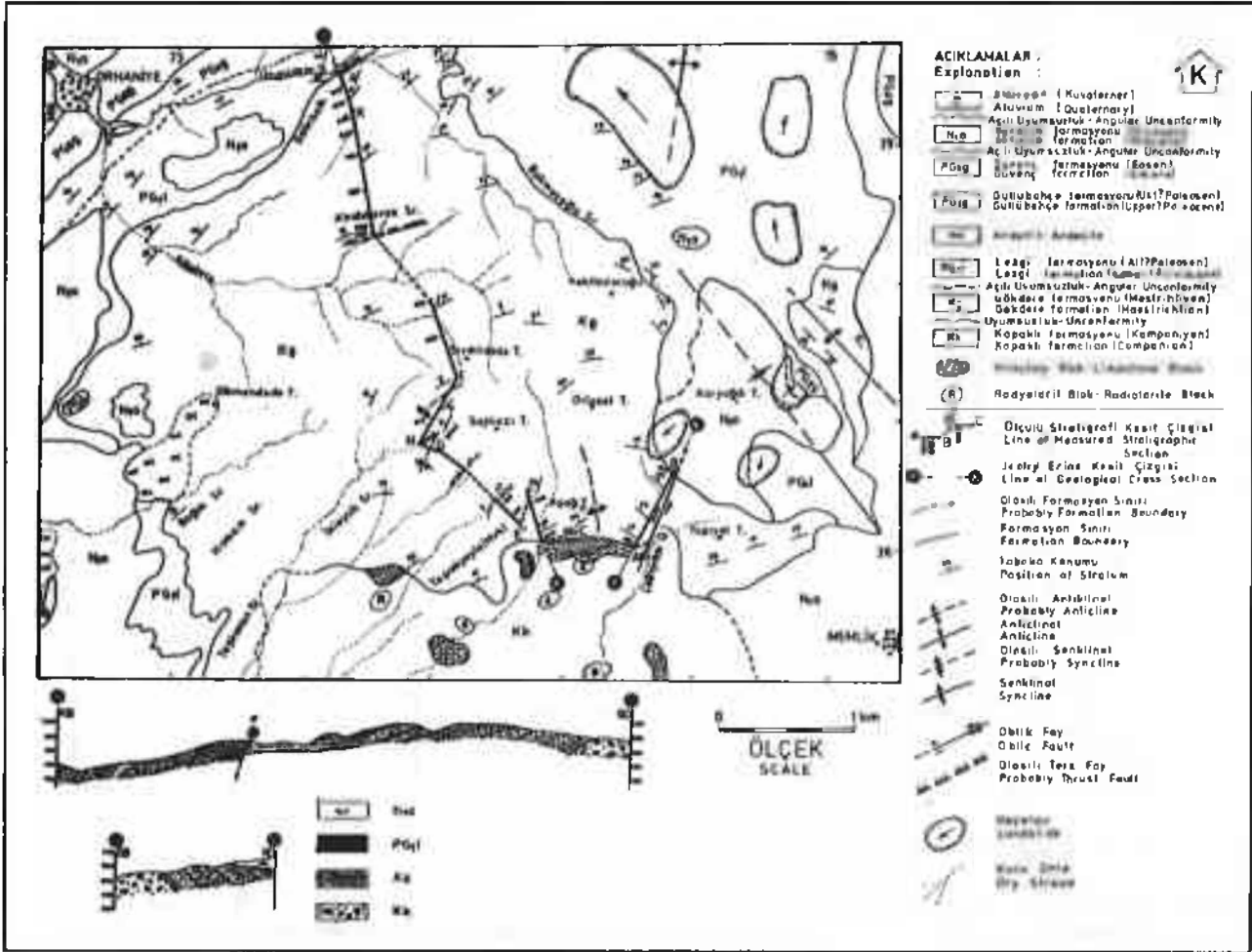
Fosil Topluluğu ve Yaşı Gökdere formasyonunda makro fosile rastlanmamıştır; ancak kilitaşı ve marn örnekleri incelenerek bulunan sayıca zengin nannoplanktonlardan *Lithraphidites quadratus* türüne dayananlar, Orta Maastrichtiyen'in üstü-Üst Maastrichtiyen yaşlı olduğu belirlenmiştir.

Diğer Bilgiler Gökdere formasyonu, derin deniz yepazesinin orta kısmını oluşturan, Bouma istifinde Ta-Tb aralığında bulunan ortaç türbidit karakterindedir. Üst Kretase'de kapanmaya başlayan Neotetis'in yay ardu çukuru da çökmesi yanında, çökme zaman zaman volkanizma getirimi de eşlik etmiştir.

Ölçülü Stratigrafi Kesitleri

Çetinyatak Dere Ölçülü Stratigrafi Kesiti Memlik köyünün KB'sında, Çetinyatak dereye başlamakta bu noktanın K30D'sunda, 600 m yatay uzaklıktaki Kaydağ tepede sona ermektedir (Şekil 2).

Çetinyatak dere kesiti, tabanda kırmızı (şarap) renkli, yer yer çakıllı kumtaşı ile kırmızı marn ardalanmasıyla başlar; daha sonra yeşil-sarı renkli, ince ve orta kalınlıkta kumtaşı ile kilitaşı ardalanmasına geçer (Şekil 3). Üste doğru sarı kahverenkli, orta-kalın tabakalı konglomera kumtaşı, kumlu silttaşı, kilitaşı ve marn olarak devam eden kesitte; 184 m'de 4 m kalınlıkta kalsitürbün



Şekil 2: Çalışma alanının jeoloji haritası (Görmüş ve dig., 1981'den değiştirilerek alınmıştır), enine kesitleri ve stratigrafik kesit yerleri

Figure 2: Geologic map of study area (has taken from Görmüş and others, 1981 by changing) cross sections and locations of stratigraphic sections.

seviye bulunmaktadır. Genel olarak K50B, 36KD tabaka konumlarına sahip birimler en üstte kırmızı (şarap) renkli, orta tabakalı konglomera, kumtaşı ve kilitaşı ardalanması ile sona ermektedir.

Çetinyatak dere kesitinden 18'i kumlu silttaşı, kilitaşı, marn; 2'si kumtaşı ve kireçtaşı olmak üzere, 20 kayaç örneği alınmıştır. Marn örneklerinde 64 nannoplankton türü saptanmış ve *Lithraphidites quadratus* Bramlette ve Martini türüne 003 nolu örnekte (50. m) rastlanmıştır. Kesitin ölçülen kalınlığı 273 m. olarak belirlenmiştir.

Saplıazı Tepe Ölçülü Stratigrafik Kesitli Çalışma alanının güneyindeki Aşağı tepenin GD' sundan başlayıp; bu noktanın K23B'sinde, 4 km yatay uzaklıkta, Uzunçarşı dere içinde sona ermektedir (Şekil 2).

Saplıazı tepe kesiti tabanda çakıllı seviyeler içeren, kırmızı (şarap) renkli kumtaşı ve marn ardalanması ile başlamakta; sarı-yeşil kahverenkli, ince ve orta tabakalı kumtaşı, kumlu silttaşı ve laminalı kilitaşı ardalanması ile devam etmektedir (Şekil 4). Üste doğru çakıllı, az tutturulmuş çok iri taneli kumtaşı ve kumlu silttaşı ile birlikte 294. m'de Çetinyatak dere kesitinde

kine benzer olarak, 4 m kalınlıkta, krem-beyaz renkli kalsitürbidite geçmekte ve daha sonra sarı-yeşil renkli, ince-orta taneli, orta tabakalı kumtaşı ile silttaşı ardalanmasına geçmektedir. Üste, tabanda çok kalın tabakalı olarak başlayan, kısmen iyi tutturulmuş, yuvarlaklığı iyi ve 5-20 cm tane boylarına sahip çeşitli çakıllar içeren marn ara bantlı konglomera ile başlayan yeşil renkli kumtaşı, marn ardalanması; 578. m'de sarı renkli, kısmen az tutturulmuş iri-orta taneli, kalın tabakalı kumtaşlarına geçmektedir. Kumtaşları üste doğru, kahve gri renkli laminalı-kırıkkı, silttaşı ve marn ile ardalanmalı olarak devam etmekte ve Saplıazı tepe kesiti tavanda; önceliklere benzer özellikte, orta tabakalı konglomera ile yeşil-kahverenkli kumtaşı, kumlu silttaşı, kilitaşı ve marn ardalanmasına sahiptir. Uzunçarşı derede Paleosen karasal çökelleri, filiz üzerine açılı uyumsuz olarak gelmektedir.

Saplıazı tepe kesitinde tabaka konumları değişken olmakla birlikte, tabakalar genel olarak KB'ya eğimlidir. S2'si kumlu silttaşı, kilitaşı ve marn; 4 ü kumtaşı ve biri kireçtaşı olmak üzere alınan 57 kayaç örneğinde, 65 nannoplankton türü saptanmış ve *Lithraphidites quadra-*

SERİ-Serial	ETAP-Stage	FORMASYON-Formation	KİMLİK-Identity	YERİ-Place	LİTOLOJİ-Lithology	LİTOLOJİ Açıklaması-Lithology Explanation	PALEONTOLOJİ Açıklaması-Paleontology Explanation
DSEK	?					Kırıntılı genç örtü-Grained young covering	
PALCOSEN Palaeocene	?					(Çapraz tabanlı) konglomera, kumtaşı ve kilitaşı ardalanması. Alternation of cross bedded conglomerate sandstone and claystone.	
ÜST KRETASE - Upper Cretaceous	MAESTRICHTIEN Maastrichtian	ORTA - Middle	KONKRETE	Lithraphidites quadratus zone (fossil)	0150	Acılı uyumsuzluk-angular Unconformity - Konglomera, yeşil renkli kumtaşı ve marl ardalanması. Alternation of conglomerate, green colored sandstone and marl.	NANNOPLANKTON Eşyolu - Same gen L. armilla, Z. crux, Z. orianthus, G. diplogrammus, Y. crux, P. orianthus, P. angustus, P. embergeri, R. splendens, R. athrophorus, E. turrisseiffelli, E. eximius, E. trabeculatus, C. amphipons, C. litterarius, A. octaradialata, C. conicus, C. coronatus, A. cymbiformis, P. cretacea, P. spinosa, A. cymbiformis, B. enormis, B. parca, G. segmentatum, C. ehrenbergi, C. exiguum, C. signum, D. ignotus, B. blacki, D. constans, W. barnesae, W. brittanica, M. pematodea, T. imperforata, B. ussacui, M. decoratus, M. stradneri, M. belgicus, L. carnolensis, L. quadratus, L. saguixi, L. floralis, M. stauraphora, C. sculeus, T. obscurus.
					014	Yeşil-sarı renkli kumtaşı, kumlu silttaşı ve kumlu kilitaşı ardalanması. Alternation of green-yellow colored sandstone, sandy siltstone and sandy claystone.	
					013	Sarı-kahverengli kumtaşı, kumlu silttaşı, kilitaşı ve marl ardalanması. Alternation of yellow-brown colored sandstone, sandy siltstone, claystone and marl.	
					012	Yeşil-sarı renkli kumtaşı, kilitaşı ardalanması. Alternation of green-yellow colored sandstone and claystone.	
					011	Kırmızı (sarapı renkli) kumtaşı, kilitaşı. Red (wine) colored sandstone, claystone.	Tuzluluk - Salinity Z. bipocoticus, Z. tarbouletus, Y. exiguus, C. fuscus, C. plicatus, G. angustus, L. hirsutus, L. bellissimus, B. plicatus, B. bellissimus, M. parca, C. glaucus, T. ovatus.
				010	Kırmızı (sarapı renkli) kumtaşı, kilitaşı. Red (wine) colored sandstone, claystone.		
					009	Kırmızı (sarapı renkli) kumtaşı, kilitaşı. Red (wine) colored sandstone, claystone.	Diğerler - Others Cylindraralatus sp., Biscutum sp., M.1
				008	Kırmızı (sarapı renkli) kumtaşı, kilitaşı. Red (wine) colored sandstone, claystone.		
					007	Kırmızı (sarapı renkli) kumtaşı, kilitaşı. Red (wine) colored sandstone, claystone.	
					006	Kırmızı (sarapı renkli) kumtaşı, kilitaşı. Red (wine) colored sandstone, claystone.	
					005	Kırmızı (sarapı renkli) kumtaşı, kilitaşı. Red (wine) colored sandstone, claystone.	
					004	Kırmızı (sarapı renkli) kumtaşı, kilitaşı. Red (wine) colored sandstone, claystone.	
					003	Kırmızı (sarapı renkli) kumtaşı, kilitaşı. Red (wine) colored sandstone, claystone.	
					002	Kırmızı (sarapı renkli) kumtaşı, kilitaşı. Red (wine) colored sandstone, claystone.	
					001	Kırmızı (sarapı renkli) kumtaşı, kilitaşı. Red (wine) colored sandstone, claystone.	

Şekil. 3: Çetinyatak dere ölçülü stratigrafi kesiti

tus Bramlette ve Martini türüne 003 nolu ilk örnekten (0-10 m) başlayarak rastlanmıştır.

Biyostratigrafi

Nannoplankton Zonları

Çetinyatak dere ve Saplazı tepe ölçülü stratigrafi kesitlerinden elde edilen 70 adet kumlu silttaşı, kilitaşı ve marl örneklerinde saptanan fosil formlarını; filişin tabanından tavanına doğru hemen her seviyede aynı topluluğa sahip olduğu görülmektedir. Bu nedenle, preparatlar da yapılan tarama işlemi, ölçülü kesitlerin başlangıç ve bitiş seviyelerinde daha sıkça olmak üzere, her örnekte bir gerçekleştirilmiştir.

Mikroskopta alan taraması sonucu Çetinyatak dere kesitinde 46'sı yerli, 13'ü taşınmış, 5'i cins düzeyinde tanımlanabilen toplam 64 nannoplankton formu, Saplazı tepe kesitinde ise 46'sı yerli, 13'ü taşınmış, 6'sı cins düzeyinde tanımlanabilen toplam 65 nannoplankton formu saptanmıştır (Tablo 1).

Her iki ölçülü stratigrafi kesitinde de, filişin hemen her seviyesinde rastlanan *Lithraphidites quadratus* Bramlette ve Martini türüne dayanılarak, *Lithraphidites quadratus* zonu varlığı saptanmıştır.

Lithraphidites Quadratus Zonu

Tanım *Lithraphidites quadratus* Bramlette ve Martini'nin ilk görünümü ile *Cruceplacolithus tenuis* (Stradner)'in ilk görünümü arasındaki süreç

Zonu Tanımlayan CEPEK ve HAY 1963

Stratigrafi Düzey Orta Maastrihtiyen'in Üstü-Üst Maastrihtiyen

Figure. 3: Çetinyatak dere measured stratigraphic section.

Yöre Orhaniye Memlik köyleri (KB Ankara) yöresi, Çetinyatak dere ve Saplazı tepe ölçülü stratigrafi kesitleri. Fosil Topluluğu Filiş ile eşyaşı *Luxolithus armilla* (Black ve Barnes), *Zygodiscus acanthus* (Reinhardt), *Zygodiscus spiralis* Bramlette ve Martini, *Glaucolithus diplogrammus* (Deflandre), *Vekshnella crux* (Deflandre ve Feri), *Tranolithus orianthus* (Reinhardt), *Parhabdolithus angustus* (Stradner), *Parhabdolithus embergeri* (Noel), *Rhabdolithus splendens* (Deflandre), *Relnhardites athrophorus* (Deflandre), *Eiffelithus turrisseiffelli* (Deflandre), *Eiffelithus eximius* (Stover), *Eiffelithus trabeculatus* (Gorka), *Chlastozygus amphipons* (Bramlette ve Martini), *Chlastozygus litterarius* (Gorka), *Ahmullerella octaradialata* (Gorka), *Cretarhabdus conicus* Noel, *Cretarhabdus crenulatus* Bramlette ve Martini, *Stradneria crenulata* (Bramlette ve Martini), *Predicosphaera cretacea* (Arkhangelsky), *Predicosphaera spinosa* (Bramlette ve Martini), *Arkhangelskella cymbiformis* Vekshina, *Brolsonia parca* (Stradner), *Brolsonia enormis* (Shumenko), *Gartnerago segmentatum* (Stover), *Cribrosphaera ehrenbergi* Arkhangelsky, *Corollithion exiguum* Stradner, *Corollithion signum* Stradner, *Discorhabdus ignotus* (Gorka), *Biscutum Blacki* Gartner, *Biscutum constans* (Gorka), *Watznaueria barnesae* (Black), *Watznaueria brittanica* (Stradner), *Manivitella pematodea* (Deflandre), *Thoracosphaera ? imperfor-*

ata Kampfner, Braarudosphaera discula Bramlette ve Riedel, Microrhabdulus decoratus Deflandre, Microrhabdulus Stradneri Bramlette ve Martini, Microrhabdulus belgicus Hay ve Towe, Lithraphidites carniolensis Deflandre, Lithraphidites quadratus Bramlette ve Martini, Lucianorhabdus

cayeuxi Deflandre, Lithastrinus floralis Stradner, Micula Staurophora (Gardet), Ceratolithoides aculeus (Gartner), Tetralithus obscurus Deflandre bulunmaktadır (Tablo. 1).

Lithraphidites quadratus Zonunda ayrıca taşınmış olarak; Zygodiscus birescenticus (Stover), Zygo-

SAGULAR TOKER 1986	SMITH 1981 Fazios	ROTH 1978 Atlantik Okyanusu	TOKER 1977 Hayriye	HEISTEN 1976 Genel	RISATTI MISSISSIPPI	KANIVIT FRANSA	PECH VO MUSUN	1968 Arkansas	BRAMLETTE MARTINI Genel	LITHRAPHIDITES QUADRATUS ZONU - Zone NANNOPLANKTON TURLERİ - Species
+					+	+	+			Loxolithus armatus
+	+					+				Zygodiscus acanthus
+										Zygodiscus birescenticus
+	+				+	+	+	+	+	Zygodiscus spiralis
+										Zygodiscus tarboulensis
+	+	+	+	+	+	+	+		+	Glaucolithus diplogrammus
+					+				+	Vekshinella crux
+										Tranolithus exiguus
+	+			OM		+				Tranolithus orianatus
+	+	+		OM	+					Parhabdolithus angustus
+	+									Parhabdolithus amberreri
+		+	+		+	+		+		Rhabdolithina splendens
+										Reinhardtites anthroporus
+	+		+	+	+	+	+	+	+	Eiffelithus turris-eiffeli
+										Eiffelithus eximus
+	+			+	+	+		+		Eiffelithus trabeculatus
+					+	+		+	+	Chiassozygus amphipons
+										Chiassozygus fesus
+		+		+						Chiassozygus litterarius
+										Chiassozygus plicatus
+	+			+	+	+	+	+	+	Ammullerella octaradiata
+	+		+							Cretarhabdus conicus
+	+		+		+				+	Cretarhabdus crenulatus
+										Stradneria crenulata
+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	Predicosphaera cretacea
+	+									Predicosphaera spinosa
+	+		+		+	+	+	+	+	Archaegoleiella cymbiformis
+			+							Broinsonia enormis
+				OM	+	+			+	Broinsonia parca
+	+		+	+	+	+	+	+		Glabrosphaera ehrenbergi
+	+			OM			+			Gartneria segmentatum
+	+				+	+		+	+	Corallithion exiguus
+					+					Corallithion stemon
+										Cylindralithus asymmetricus
+										Cylindralithus sp.
+							+			Discorhabdus ignotus
+	OM							+		Biscutum blacki
+								+		Biscutum constans
+										Biscutum sp.
+	+	+	+		+	+	+	+	+	Watznaueria barnesae
+		+								Watznaueria britannica
+										Sollacites horticus
+	+	+								Nannitella pennatoides
+										Thoracosphaera ? imperforata
+										Thoracosphaera sp.
+			+		+	+				Braarudosphaera discula
+	+		+	+	+	+	+	+	+	Microrhabdulus decoratus
+					+	+		+	+	Microrhabdulus stradneri
+	OM				+					Microrhabdulus belgicus
+			+	+	+	+		+		Lithraphidites carniolensis
+			+	+	+	+	+	+	+	Lithraphidites quadratus
+										Lithraphidites helicoides
+										Nannoconus elongatus
+	OM		+	+	+	+	+	+	+	Lucianorhabdus cayeuxi
+										Lucianorhabdus sp.
+		+								Lithastrinus floralis
+										Lithastrinus grillii
+										Marthasterites furcatus
+			+	+	+	+	+		+	Micula staurophora
+				+	+	+				Ottavianus ? giannus
+	OM		+	OM	+		+		+	Ceratolithoides aculeus
+										Tetralithus obscurus
+										Tetralithus ovalis
+										Tetralithus sp.
+										M.l

NOT: O.M. = Orta Mestrihtiyen

Tablo. 1: Lithraphidites quadratus zonu türlerinin genel karşılaştırması.

Tablo. 1: General correlation of species of Lithraphidites quadratus zone.

discus tarboulensis Şafik ve Stradner, *Tranolithus exiguus* Stover, *Chiastozygus fessus* (Stover), *Chlastozygus plicatus* Gartner, *Cylindralithus asymmetricus* Bukry, *Sollasites hortleus* (Stradner, Adamiker ve Maresch), *Lithraphidites hellicoides* (Deflandre), *Nannoconus elongatus* Bronnman, *Lithastrinus grillii* Stradner, *Marthasterites furcatus* Deflandre, *Ottavianus ? glannus* Risatti, *Tetralithus ovalis* Stradner türleri saptanmıştır.

Lithraphidites quadratus Zonu'nda yerli ve taşınmış türlerin yanında, ancak cins düzeyinde tanımlanabilen formlar da bulunmaktadır. Bu formlar şunlardır: *Cylindralithus* sp., *Biscutum* sp., *Thoracosphaera* sp., *Lucianorhabdus* sp., *Tetralithus* sp., M 1 Nannoplankton Zonlarının Diğer Yörelere Karşılaştırılması

Cepek ve Hay (1969) ve Manivit (1971), Fransa'daki incelemeleri sonucunda; Orta ve Üst Maastrichtiyen düzeyleri için altta *Lithraphidites quadratus* Zonu'nu, üstte *Nephrolithus frequens* Zonu'nu saptamışlardır (Tablo.2)

Perch ve Nielsen (1972), Danimarka'da yaptığı çalışmada; Üst Maastrichtiyen'in üst Düzeylerinde, altta *Nephrolithus frequens* Zonu, üstte ise *Tetralithus murus* Zonu'nu belirlemiştir.

Risatti (1973), Amerika'da bulunan Üst Maastrichtiyen yaşlı "Prarie Pluff Tebeşir Formasyonu"nda, *Lithraphidites quadratus* Zonu'nu belirlemiştir.

Roth (1973) ve Bukry (1974), Pasifik okyanusunun derin deniz sondaj örneklerinde, Orta Üst Maastrichtiyen için altta *Lithraphidites quadratus* Zonu'nu, üstte *Micula mura* zonu'nu belirlemiştir.

Martini (1976), Pasifik okyanusunda yapılan derin sondaj örneklerinde, Orta Maastrichtiyen'in üstü ve üst Maastrichtiyen stratigrafik düzeyleri için altta *Lithraphidites quadratus* Zonu'nu, üstte *Nephrolithus frequens* Zonu'nu saptamıştır.

Toker (1977), Haymana yöresinden derlenen örneklerde, Orta Maastrichtiyen'in üstü ve Üst Maastrichtiyen için *Lithraphidites quadratus* zonu'nu saptamıştır.

Roth (1978), Atlantik Okyanusunun KB'sında yapılan derin deniz sondaj örneklerinde; Orta Maastrichtiyen'in üstü-Üst Maastrichtiyen düzeylerine karşılık gelecek şekilde altta *Lithraphidites quadratus* Zonu'nu, üstte ise *Nephrolithus frequens* ve *Micula mura* Zonlarını belirlemiştir.

Miller (1983), California-San Miguel adasındaki çalışması sonucunda; Orta Maastrichtiyen stratigrafik düzeyi için altta *Arkhangelskiella cymbiformis* Zonu, üstte *Micula mura* subzonu'nu, Üst Maastrichtiyen için ise, *Nephrolithus frequens* Zonu'nu belirlemiştir.

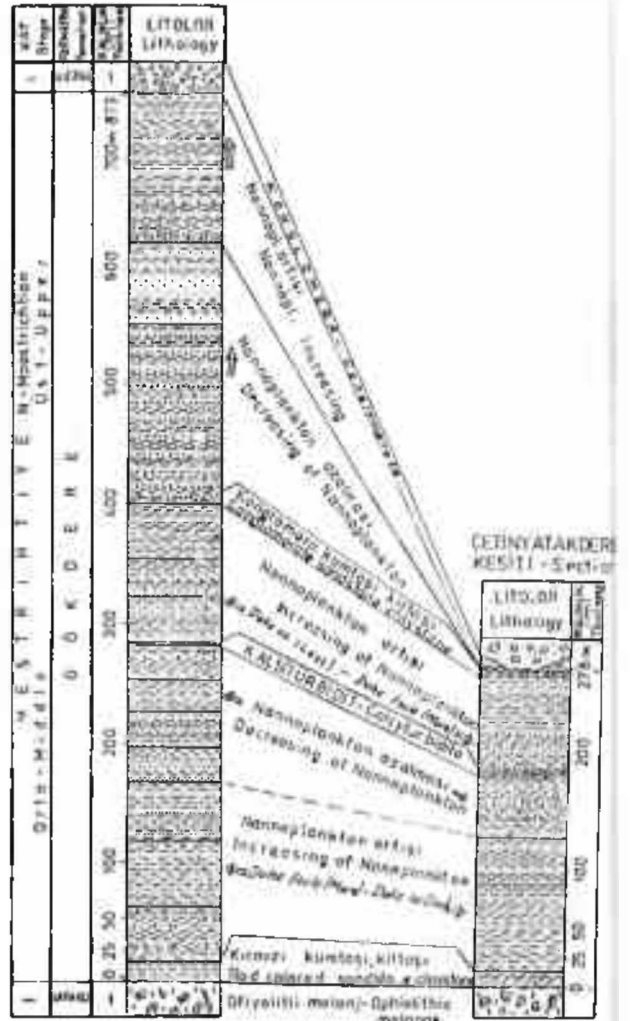
İnceleme alanında da yukarıda belirtilen çalışmalardaki fosil topluluğuna benzer formlar tanımlanmış ve *Lithraphidites quadratus* Zonu ayırtlanmıştır. Bu zon, flişli yaşı belirleyen Orta Maastrichtiyen'in Üstü-Üst Maastrichtiyen yaşı vermektedir.

Nannoplankton Türlerine Ait Sayısal Verilerin Yorumu

Biyostratigrafi çalışması çerçevesinde preparat ta-

rama, tür saptama ve sayım işlemlerinden elde edilen verilerle hazırlanan *Lithraphidites quadratus* zonu türleri karşılaştırma (Tablo 1) ve tür dağılım tabloları (Tablo 3 ve 4) hazırlanmıştır. Bu işlemlerin yanında; preparatlarda bulunan karbonat ve fosil yüzdeleri (görüntü alanı içinde kapladıkları % alan), bazı türlerin boyutlarındaki belirgin değişimler (formun uzun eksenini esas alınmıştır), liliş ile eş yaşlı ve taşınmış olarak belirlenen bazı türlerin sayısal değişiklikleri incelenerek kayaç biyolojisi ile karşılaştırılmıştır (Çizelge 1 ve 2).

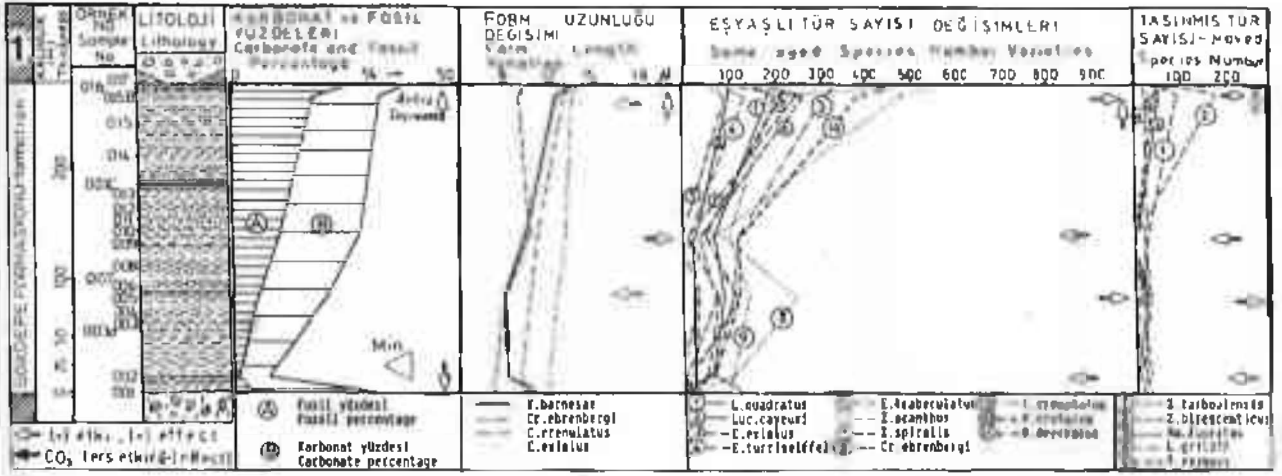
SAPLIAZI TEPE KESİTİ - Section



Şekil. 5: Çalışma alanı ölçülü stratigrafik kesitlerinin genel karşılaştırması ve nannoplankton artışındaki değişimler

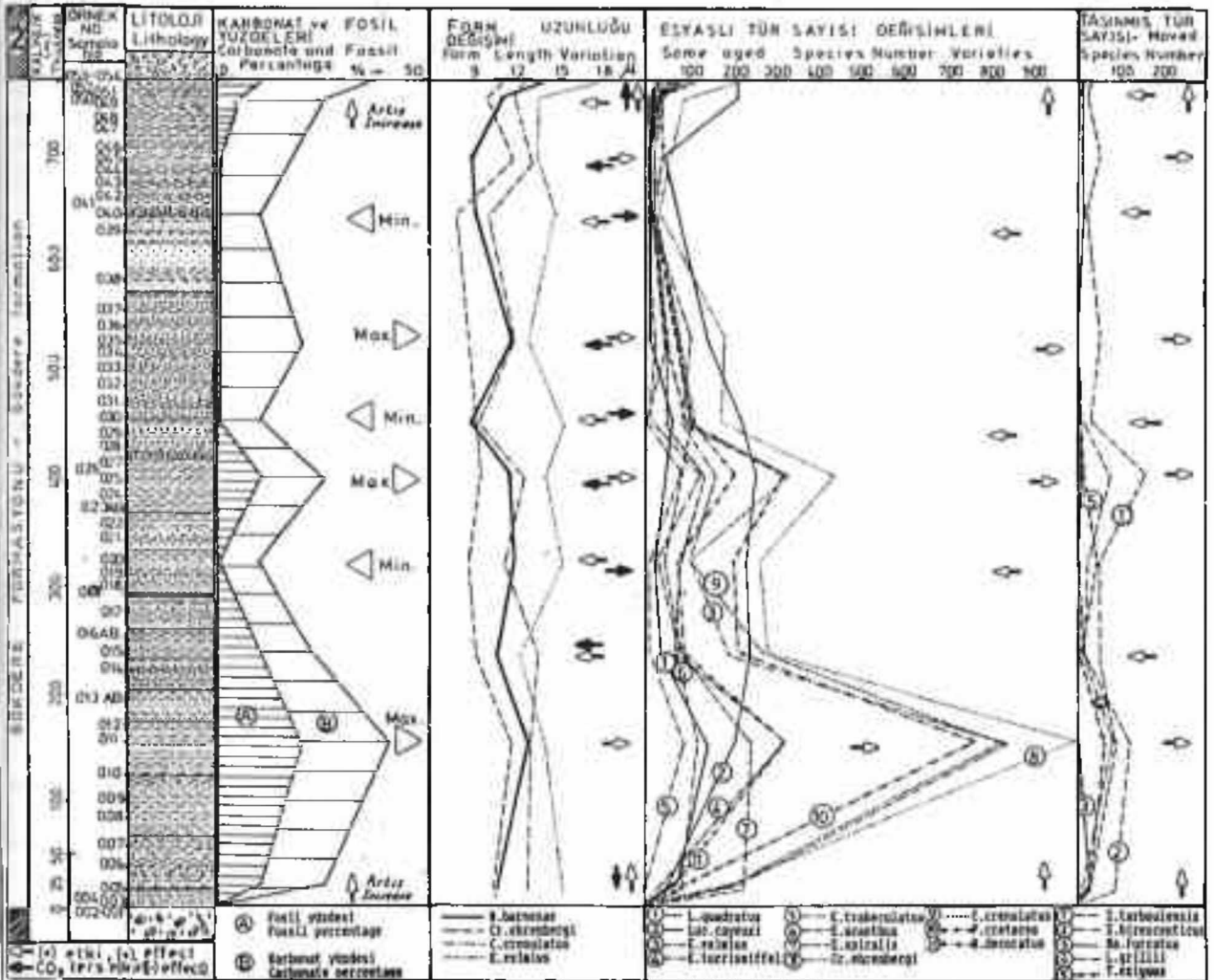
Figure. 5: General correlation of measured stratigraphic sections of study area and variations of nannoplankton increasing

Çetinyatak dere kesitinde, tabandan tavana doğru litolojik yönden önemli bir değişim olmadığı halde karbonat ve fosil yüzdeleri sürekli bir artış vardır (Çizelge 1). Kesitin tabanında bulunan kırmızı (şarap) renkli birimlerde azalan karbonat ve fosil yüzdeleri, Üst



Çizelge. 1: Çetinyatak dere kesitindeki litoloji, karbonat ve fosil yüzdeleri, fosil boyutları ve tür sayılarının genel karşılaştırması.

Graphic. 1: General correlation of lithology, percentages of carbonate and fossils, dimension of fossils and number of species in the Çetinyatak dere section



Çizelge. 2: Saphazı tepe kesitindeki litoloji, karbonat ve fosil yüzdeleri, fosil boyutları ve tür sayılarının genel karşılaştırması.

Graphic. 2: General correlation of lithology, percentages of carbonate and fossils, dimension of fossils and number of species in the Saphazı tepe section

sınıra kadar sürekli artış göstermektedir. Bu artışın en belirgin işareti, 184-188 m arasındaki kalsitürbidit karakterindeki mikritik kireçtaşıdır. Çakıllı ve kumlu malzemenin fazla olduğu dönemlerde, tür sayıları ve form boyutlarında önemli ölçüde azalma olmakta; karbonat miktarının az olduğu seviyelerde de aynı düşüş kaydedilmektedir.

Saphıazı tepe kesitinde, tabandan tavana olan litolojik değişimlere paralel olarak; preparatlardaki karbonat ve fosil yüzdelerinde de değişim olmaktadır (Çizelge 2). Karbonat miktarı arttıkça, fosil formlarının yüzdeleri de artmakta ve boyutlarında büyüme görülmektedir. Kesitin tabanından tavanına doğru genel olarak dört maksimum artış evresine sahip olması yanında, fosil sayıları ve büyüklükleri de (litoloji, özellikle kayalık tane boyu dikkate alınsa bile) aynı seviyelerde artış göstermektedir. Saphıazı tepe kesitinin tavana yakın seviyelerinde genel kurala uymayan bir azalma (700-750 m) bulunmaktadır. Bunun nedeni çökelişe katılan volkanik getirimdeki artış şeklinde açıklanabilmektedir. Bunun kanıtı olarak, filişin üst seviyelerinde bulunan andezit silleri (Boztuğ ve Batman, 1987) gösterilebilir.

Her iki kesitte de elde edilen sonuç şudur; Nannoplankton türlerinde, sayılarında ve form boyutlarındaki değişimler; ortama gelen malzemenin iriliği kadar, ortamdaki karbonat miktarına da bağlıdır. Ortamda karbonat az, kayalık malzemesi ince taneli olduğunda bulunan fosil sayıları, karbonat miktarı fazla, malzeme iri olduğu zamanki ile kabaca aynı olabilmektedir. Ancak, form boyutları ve türü değişmektedir. Çizelgelerde, daha karşılaştırılabilir görünüme sahip olduklarından seçilen, filiş ile eşyaşlı nannoplankton türlerinden *Cribrosphaera ehrenbergi* Arkhangelsky, *Cretarhabdus crenulata* Bramlette ve Martini, *Eiffelithus eximius* (Stover), *Predicosphaera cretacea* (Arkhangelsky) gibi formlar; karbonatın arttığı seviyelerde, normalin üstünde bir artış göstermektedir. *Eiffelithus eximius*'un kayalık tane iriliğine bağlı olarak boyut artışı göstermesi dışındaki bütün formlar, genel olarak karbonat miktarına bağlı bir iriliğe sahiptirler. Başka bir ifade ile karbonat artışı, ortam ısısının artışına (iklim değişiklikleri vb.); dolayısıyla form boyutlarındaki büyümeye neden olmaktadır. Bunun dışında bazı türler, iklim şartlarına bağlı olarak gelişme göstermektedir. Örneğin; ashında boreal alanlar için karakteristik olan *Lucianorhabdus cayeuxi* Deflandre türü, kesitlerde karbonat artışının olduğu seviyelerde; tür sayısı ve form büyüklüğü açısından belirgin bir azalma göstermektedir. Filiş ile eşyaşlı *Eiffelithus turrisseiffeli* (Deflandre), *Eiffelithus trabeculatus* (Gorka), *Lithraphidites quadratus* Bramlette ve Martini, *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, *Zygodiscus spiralis* Bramlette ve Martini, *Zygodiscus acanthus* (Reinhardt) ve *Lucianorhabdus cayeuxi* Deflandre gibi türler, karbonat değişiminden etkilendiği kadar, ortama gelen malzemenin iriliğine de bağlıdır. Taşınmış olarak bulunan *Zygodiscus tarboulensis* Shafik ve Stradner, *Zygodiscus birescenticus* (Stradner), *Marthasterites furcatus* Deflandre, *Lithastrinus grillii* Stradner, *Tranolithus exiguus* Stover gibi türler ise daha çok malzeme gelişimine bağlıdır. Karbonat miktarı fazla olsa da gelen ka-

yaç malzemesi iri boyutlu ise, tür sayısında önemli ölçüde azalma görülmektedir. Karbonatın ve eşyaşlı türlerin azaldığı seviyelerde bile kum ve silt boyu malzemenin gelişimine bağlı olarak, taşınan tür sayısında artış görülmektedir.

İnceleme Alanının Nannoplanktonlara Dayanarak Yapılan Ortamsal Yorumu

Çetinyatak dere ve Saphıazı tepe ölçülü stratigrafik kesitleri incelenmiş ve Çetinyatak dere kesitinin, Saphıazı tepe kesitine ait ilk 390 m'lik kısma karşılık geldiği saptanmıştır (Şekil . 5).

Filiş ile eşyaşlı 46 nannoplankton türünden *Braarudosphaera discula* Bramlette ve Riedel sığ deniz ortamına özgüdür; ancak kesitlerde sayıca çok azdır. Diğer 45 nannoplankton türü derin denizi simgelemektedir. Bu nedenle filişin, derin deniz karakterli olduğu anlaşılabilir. Bununla birlikte türce zengin, sayıca az olan nannoplankton formlarının kumlu kayalık birimlerin içinde yer alması; ancak derin denizde oluşan bulantı akıntıları ile açıklanabilmektedir.

Genel olarak regresif bir karakter gösteren filişin çökelişe ortamında, zaman zaman sıcaklık değişimleri olurken; zaman zaman da ortama katılan volkanik materyal nedeniyle canlı yaşamında farklılıklar olmuştur.

Çalışma alanında bulunan filiş ile Haymana yöresinde saptanan ve Paleosen-Eosen süresince de çökelişin sürdüren Üst Kretase filişinin, Orta Maastrichtiyen'in üstü Üst Maastrichtiyen süresince yanlı ilişkide olduğu; ancak Maastrichtiyen'in sonunda denizin, güney-güneybatı yönünde hızla çekildiği söylenebilir.

SİSTEMATİK

Nannoplanktonların Sistematiği Tanımlamaları (Manivit 1971'den bazı türler eklenebilir):

Sınıf: Coccolithophyceae Rothmaler 1951

Familiya: Zygodiscaceae Hay ve Mohler 1967

Çins: Loxolithus Noel 1965

Loxolithus armilla (Black ve Barnes 1959) Noel 1965

(Levha: 1, Şekil: 1)

1959 *Cyclolithus armilla* Black ve Barnes, p. 327 pl. 12, fig. 2

1965 *Loxolithus armilla* Noel, p. 67, fig. 3

Stratigrafik Düzey: Lithraphidites quadratus Zonu

Çins: Zygodiscus Bramlette ve Sullivan 1961

Zygodiscus acanthus (Reinhardt 1965) Reinhardt 1966a

1965 *Zenarhabdulus acanthus* Reinhardt, p. 37, pl. 3, fig. 1

1966a *Zygodiscus acanthus* (Reinhardt) Reinhardt, p. 40, pl. 15, fig. 5

Stratigrafik Düzey: Lithraphidites quadratus Zonu

Zygodiscus birescenticus (Stover 1966) Bukry 1973

1966 *Discolithus birescenticus* Stover, p. 142, pl. 2, figs. 5-7; pl. 8, fig. 11

1971 *Glaukolithus diplogrammus* (Reinhardt) Manivit, p. 81, pl. 13, fig. 2-7, 12-14

- 1973b *Zygodiscus biresepticus* (Stover) Bukry, p. 680
Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonuna daha alt seviyelerden taşınmıştır.
Zygodiscus spiralis Bramlette ve Martini 1964 (Levha. 1, Şekil. 2)
- 1964 *Zygodiscus spiralis* Bramlette ve Martini; p. 312, pl. 4, fig. 6-8
Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonuna daha alt seviyelerden taşınmıştır.
Zygodiscus spiralis Bramlette ve Martini 1964 (Levha. 1, Şekil. 2)
- 1964 *Zygodiscus spiralis* Bramlette ve Martini; p. 312, pl. 4, fig. 6-8
Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonu
Zygodiscus turboulensis Shafik ve Stradner 1971 (Levha. 1, Şekil. 8)
- 1971 *Zygodiscus turboulensis* Shafik ve Stradner, **Stratigrafik Düzey:** *Lithraphidites quadratus* Zonuna daha alt seviyelerden taşınmıştır.
Cins: *Glaukolithus* Reinhardt 1964
Glaukolithus diplogrammus (Deflandre 1954) Reinhardt 1964 (Levha. 1, Şekil. 3)
- 1954 *Zygodiscus diplogrammus* Deflandre, p. 148, pl. 10, fig. 7, Text-fig. 57
- 1966 *Glaukolithus diplogrammus* (Deflandre) Reinhardt, p. 40, Text-fig. 15a-b
Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonu
Cins: *Vekshinella* Loeblich ve Tappan 1963
Vekshinella crux (Deflandre ve Fert 1954) Risatti 1973 (Levha. 1, Şekil. 5)
- 1954 *Discolithus crux* Deflandre ve Fert, p. 143, pl. 14, fig. 4, Text-fig. 55
- 1973 *Vekshinella crux* (Deflandre ve Fert) Risatti; p. 19, pl. 7, fig. 24-25
Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonu
Cins: *Tranolithus* Stover 1966
Tranolithus exiguus Stover 1966 (Levha. 1, Şekil. 7)
- 1966 *Tranolithus exiguus* Stover, p. 146, pl. 4, fig. 19-21; pl. 9, fig. 3-4
Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonuna daha alt seviyelerden taşınmıştır.
Tranolithus orianatus (Reinhardt 1966a) Reinhardt 1966b (Levha. 1, Şekil. 4, 9)
- 1966-a *Discolithus orianatus* (Reinhardt), p. 42, pl. 23, fig. 22, 31, 33
- 1966 b *Tranolithus orianatus* (Reinhardt) Reinhardt, p. 522
Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonu
Cins: *Parhabdolithus* Deflandre 1952
Parhabdolithus angustus (Stradner 1963) Bukry 1969 (Levha: 1, Şekil. 6)
- 1963 *Rhabdolithus angustus* Stradner, p. 178, pl. 5, fig. 6-6a
- 1969 *Parhabdolithus angustus* (Stradner) Bukry, p. 53, pl. 29, fig. 8-11
Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonu
Parhabdolithus embergeri (Noel 1958) Stradner 1963 (Levha. 1, Şekil. 10)
- 1958 *Discolithus embergeri* Noel, p. 164, pl. 1, fig. 5-8
- 1963 *Parhabdolithus embergeri* (Noel) Stradner, p. 13, pl. 4, fig. 1-1b
Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonu
Cins: *Rhabdolithina* Reinhardt 1967
Rhabdolithina splendens (Deflandre 1954) Reinhardt 1967 (Levha. 1, Şekil. 11)
- 1954 *Rhabdolithus splendens* Deflandre, p. 158, pl. 13, fig. 1-3, Text fig. 88-89
- 1967 *Rhabdolithina splendens* (Deflandre) Reinhardt, p. 167
Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonu
Cins: *Reinhardtites* Perch Nielsen 1968
Reinhardtites anthroporus (Deflandre 1959) Perch-Nielsen 1969 (Levha. 1, Şekil. 13)
- 1959 *Rhabdolithus anthroporus* Deflandre, p. 137, pl. 1, fig. 21-22
- 1968 *Reinhardtites anthroporus* (Deflandre) Perch-Nielsen; p. 38, 40, fig. 13-14
Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonu
Familiya: *Eiffelithaceae* Reinhardt 1965
Cins: *Eiffelithus* Reinhardt 1965
Eiffelithus turrisseiffell (Deflandre 1954) Reinhardt 1965 (Levha. 1, Şekil. 12)
- 1954 *Zygodiscus turrisseiffell* Deflandre, p. 149, pl. 13, fig. 15, 16, Text-fig. 65
- 1965 *Eiffelithus turrisseiffell* (Deflandre) Reinhardt, p. 32
Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonu
Eiffelithus eximius (Stover 1966) Perch-Nielsen 1968 (Levha. 1, Şekil. 14)
- 1966 *Clinorhabdus eximius* Stover, p. 138, pl. 2, fig. 15; pl. 8, fig. 15
- 1968 *Eiffelithus eximius* (Stover) Perch-Nielsen; p. 30, Taf. 3, fig. 8-10
Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonu
Eiffelithus trabeculatus (Gorka 1957) Reinhardt ve Gorka 1967
- 1957 *Discolithus trabeculatus* Gorka, p. 277, pl. 3, fig. 9
- 1967 *Eiffelithus trabeculatus* (Gorka) Reinhardt ve Gor-

- ka, p. 250, pl. 31, figs. 19, 23; pl. 32, fig. 1, Text-fig. 5
- Stratigrafik Düzey:** *Lithraphidites quadratus* Zonu
- Clas:** *Chiastozygus* Garner 1968
- Chiastozygus amphipons* (Bramlette ve Martini) 1964 Garner 1968 (Levha. 1, Şekil. 15)
- 1964 *Zygodiccus* ? *amphipons* Bramlette ve Martini, p. 302, pl. 4, fig. 9-10
- 1968 *Chiastozygus amphipons* (Bramlette ve Martini) Garner, p. 26, pl. 8, fig. 11-14, pl. 22, fig. 10-11
- Stratigrafik Düzey:** *Lithraphidites quadratus* Zonu
- Chiastozygus fessus* (Stover 1966) Shafik 1978 (Levha. 1, Şekil. 19)
- 1966 *Discolithus fessus* (Stover)
- 1978 *Chiastozygus fessus* (Stover) Shafik; p. 224, fig. 7-F
- Stratigrafik Düzey:** *Lithraphidites quadratus* Zonu'na ali seviyelerden taşınmıştır.
- Chiastozygus litterarius* (Gorka 1957) Manivit 1971
- 1957 *Discolithus litterarius* Gorka, p. 251, pl. 3, fig. 3
- 1971 *Chiastozygus litterarius* (Gorka) Manivit; p. 92-93, pl. 4, fig. 6,9
- Stratigrafik Düzey:** *Lithraphidites quadratus* zonu
- Chiastozygus plicatus* Garner 1968 (Levha. 1, Şekil. 16)
- 1968 *Chiastozygus plicatus* Garner; p. 27, pl. 16, fig. 10-11; pl. 17, fig. 9; pl. 19, fig. 9; pl. 20, fig. 6; pl. 21, fig. 9
- Stratigrafik Düzey:** *Lithraphidites quadratus* Zonu
- Familiya:** Ahmurelleraceae Reinhardt 1965
- Clas:** *Ahmurellerella* Reinhardt 1965
- Ahmurellerella octaradiata* (Gorka 1957) Reinhardt 1966 (Levha. 1, Şekil. 17)
- 1957 *Discolithus octaradiatus* Gorka, p. 259, pl. 4, fig. 10
- 1966 *Ahmurellerella octaradiata* (Gorka) Reinhardt, p. 24, pl. 22, fig. 3-4
- Stratigrafik Düzey:** *Lithraphidites quadratus* Zonu
- Familiya:** Podorhabdaceae Noel 1965
- Clas:** *Cretarhabdus* Bramlette ve Martini 1964
- Cretarhabdus concus* Bramlette ve Martini 1964 (Levha. 1, Şekil. 18; Levha. 2, Şekil. 2)
- 1964 *Cretarhabdus concus* Bramlette ve Martini; p. 299, pl. 3, fig. 5,8
- Stratigrafik Düzey:** *Lithraphidites quadratus* zonu
- Cretarhabdus crenulatus* Bramlette ve Martini 1964 (Levha. 2, Şekil. 1)
- 1964 *Cretarhabdus crenulatus* Bramlette ve Martini, p. 300, pl. 2, fig. 21-24
- Stratigrafik Düzey:** *Lithraphidites quadratus* Zonu
- Clas:** *Stradneria* Reinhardt 1964
- Stradneria crenulata* (Bramlette ve Martini) 1964 Noel 1970 (Levha. 2, Şekil. 3, 5)
- 1964 *Cretarhabdus crenulatus* Bramlette ve Martini, p. 300, pl. 2, fig. 21-24
- 1970 *Stradneria crenulata* (Bramlette ve Martini) Noel, p. 55, pl. 17
- Stratigrafik Düzey:** *Lithraphidites quadratus* Zonu
- Clas:** *Predicosphaera* Vekshina 1959
- Predicosphaera cretacea* (Arkhangelsky 1912) Garner 1968 (Levha. 2, Şekil. 6, 7)
- 1912 *Coccolithophora cretacea* Arkhangelsky, p. 410, pl. 6, fig. 12
- 1968 *Predicosphaera cretacea* (Arkhangelsky) Garner; p. 21, pl. 2, fig. 10-14; pl. 3, fig. 3, fig. 8
- Stratigrafik Düzey:** *Lithraphidites quadratus* Zonu
- Predicosphaera spinosa* (Bramlette ve Martini) 1964 Garner 1968 (Levha. 2, Şekil. 4)
- 1964 *Deflandrius spinosus* Bramlette ve Martini) Garner p. 201, pl. 2, fig. 15-16; pl. 3
- 1968 *Predicosphaera spinosa* (Bramlette ve Martini) Garner p. 201, pl. 2, fig. 15-16; pl. 3
- Stratigrafik Düzey:** *Lithraphidites quadratus* Zonu
- Clas:** *Cribrosphaera* Arkhangelsky 1912
- Cribrosphaera ehrenbergi* Arkhangelsky 1912 (Levha. 2, Şekil. 8)
- 1912 *Cribrosphaera ehrenbergi* Arkhangelsky, p. 412, pl. 6, fig. 19-22
- Stratigrafik Düzey:** *Lithraphidites quadratus* Zonu
- Familiya:** Arkhangelskiellaceae Bukry 1969
- Clas:** *Arkhangelskiella* Vekshina 1959
- Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina 1959 (Levha. 2, Şekil. 9)
- 1959 *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, p. 66, pl. 1, fig. 1; pl. 2, fig. 3a-c
- Stratigrafik Düzey:** *Lithraphidites quadratus* Zonu
- Clas:** *Broinsonia* Bukry 1969
- Broinsonia enormis* (Shumenko 1968) Manivit 1971 (Levha. 2, Şekil. 13)
- 1968 *Arkhangelskiella enormis* Shumenko, p. 33, pl. 1, fig. 1-3
- 1971 *Broinsonia enormis* (Shumenko) Manivit; p. 105-106, pl. 1, fig. 18-20
- Stratigrafik Düzey:** *Lithraphidites quadratus* Zonu
- Broinsonia parca* (Stradner 1963) Bukry 1969 (Levha. 2, Şekil. 12)
- 1963 *Arkhangelskiella parca* Stradner, p. 10, pl. 1, fig. 3-3a
- 1969 *Broinsonia parca* (Stradner) Bukry, 23, pl. 3, fig. 3-10

Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonu

Cins: *Gartnerago* Bukry 1969

Gartnerago segmentatum (Stover 1966) Thierstein 1974

(Levha 2, Şekil 14)

1966 *Discolithus segmentatus* Stover, p. 143-144, pl. 3, figs. 3a-c, 4a-b, 5, 6a-b, pl. 8, fig. 19

1974 *Gartnerago segmentatum* (Stover) Thierstein, p. 640, pl. 5, figs. 1, 2; 6a-b, pl. 8, fig. 19

Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonu

Familiya: *Stephanolithonaceae* Black 1968

Cins: *Corolithon* Stradner 1961

Corolithon exiguum Stradner 1961

1961 *Corolithon exiguum* Stradner, p. 83, Text fig. 58-61

Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonu

Corolithon signum Stradner 1963

1963 *Corolithon signum* Stradner, p. 11, pl. 1, fig. 13

Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonu

Cins: *Cylindralithus* Bramlette ve Martin 1964

Cylindralithus asymmetricus Bukry 1969

1969 *Cylindralithus asymmetricus* Bukry, p. 42, pl. 19, figs. 9-12

Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonu

Cylindralithus sp.

Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonu

Familiya: *Coccolithaceae* Kampner 1928

Cins: *Discorhabdus* Noel 1965

Discorhabdus ignotus (Gorka 1957) Perch-Nielsen 1968

1957 *Tremalithus ignotus* Gorka, p. 248, Taf. 2-9

1968 *Discorhabdus ignotus* (Gorka) Perch-Nielsen, p. 81, fig. 41-42 pl. 28, fig. 6-9

Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonu

Cins: *Biscutum* Black 1959

Biscutum Blacki Gartner 1968

(Levha 2, Şekil 15)

1968 *Biscutum Blacki* Gartner, p. 18-19, pl. 1, fig. 7, pl. 6, fig. 6; pl. 8, fig. 8-10; pl. 11, fig. 8; pl. 15, fig. 2; pl. 16; fig. 8

Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonu

Biscutum constans (Gorka 1957) Black 1959

(Levha 2, Şekil 11)

1957 *Discolithus constans* Gorka, p. 279, Taf. 4-7

1959 *Biscutum constans* (Gorka) Black, Black ve Barnes içinde

Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonu

Biscutum sp.

(Levha 2, Şekil 10)

Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus*

Zonu

Cins: *Watznaueria* Reinhardt 1964

Watznaueria barnesae (Black 1959) Perch-Nielsen 1968

(Levha 2, Şekil 16)

1959 *Tremalithus barnesae* Black, Black ve Barnes içinde

1968 *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen, p. 49, fig. 32, Taf. 22, fig. 1-7, Taf. 23m, fig. 1, 4, 5, 10

Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonu

Watznaueria brittanica (Stradner 1963) Reinhardt 1964

1963 *Coccolithus brittanica* Stradner, p. 10, Taf. 1-7

1964 *Watznaueria brittanica* (Stradner) Reinhardt, 753, Taf. 2-3, Abb. 5

Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonu

Cins: *Sollasites* Black 1967

Sollasites hortleus (Stradner, Adamiker ve Maresch 19667) Ceppek ve Hay 1969

1966 *Coccolithus hortleus* Stradner, Adamiker ve Maresch, p. 337, pl. 2, fig. 4, Text-fig. 1-2

1969 *Sollasites hortleus* (Stradner ve diğ.) Ceppek ve Hay, p. 325, 327, fig. 2 (8).

Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonuna daha alt seviyelerden taşınmıştır.

Cins: *Manivitella* Thierstein 1971

Manivitella pemmatoides (Deflandre 1964) Thierstein 1971

(Levha 3, Şekil 1)

1964 *Circolithus pemmatoides* Deflandre Bignot ve Lezard içinde, pl. 50, fig. 9

1971b *Manivitella pemmatoides* (Deflandre) Thierstein, p. 480, pl. 5, figs. 1-3

Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonu

Familiya: *Thoracosphaeraceae* Deflandre 1952

Cins: *Thoracosphaera* Kampner 1927

Thoracosphaera ? imperforata Kampner 1956

1956 *Thoracosphaera imperforata* Kampner,

Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonu

Thoracosphaera sp.

Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonu

Familiya: *Braarudosphaeraceae* Deflandre 1952

Cins: *Braarudosphaera* Deflandre 1957

Braarudosphaera discula Bramlette ve Riedel 1954

(Levha 3, Şekil 2)

1954 *Braarudosphaera discula* Bramlette ve Riedel, p. 394, pl. 38, fig. 7.

Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus* Zonu

Incertae Sedis Familyalari (Sınıflamada yerleri saptanamamıştır)

Familiya: *Microrhabdulaceae* Deflandre 1963

Cins: *Microrhabdulus* Deflandre 1959

- Microrhabdulus decoratus* Deflandre 1959
(Levha. 3, Şekil. 8)
- 1959 *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, p. 141,
pl. 4, fig. 1-5.
- Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus*
Zonu
- Microrhabdulus Stradneri* Bramlette ve Martini
1964
(Levha. 3, Şekil. 37)
- 1964 *Microrhabdulus Stradneri* Bramlette ve Marti-
ni; p. 316, pl. 6, fig. 3-4
- Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus*
Zonu
- Microrhabdulus belgicus* Hay ve Towe 1963
(Levha. 3, Şekil. 4)
- 1963 *Microrhabdulus belgicus* Hay ve Towe, p. 95,
pl. 1
- Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus*
Zonu
- Cins: *Lithraphidites* Deflandre 1963
- Lithraphidites carniolensis* Deflandre 1963
(Levha. 3, Şekil. 5)
- 1963 *Lithraphidites carniolensis* Deflandre, p.
3486, fig. 1-8.
- Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus*
Zonu
- Lithraphidites quadratus* Bramlette ve Martini 1964
(Levha. 3, Şekil. 6, 7, 9, 10)
- 1964 *Lithraphidites quadratus* Bramlette ve Marti-
ni; p. 310, pl. 6, fig. 16-18; pl. 7, fig. 8
- Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus*
Zonu
- Lithraphidites helicoides* Deflandre 1959
- 1959 *Lithraphidites helicoides* Deflandre, p. 141,
pl. 4, fig. 9-10
- Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus*
Zonu'na daha alt seviyelerden taşınmıştır.
- Familiya: *Nannoconaceae* Deflandre 1959
- Cins: *Nannoconus* Kamptner 1931
- Nannoconus elongatus* Bronniman 1955
- 1955 *Nannoconus elongatus* Bronniman, p. 38, pl.
4, fig. 10-14. Text-fig. 2 v-y
- Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus*.
Zonu'na daha alt seviyelerden taşınmıştır.
- Incertae Sedis Cinsleri (Sınıflamada yerleri
saptanamamıştır)
- Cins: *Lucianorhabdus* Deflandre 1959
- Lucianorhabdus cayeuxi* Deflandre 1959
(Levha. 3, Şekil. 11)
- 1959 *Lucianorhabdus cayeuxi* Deflandre, p. 142,
pl. 4, fig. 11-25.
- Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus*
Zonu
- Lucianorhabdus* sp.
(Levha. 3, Şekil. 19)
- Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus*
Zonu
- Cins: *Lithastrinus* Stradner 1962
- Lithastrinus floralis* Stradner 1962
(Levha. 3, Şekil. 13)
- 1962 *Lithastrinus floralis* Stradner, p. 370, pl. 2,
fig. 6-11.
- Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus*
Zonu
- Lithastrinus grillii* Stradner 1962
(Levha. 3, Şekil. 15)
- 1962 *Lithastrinus grillii* Stradner, p. 369, pl. 2,
fig. 1-5.
- Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus*
Zonu'na daha alt seviyelerden taşınmıştır.
- Cins: *Marthasterites* Deflandre 1959
- Marthasterites furcatus* (Deflandre 1954) Deflandre
1959
- 1954 *Discoaster furcatus* Deflandre, pl. 13, fig. 14.
- 1959 *Marthasterites furcatus* (Deflandre) Deflandre,
p. 139, pl. 2, figs. 1, 5
- Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus*
Zonu'na daha alt seviyelerden taşınmıştır.
- Cins: *Micula* Vekshina 1959
- Micula staurophora* (Gardet 1955) Stradner 1963
(Levha. 3, Şekil. 147)
- 1955 *Discoaster staurophorus* Gardet, p. 534, pl.
10, fig. 96.
- 1963 *Micula staurophora* (Gardet) Stradner, p. 13,
fig. 12 a-c
- Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus*
Zonu
- Cins: *Ottavianus* Risatti 1973
- Ottavianus giannus* Risatti 1973
(Levha. 3, Şekil. 17)
- 1973 *Ottavianus giannus* Risatti; p. 30, pl. 8, fig.
10-11
- Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus*
Zonu'na daha alt seviyelerden taşınmıştır.
- Cins: *Ceratolithoides* (Gardet 1955) Bramlette ve
Martini
- Ceratolithoides aculeus* (Stradner 1961) Prins ve
Sissingh 1977
(Levha. 3, Şekil. 16)
- 1961 *Zygrhablithus aculeus* Stradner, p. 81, fig.
53-57.
- 1977 *Ceratolithoides aculeus* (Stradner) Prins ve
Sissingh, Sissingh içinde, p. 60, pl. 1, figs. 8 a
d
- Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus*
Zonu
- Cins: *Tetralithus* Gardet 1955
- Tetralithus obscurus* Deflandre 1959
(Levha. 3, Şekil. 12)
- 1959 *Tetralithus obscurus* Deflandre, p. 138, pl. 3,
fig. 36-39.
- Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus*
Zonu
- Tetralithus ovalis* Stradner 1963
(Levha. 3, Şekil. 18)
- 1963 *Tetralithus ovalis* Stradner, p. 12, pl. 6, fig.
7.
- Stratigrafik Düzey: *Lithraphidites quadratus*
Zonu'na daha alt seviyelerden taşınmıştır.
- Tetralithus* ? sp.

Stratigrafik Düzey: Lithraphidites quadratus Zonu

M. 1 ?

Stratigrafik Düzey: Lithraphidites quadratus Zonu

SONUÇLAR:

İnceleme alanındaki Üst Kretase filişinden alınan iki ölçülü stratigrafi kesitine ait 70 kıltaşı ve marn örneği incelenerek, 65 nannoplankton formu saptanmış; tüm örneklerde ayrılan Lithraphidites quadratus Bramlette ve Martini türüne dayanılarak, derin deniz özelliğindeki filişin yaşı: Orta Maastrichtiyen'in Üstü-Üst Maastrichtiyen olarak saptanmıştır. Ayrıca çökelme ortamındaki litoloji, karbonat ve fosil miktarları, fosil formlarının boyutlarındaki değişimler, eş yaşlı ve taşınmış tür sayıları karşılaştırılarak; ortamsal yorum yapılmıştır.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, çalışmaya olan ilgi, katkı ve önerilerinden dolayı Sayın Doç. Dr. Baysal Batman, Sayın Doç. Dr. Ali Koçyiğit, Sayın Doç. Dr. Baki Varol ve Sayın Özden Özer'e teşekkürü bir borç bilirlir.

DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

Akyürek, B., Bilginer, E., Çatal, E., Dağ, Z., Soysal, Y. ve Sunu, O., 1980, Eldivan-Şabanözü (Çankırı) Hasayaz-Çandır (Ankara) dolayının jeolojisi, Maden Tetkik Arama, Rap., 6741, 1-85.

Akyürek, B., 1981, Ankara Melanjı'nın kuzey bölümünün temel jeolojik özellikleri. İç Anadolu Jeol. Simp., 41-45.

Akyürek, B., Bilginer, E., Akbaş, B., Hepşen, N., Pehlivan, Ş., Çatal, E., Dağ, Z., Soysal, Y., Sunu, O., Yıldırım, H. ve Hakyemez, Y., 1984, Ankara-Elmadag-Kalecik dolayının jeolojisi. JMO Der., 20, 31-46.

Arkhangelsky, A. D., 1912, Verkhenemelovya otlozheniya vostoka Evropeiskoi Rossii (Upper Cretaceous deposits of east European Russia): Materialen zur Geologie Russlands, 25, 631 p., 10 pls.

Batman, B. ve Boztağ, D., 1987, Gökdere vadisinde (Orhaniye/KB Ankara) yer almillerin yapısal, petrografik ve jeokimyasal incelemesi. Melih Tokay Simp., 87, 81-83.

Bignot, G. ve Lezard, L., 1964, Contribution a l'etude des Pithonella de la creie parisienne. Rev. Micropaleontologie, 7(2), 289-308.

Black, M. ve Barnes, B., 1959, The structure of coccoliths from the English Chalk. Geol. Mag., 96: 321-328.

Bramlette, M. N. ve Martini, E., 1964, The great change in calcareous nannoplankton fossils between the Maestrichtian and Danian. Micropaleontology, 10 (3): 291-322.

Bramlette, M. N. ve Riedel, W. R., 1954, Stratigraphic value of discoaster and some other microfossils related to recent coccolithophores. J. Paleont., 28: 235-403.

Bramlette, M. N. ve Sullivan, F. R., 1961, Coccolithophorids and related nannoplankton of the early Tertiary in California. Micropaleontology, 7(2):

129-188.

Bronniman, P., 1955, Microfossils incertae sedis from the upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba. Micropaleontology 1: 28-51.

Bukry, D., 1969, Upper Cretaceous coccoliths from Texas and Europe Univ. Kansas Paleontol. Contrib., 51 (2): 1-79.

Bukry, D., 1973b, Coccolith stratigraphy, eastern equatorial Pacific. DSDP 16: 653-711.

Bukry, D., 1974, Coccolith stratigraphy. DSDP 17 (4): 1048-1069.

Ceppek, P. ve Hay, W. W., 1969a, Zonation of the upper Cretaceous using calcareous nannoplankton. 32. Intern. Geol. Congr. Proc. Paleobot. Sect., 334-339.

Çapan, U. Z. ve Buket, E., 1975, Aktepe-Gökdere bölgesinin jeolojisi ve ofiyolitli melanj. Türkiye Jeol. Kurumu Bül., 18 (1), 11-16.

Deflandre, G., 1959, Sur les nannofossiles calcaires et leur systematique. Rev. Micropaleontology, 2, 127-152.

Deflandre, G., 1963, Sur les nannofossiles calcaires et leur systématique. Rev. Micropaleontol., 2, 127-158.

Deflandre, G. ve Fert, C., 1954, Observations sur les coccolithophoridi actuels et fossiles en microscopie ordinaire et electronique. Ann. Paleont., 40, 115-176.

Erol, O., 1956, Ankara güneydoğusundaki Elmadağ ve çevresinin jeolojisi ve jomorfolojisi üzerinde bir araştırma Maden Tetkik Arama Yayınları, seri: D, no: 9.

Erol, O., 1981, Ankara Melanjı deyiminin tarihçesi. İç Anadolu Jeol. Simp., 32-34.

Gardet, M., 1955, Contribution à l'etude des coccolithes des terrains mesogènes de l'Algérie. Publ. Serv. Carte Geol. Algerie, ser. 2, Bull. 5, 477-550.

Gartner, S. JR., 1968, Coccoliths and related calcareous nannofossils from upper Cretaceous deposits of Texas and Arkansas. The University of Kansas Paleontological Contributions, ser. 48, Protista, Article- 1, 1-56, 1-28.

Gorka, H., 1957, Coccolithophoridae z Gornego Mastrychytu Polski Srodkowej. (Coccolithophoridae from the upper Maestrichtian of central Poland). Acta Paleont. Polonica, 2 (2-3), 235-284.

Görmüş, S., Çapan, U. Z. ve Buket, E., 1981, Orhaniye-Memlik yöresi, İğrenç harita alımı çalışmaları H. Ü. Yerbilimleri kitablığı (yayınlanmamış)

Harland, W. B., Cox, A. V., Llevellyn, P. G., Smith, A. UG. ve Walters, R., 1982, A geologic time scale. Cambridge Earth Science Ser. 1-131.

Hay, W. W., 1970, Calcareous nannofossils from cores recovered on leg 4. Deep Sea Drilling Project, IV, 455.

Hay, W. W. ve Towe, K. M., 1963, Microrhabdulus belgicus, a new species of nannofossils. Micropaleontology, 9(1), 95-96.

Kampfner, E., 1956, Zur systematik und nomenklatur der coccolithineen. Osterr. Akad. Math Naturwiss. Kl.

- Anz. , 1, 4-11.
- Kazancı, N. ve Gökten, E. , 1988, Ankara kuzeyi, Paleosen örgülü akarsu tortullarında çevrimsel depolama ve iltifasiyes değişimleri. Türkiye Jeol. Kur. Bül. 31 (1), 81-86.
- Manivit, H. , 1971, Les nannofossiles calcaires du Cretace Francia (Aptien Maastrichtien), Essai de biozonation Appuyee Sur les Stratotypes Chargees de recherche au C.N.R.S. , 1-147.
- Martini, E. , 1976, Cretaceous to recent calcareous nannoplankton from the Central Pasific Ocean. Leg. 33, Deep Sea Drilling Project, 33: 383-423.
- Miller, P.L. , 1983, Late Cretaceous coccolith biostratigraphy of San Miguel Island, California. Micropaleontology, 29, 2.
- Noel, D. , 1958, Etude de coccolithes du Jurassique et du Critaci inferieur. Publ. Serv. Carte Geol. Algérie, 20: 155-196.
- Noel, D. , 1965, Note preliminaire sur des coccolithes Jurassiques cahiers. Micropaleontologie, 1(1), 12 p, 60 figs.
- Noel, D. , 1970, Coccolithes Critacis la craie Campanienne du Bassin de Paris. Editions Centre National Recherche Scientifique, Paris, 129 p. , 48 pls. , 23 figs.
- Norman, T. , 1973, Kuzey Anadolu Fayı ve deprem kuşağı simpozyumu. Maden Tetkik Arama Tebliği, 97-105.
- Perch-Nielsen, K. , 1968, Der feinbay und die klassifikation der coccolithen aus dem Maastrichtien von Danemark. Det Kong. Dan. Viden. Sels. , Biogiske Skrifter 16 (1), 96 p.
- Perch-Nielsen, K. , 1972 c, Neue coccolithen aus dem Paleozen von Danemark, der Bucht von Biskaya und dem Eozen der Labrador sae. Bull. Geol. Society Danemark. 21: 1-75.
- Reinhardt, P. , 1964, Einige kalkflagellaten-ettungen (coccolithophoriden, coccolithineen) aus dem Mesozoikum Deutschlands. Monatsber. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin, 6, 749-759.
- Reinhardt, P. , 1965, Neue famillien fur fossile kalkflagellaten (coccolithophoriden, coccolithineen): Deutsch. Akad. Wiss. Berlin Monatsber, 7 (1), 30-40.
- Reinhardt, P. , 1966a, Zur taxonomie und biostratigraphie des fossilen nannoplanktons aus dem Malm, der Kreide und dem Alittertirer mittel Europas. Freiburger Forschungshefte, C 196, Palcontologie, 5-109.
- Reinhardt, P. , 1966b, Fossile Vertreter coronoider und styloider coccolithen (familie coccolithaceae Poche 1913), Monatsber. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin, 8(6), 513-524.
- Reinhardt, P. ve Gorka, H. , 1967, Revision of some Upper Cretaceous coccoliths from Poland and Germany. Neues Jahrb. Geologie v. Palcontologie, Abh. 129, 240-256.
- Risatti, J. B. , 1973, Nannoplankton biostratigraphy of Upper Bluffport Marl-Lower Prairie Bluff Chalk Interval (Upper Cretaceous) in Mississipi. SEMP Calcareous Nannofossils Symp. , Houston, 3-34.
- Roth, P. H. , 1973, Calcareous nannofossils. Leg. 17, Deep Sea Drilling Project, 17: 695-707.
- Roth, P. H. , 1978, Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the NW Atlantic Ocean. Repr. from Benson, W. E. and Sheridan, R. E. , Deep Sea Drilling Project, Wachington, 44: 731-739.
- Sağular, E. K. , 1986, Orhaniye (KB Ankara) yöresinin Nanannoplanktonlarla Kretase biyostratigrafisi.
- Shafik, S. ve Stradner, H. , 1971, Nannofossils from the Eastern Desert, Egypt, with reference to Maestrichtian nannofossils from the USSR. Jahb. Geol. Bundesanst. (Wien), special vol. 17, 69-104.
- Shumenko, S. I. , 1986, Some aspects of the ontogenesis, variations and taxonomy of fossil coccolithophorids revealed by electron microscopic studies. Paleontol. Zh. , 4: 32-37 (in Russian).
- Sissingh, W. , 1977, Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. Geol. Minjbouw. , 56 (1), 37-65.
- Stradner, H. , 1961, Vorkommen von Nannofossilien im Mesozoikum und Altterter. Erdoel. Z. , no. 3: 77-88.
- Stradner, H. , 1962, Über neue und wenig bekannte Nannofossilien aus Kreide und Altterter. Verh. Geol. Bundesanst. (Wien), 363-377.
- Stradner, H. , 1963, New contributions to Mesozoic stratigraphy by means of nannofossils. Proceedings of the 6 th World Petrol Congr. , 1 (4), 1-16.
- Stradner, H. , Adamiker, D. ve Maresch, O. , 1966, Nannofossilien aus Bohrkernen und ihre elektronmikroskopische Bearbeitung. Erdoel-Erdgas Z. , 82, 330-341.
- Stover, I. E. , 1966, Cretaceous coccoliths and associated nannofossils from France and teh Nederlands. Micropaleontology, 12 (2): 133-167.
- Thierstein, H.R. , 1974, Calcareous nannoplankton. Deep Sea Drilling Project, 26: 619-667.
- Tokay, M. , Lünel, T. ve Koçyiğit, A. , 1987, Orhaniye siyenitinin (Ankara) jeolojisi ve petrolojisi. Melih Tokay Jeol. Simp.' 87 (özler), 85.
- Toker, V. , 1977, Haymana yöresinin (GB Ankara) planktonik foraminifera ve nannoplanktonlarla biyostratigrafik incelenmesi (Doçentlik tezi). 155s. (Yayınlanmamış)
- Ünalın, G. , 1981, Ankara GB'sındaki Ankara Melanj'nin stratigrafisi. İç Anadolu Jeol. Simp. , 46-52.
- Vekshina, V. N. , 1959, Kokkolitoforidy Maastrichtskikh otlozheniy Zapadno-Sibirskoy nizmennosti (coccolithophoridae of the Maestrichtian deposits of the west Siberian Lowlands). Sibir. Navno-Issled. Inst. Geologii, Geofizikli Mineral'nogo Syr'ya Trudy 2, 56-77.

Makalenin Geliş Tarihi : 17.8.1987

Yayına Veriliş Tarihi : 1.9.1990

LEVHA I - PLATE I

Şekil 1: *Loxolithus armilla* (Blacak ve Barnes)
a) Normal ışıkta, b) Çapraz-polarize ışıkta, (985 A 017), 1500x

Figure 1: *Loxolithus armilla* (Blacak ve Barnes)
a) Transmitted light, b) Cross-polarized light (985 A 017), 1500x

Şekil 2: *Zygodiscus spiralis* Bramlette ve Martini
Polarize ışıkta, (985 A 005), 3500x

Figure 2: *Zygodiscus spiralis* Bramlette ve Martini
Cross-polarized light, (985 A 005), 3500x

Şekil 3: *Glaukolithus diplogrammus* (Deflandre)
a) Normal ışıkta, b) Çapraz-polarize ışıkta, (985 A 005), 3500x.

Figure 3: *Glaukolithus diplogrammus* (Deflandre)
a) Transmitted light, b) Cross-polarized light (985 A 005), 3500x

Şekil 4: *Tranolithus orlanatus* (Reinhardt)
a) Normal ışıkta, b) Çapraz-polarize ışıkta, (985 A 025), 3500x.

Figure 4: *Tranolithus orlanatus* (Reinhardt)
a) Transmitted light, b) Cross-polarized light (985 A 005), 3500x

Şekil 5: *Vekshinella crux* (Deflandre ve Fort)
a) Çapraz-polarize ışıkta, b) Normal ışıkta, (985 A 015B), 2000x

Figure 5: *Vekshinella crux* (Deflandre ve Fort)
a) Cross polarized light b) Transmitted light, (985 A 015B), 2000x

Şekil 6: *Parahabdolithus angustus* (Stradner)
a) Normal ışıkta, b) Çapraz polarize ışıkta, (986 A 045), 2000x.

Figure 6: *Parahabdolithus angustus* (Stradner)
a) Transmitted light, b) Cross-polarized light (986 A 045), 2000

Şekil 7: *Tranolithus exiguus* Stover Normal ışıkta, (986 A 025), 2000x

Figure 7: *Tranolithus exiguus* Stover
Transmitted light, (986 A 025), 2000x

Şekil 8: *Zygodiscus turboulensis* Shafik ve Stradner
Çapraz-polarize ışıkta, (986 A 025), 2000x

Figure 8: *Zygodiscus turboulensis* Shafik ve Stradner
Cross-polarized light (986 A 025), 2000x

Şekil 9: *Tranolithus orlanatus* (Reinhardt)
a) Normal ışıkta, b) Çapraz-polarize ışıkta, (985 A 001), 3000x

Figure 9: *Tranolithus orlanatus* (Reinhardt)
a) Transmitted light, b) Cross-polarized light (985 A 001), 3000

Şekil 10: *Parahabdolithus embergeri* (Noel)
a) Çapraz-polarize ışıkta, b) Normal ışıkta, (986 A 053), 1500x

Figure 10: *Parahabdolithus embergeri* (Noel)
a) Cross polarized light b) Transmitted light, (986 A 053), 1500x

Şekil 11: *Rhabdolithina splendens* (Deflandre)
a) Çapraz polarize ışıkta, b) Normal ışıkta, (985 A 015B), 3500x

Figure 11: *Rhabdolithina splendens* (Deflandre)
a) Cross-polarized light b) Transmitted light, (985 A 015B), 3500x

Şekil 12: *Eiffelithus eximius* (Stover)
a) Çapraz polarize ışıkta, b) Normal ışıkta, (985 A 017), 2500x

Figure 12: *Eiffelithus eximius* (Stover)
a) Cross-polarized light b) Transmitted light, (985 A 017), 2500x

Şekil 13: *Reinhardtites anthrophorus* (Deflandre)
a) Normal ışıkta, b) Çapraz polarize ışıkta, (985 A 001), 2500x.

Figure 13: *Reinhardtites anthrophorus* (Deflandre)
a) Transmitted light, b) Cross polarized light (985 A 001), 2500x

Şekil 14: *Eiffelithus turrisseiffel* (Deflandre)
a) Normal ışıkta, b) Çapraz polarize ışıkta, (985 A 001), 2500x

Figure 14: *Eiffelithus turrisseiffel* (Deflandre)
a) Transmitted light, b) Cross-polarized light (985 A 001), 3000x

Şekil 15: *Chlastozygus amphipons* (Bramlette ve Martini)
a) Çapraz polarize ışıkta, b) Normal ışıkta, (985 A 001), 2500x

Figure 15: *Chlastozygus amphipons* (Bramlette ve Martini)
a) Cross polarized light b) Transmitted light, (985 A 001), 2500x

Şekil 16: *Chlastozygus pilcatus* Gartner
a) Çapraz-polarize ışıkta, b) Normal ışıkta, (985 A 017), 2500x

Figure 16: *Chlastozygus pilcatus* Gartner
a) Cross-polarized light b) Transmitted light, (985 A 017), 2500x

Şekil 17: *Ahmuellerella octaradiata* (Gorka)
a) Normal ışıkta, b) Çapraz polarize ışıkta, (985 A 002), 2000x.

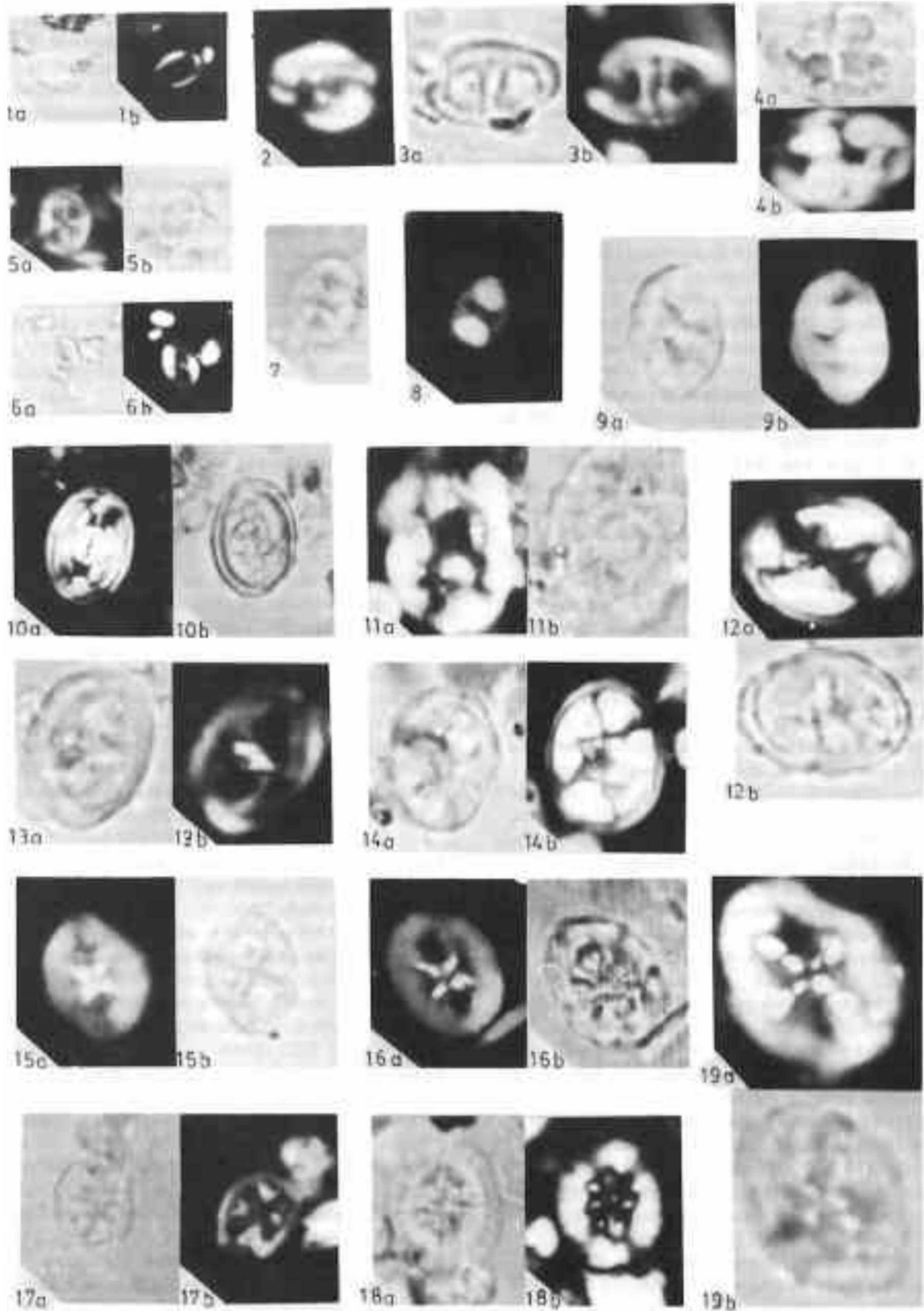
Figure 17: *Ahmuellerella octaradiata* (Gorka)
a) Transmitted light, b) Cross polarized light (985 A 002), 2000x

Şekil 18: *Cretarhabdus conicus* Bramlette ve Martini
a) Normal ışıkta, b) Çapraz-polarize ışıkta, (985 A 001), 2000x

Figure 18: *Cretarhabdus conicus* Bramlette ve Martini
a) Transmitted light, b) Cross-polarized light (985 A 001), 2000x

Şekil 19: *Chlastozygus fessus* (Stover)
a) Çapraz polarize ışıkta, b) Normal ışıkta, (985 A 002), 3500x

LEVHA I - PLATE I



LEVHA 2 - PLATE 2

Şekil 1: *Cretarhabdus crenulatus* Bramlette ve Martini
a) Çapraz-polarize ışıkta, b) Normal ışıkta, (985 A 002), 3500x

Figure 1: *Cretarhabdus crenulatus* Bramlette ve Martini
a) Cross polarized light b) Transmitted light, (985 A 002), 3500x

Şekil 2: *Cretarhabdus conicus* Bramlette ve Martini
a) Çapraz polarize ışıkta, b) Normal ışıkta, (985 A 017), 3000x

Figure 2: *Cretarhabdus conicus* Bramlette ve Martini
a) Cross polarized light b) Transmitted light, (985 A 017), 3000x

Şekil 3: *Stradneria crenulata* (Bramlette ve Martini) Noel Çapraz polarize ışıkta, (985 A 015B), 3500x

Figure 3: *Stradneria crenulata* (Bramlette ve Martini) Noel Cross-polarized light, (985 A 015B), 3500x

Şekil 4: *Predicospaera spinosa* (Bramlette ve Martini)
a) Çapraz polarize ışıkta, b) Normal ışıkta, (985 A 001), 3000x

Figure 4: *Predicospaera spinosa* (Bramlette ve Martini)
a) Cross-polarized light b) Transmitted light, (985 A 001), 3000x

Şekil 5: *Stradneria crenulata* (Bramlette ve Martini) Noel
a) Çapraz polarize ışıkta, b) Normal ışıkta, (985 A 001), 2500x

Figure 5: *Stradneria crenulata* (Bramlette ve Martini) Noel
a) Cross polarized light, b) Transmitted light, (985 A 001), 2500x

Şekil 6: *Predicospaera cretacea* (Arkhangelsky)
a) Normal ışıkta, b) Çapraz-polarize ışıkta, (985 A 001), 2500x.

Figure 6: *Predicospaera cretacea* (Arkhangelsky)
a) Transmitted light, b) Cross polarized light (985 A 001), 2500x

Şekil 7: *Predicospaera cretacea* (Arkhangelsky)
a) Normal ışıkta, b) Çapraz-polarize ışıkta, (985 A 005), 1500x.

Figure 7: *Predicospaera cretacea* (Arkhangelsky)
a) Normal ışıkta, b) Çapraz polarize ışıkta, (985 A 005), 1500x

Şekil 8: *Cribrosphaera ehrenbergi* Arkhangelsky
a) Normal ışıkta, b) Çapraz-polarize ışıkta, (985 A 001), 3000x.

Figure 8: *Cribrosphaera ehrenbergi* Arkhangelsky
a) Transmitted light, b) Cross-polarized light (985 A 001), 3000x

Şekil 9: *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina
a) Çapraz-polarize ışıkta, b) Normal ışıkta, (985 A 017), 2500x

Figure 9: *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina
a) Cross polarized light, b) Transmitted light, (985 A 017), 2500x

Şekil 10: *Biscutum* sp.
Çapraz-polarize ışıkta, (985 A 002), 3000x

Figure 10: *Biscutum* sp.
Cross polarized light, (985 A 002), 3000x

Şekil 11: *Biscutum constans* (Gorka)
a) Normal ışıkta, b) Çapraz-polarize ışıkta, (985 A 001), 2000x.

Figure 11: *Biscutum constans* (Gorka)
a) Transmitted light, b) Cross-polarized light (985 A 001), 2000x

Şekil 12: *Broinsonia parca* (Stradner)
a) Çapraz-polarize ışıkta, b) Normal ışıkta, (985 A 002), 3000x

Figure 12: *Broinsonia parca* (Stradner)
a) Cross-polarized light, b) Transmitted light, (985 A 002), 3000x

Şekil 13: *Broinsonia enormis* (Shumenko)
a) Normal ışıkta, b) Çapraz-polarize ışıkta, (985 A 001), 4000x.

Figure 13: *Broinsonia enormis* (Shumenko)
a) Transmitted light, b) Cross polarized light (985 A 001), 4000x

Şekil 14: *Gartnerago segmentatum* (Stover)
Figure 14: *Gartnerago segmentatum* (Stover)
a) Cross-polarized light, b) Transmitted light, (985 A 025), 2500x

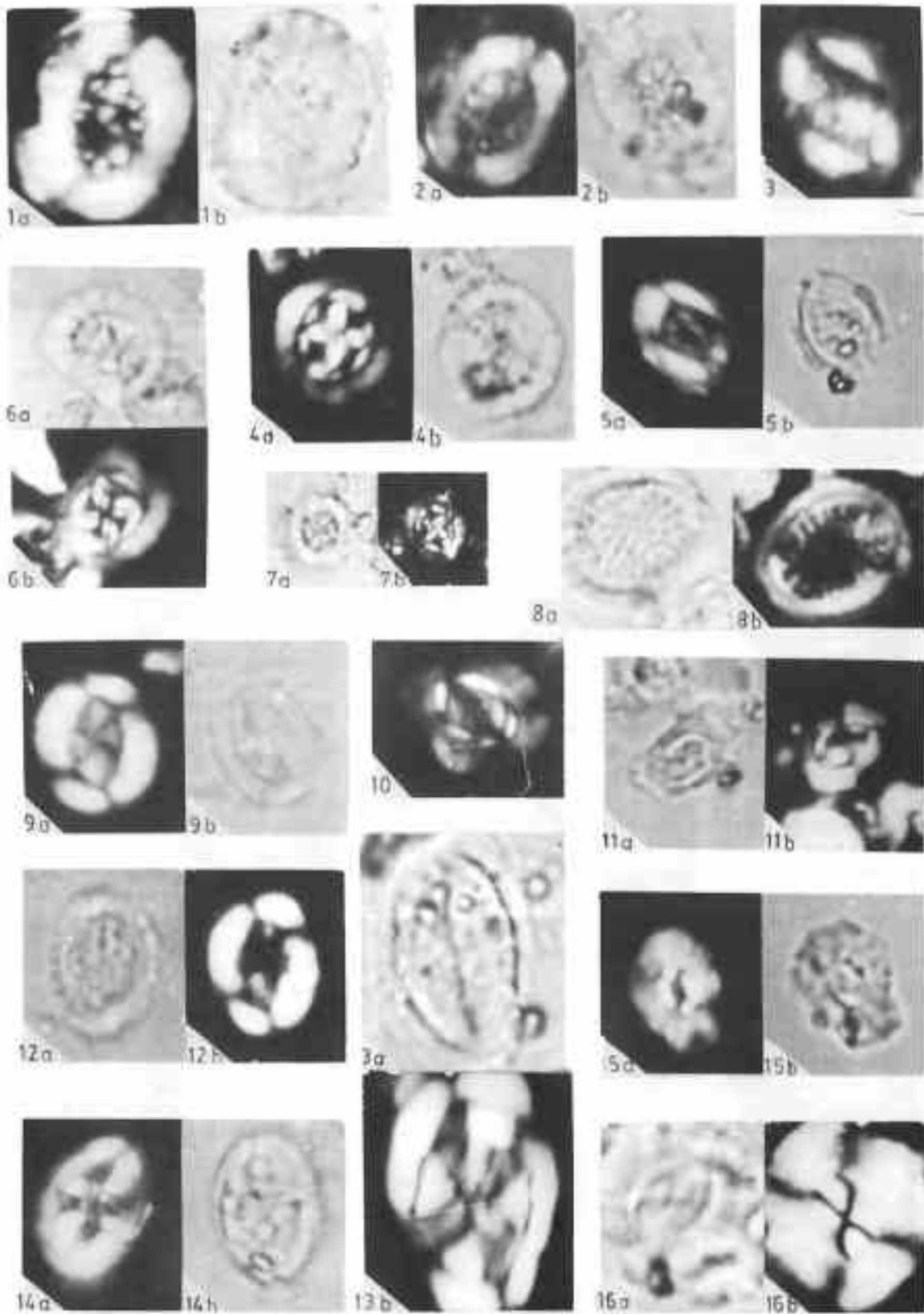
Şekil 15: *Biscutum blacki* Gartner
a) Çapraz polarize ışıkta, b) Normal ışıkta, (985 A 001), 3500x

Figure 15: *Biscutum blacki* Gartner
a) Cross-polarized light, b) Transmitted light, (985 A 001), 3500x

Şekil 16: *Watznaueria barnesae* (Black)
a) Normal ışıkta, b) Çapraz-polarize ışıkta, (985 A 001), 3500x.

Figure 16: *Watznaueria barnesae* (Black)
a) Transmitted light, b) Cross polarized light (985 A 001), 3500x

LEVHA 2 - PLATE 2



LEVHA 3 - PLATE 3

Şekil 1: *Manlytella pemmatoides* (Deflandre)
Normal ışıkta, (985 A 017), 3000x

Figure 1: *Manlytella pemmatoides* (Deflandre)
Transmitted light, (985 A 017), 3000x

Şekil 2: *Braarudosphaera discula* Bramlette ve
Riedel

Çapraz polarize ışıkta, (985 A 005), 2000x

Figure 2: *Braarudosphaera discula* Bramlette ve
Riedel

Cross polarized light (985 A 005), 2000x

Şekil 3: *Microrhabdulus stradneri* Bramlette ve
Martini

a) Normal ışıkta, b) Çapraz-polarize ışıkta, (985 A
001), 1600x

Figure 3: *Microrhabdulus stradneri* Bramlette ve
Martini

a) Transmitted light, b) Cross polarized light (985
A 001), 1600x

Şekil 4: *Microrhabdulus belgicus* Hay ve Towe

a) Normal ışıkta, b) Çapraz polarize ışıkta, (985 A
001), 3000x

Figure 4: *Microrhabdulus belgicus* Hay ve Towe

a) Transmitted light, b) Cross polarized light (985
A 001), 3000x

Şekil 5: *Lithraphidites carniolensis* Deflandre

a) Çapraz polarize ışıkta, b) Normal ışıkta, (985 A
001), 2000x

Figure 5: *Lithraphidites carniolensis* Deflandre

a) Cross-polarized light, b) Transmitted light,
(985 A 001), 2000x

Şekil 6: *Lithraphidites quadratus* Bramlette ve
Martini

a) Normal ışıkta, b) Çapraz polarize ışıkta, (985 A
001), 2000x

Figure 6: *Lithraphidites quadratus* Bramlette ve
Martini

a) Transmitted light, b) Cross-polarized light,
(985 A 001), 2000x

Şekil 7: *Lithraphidites quadratus* Bramlette ve
Martini

a) Çapraz polarize ışıkta, b) Kontrast ışıkta, (985
A 002), 3000x

Figure 7: *Lithraphidites quadratus* Bramlette ve
Martini

a) Cross polarized light, b) Phase contrast, (985 A
002), 3000x

Şekil 8: *Lithraphidites quadratus* Bramlette ve
Martini Kontrast ışıkta, (985 A 002), 3000x

Figure 8: *Lithraphidites quadratus* Bramlette ve
Martini Phase contrast, (985 A 002), 3000x

Şekil 9: *Microrhabdulus decoratus* Deflandre

Çapraz-polarize ışıkta, (985 A 002), 2000x

Figure 9: *Microrhabdulus decoratus* Deflandre

Cross-polarized light, (985 A 002), 2000x

Şekil 10: *Lithraphidites quadratus* Bramlette ve
Martini

a) Çapraz-polarize ışıkta, b) Normal ışıkta, (985 A
005), 3500x

Figure 10: *Lithraphidites quadratus* Bramlette ve
Martini

a) Cross polarized light, b) Transmitted light,
(985 A 005), 3500x

Şekil 11: *Lucianorhabdus cayeuxi* Deflandre

Çapraz polarize ışıkta, (985 A 002), 3000x

Figure 11: *Lucianorhabdus cayeuxi* Deflandre

Cross polarized light, (985 A 002), 3000x

Şekil 12: *Tetrallithus obscurus* Deflandre

a) Normal ışıkta, b) Çapraz polarize ışıkta, (985 A
001), 3500x

Figure 12: *Tetrallithus obscurus* Deflandre

a) Transmitted light, b) Cross polarized light,
(985 A 001), 3500x

Şekil 13: *Lithastrinus floralis* Stradner

a) Normal ışıkta, b) Çapraz polarize ışıkta, (985 A
001), 2500x

Figure 13: *Lithastrinus floralis* Stradner

a) Transmitted light, b) Cross polarized light,
(985 A 001), 2500x

Şekil 14: *Micula staurophora* (Gardet)

Kontrast ışıkta, (985 A 002), 3500x

Figure 14: *Micula staurophora* (Gardet)

Phase contrast, (985 A 002), 3500x

Şekil 15: *Lithastrinus griffithi* Stradner

Çapraz-polarize ışıkta, (985 A 002), 2500x

Figure 15: *Lithastrinus griffithi* Stradner

Cross polarized light, (985 A 002), 2500x

Şekil 16: *Ceratolithoides aculeus* (Gartner)

a) Normal ışıkta, b) Çapraz polarize ışıkta, (985 A
001), 2000x

Figure 16: *Ceratolithoides aculeus* (Gartner)

a) Çapraz polarize ışıkta, b) Normal ışıkta, (986 A
020), 2000x

Figure 17: *Ottavianus glannus* Risatti

a) Cross polarized light, b) Transmitted light,
(986 A 020), 2000x

Şekil 18: *Tetrallithus ovalis* Stradner

a) Normal ışıkta, b) Çapraz-polarize ışıkta, (986 A
053), 3500x

Figure 18: *Tetrallithus ovalis* Stradner

a) Transmitted light, b) Cross-polarized light,
(986 A 053), 3500x

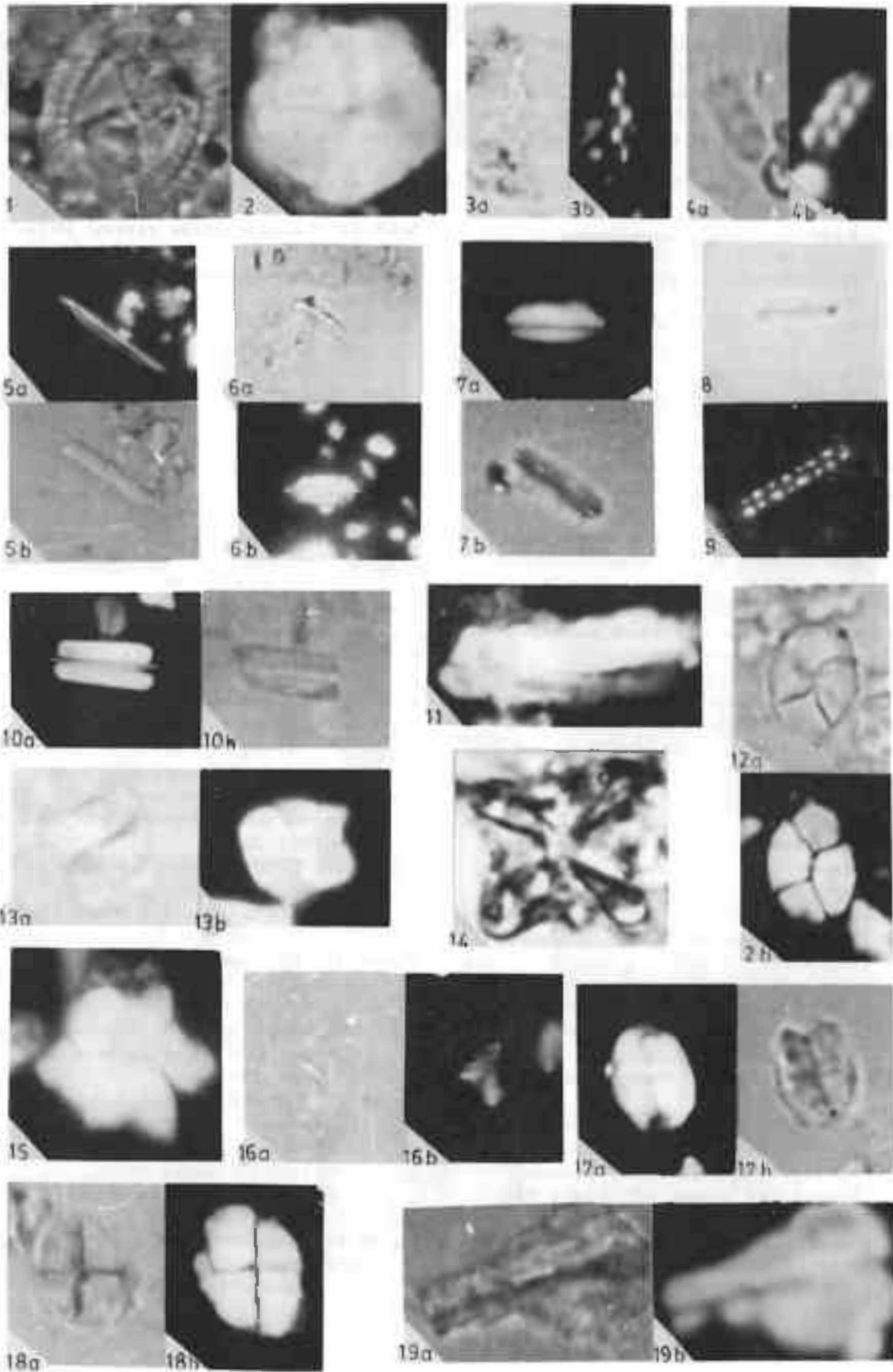
Şekil 19: *Lucianorhabdus* sp.

a) Normal ışıkta, b) Çapraz-polarize ışıkta, (986 A
015), 1500x

Figure 19: *Lucianorhabdus* sp.

a) Transmitted light, b) Cross-polarized light,
(986 A 015), 1500x

LEVHA 3 - PLATE 3



Protictitherium intermedium'a ait izole sol P4 bulgusu

On the presence of the isolated left P4 of the Protictitherium intermedium

FERAL ARSLAN EÜ Doğa Tarihi Enstitüsü, İzmir

ÖZ : Çalışmanın konusunu Bayraktepe Formasyonu Dutludere Üyesinden (Çanakkale) çıkarılan Protictitherium intermedium'a ait izole sol P4 oluşturmaktadır.

Protictitherium intermedium 1 m kalınlığındaki yersel çakıllı kırmızımsı renkli kaba kumtaşlarından alınmıştır. Aynı düzeyden bu çalışmada Bunolistnodon sp., Listnodon splendens, Dorcatherium sp. bulguları ortaya çıkarılmıştır.

Bulgu yaşının olasılıkla karasal memeli katlarından Geç Aslarsiyen olabileceği düşünülebilir.

ABSTRACT : The subject of this research is to study the isolated left P4 of Protictitherium intermedium found within the member of Dutludere belonging to the formation of Bayraktepe (Çanakkale).

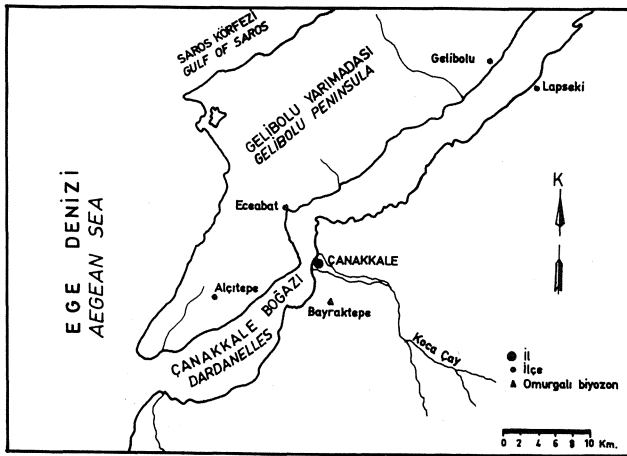
The Protictitherium intermedium is recorded from the coarse grained sandstone, reddish in colour, locally presenting pebbles and with a thickness of one meter. On the other hand, the Bunolistnodon sp., Listnodon splendens, Dorcatherium sp. are also observed within the same level.

The age of this specimen is probably the late Astarasian, according to the continental mammiferous stages.

GİRİŞ

Çalışmanın konusunu Çanakkale merkez ilçenin 10 km güneydoğusunda yer alan (Şekil 1) Bayraktepe Formasyonu Dutludere Üyesinden alınan Protictitherium intermedium Schmidt-Kittler'e ait izole sol P₄ oluşturmaktadır.

Dışçiklerin konumlarını belirleyen terminoloji,



Şekil 1: Yer bulduru haritası.

Figure 1: Location map.

Schmidt-Kittler(1976)'den alınmıştır.

Odontoloji yönteminin esasını, morfolojik gözlemler oluşturmaktadır. Gözlemler, dişin çiğneme yüzeyinde yoğunlaşmıştır. Çiğneme yüzeyinde yer alan dişçiklerin ve diğer oluşukların görünüşleri ve gelişimleri ayrıntılı olarak ele alınmıştır.

Uygulanan zaman ölçeği Rögl ve Steininger (1983)'den alınmıştır.

STRATİGRAFİ

Bayraktepe Formasyonu, alttan üste Sarıyar, Sarpdere, Dutludere ve Radar Üyelerine ayrılır (Ünay, 1980). Bulgumuz Dutludere Üyesi içinden alınmıştır.

Dutludere Üyesi, Orta Miyosen-Geç Miyosen yaşlıdır. Karasal memeli katlarından Astarasiyen ve Valesiyen'i karşılar. Genelde karasal detritik çökellerden yapıldır.

İstifin toplam kalınlığı 40.5 m.dir. Tabanda Sarpdere Üyesi üzerine, 7 m kalınlığında, gri renkli, çamurtaşı ara düzeyleri içeren ince kumtaşları gelir. Üste doğru kırmızı renkli çakıltı, az pekleşmiş kumtaşı, çakıltı ardalların aşısı olarak devam eder. Kumtaşları içindeki çakıltılardan oluşan kanal dolguları dikkat çekicidir. Protictitherium intermedium, tabandan itibaren 25. m de bulunan ve 1 m kalınlığındaki yersel çakıllı kırmızımsı renkli kaba kumtaşlarından alınmıştır. Fosilli düzey, mikroskop tanımlamasına göre, kuvars, feldspat, mika parçaları, genelde asit bileşimli yer yer ponza kırıntılı hematit

çakıllı çok ince killi ve karbonatlı çimento gerci içeren kum taşlarından oluşmuştur. Bu düzeyden aşağıdaki omurgalı fosillerde çıkarılmıştır:

- Bunolistriodon sp.
- Listriodon splendens
- Dorcatherium sp.
- Bulgumuza göre düzey Astarsiyeen yaştadır.

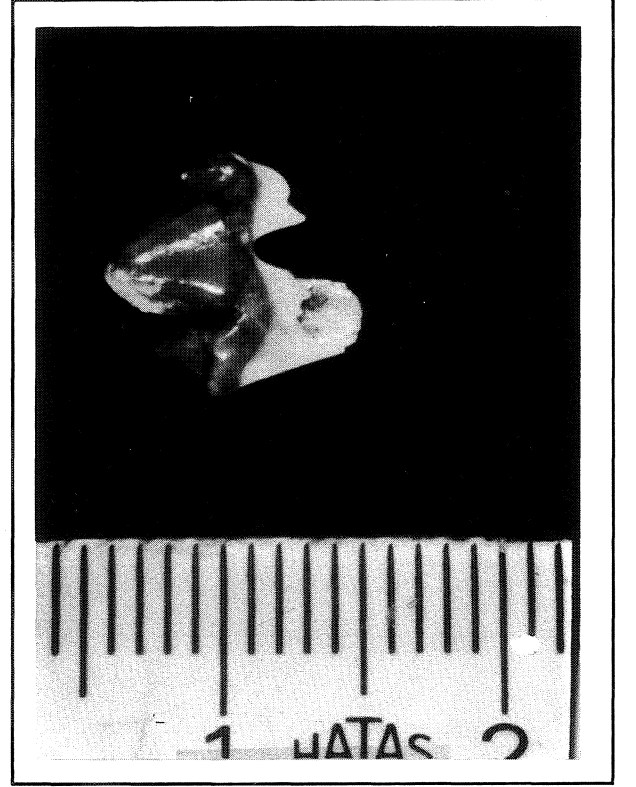


Gereç

izole sol P₄

Tanımlama

Tüm dişin morfolojisini belirleyen egemen dişçik protoconid'tir. Dişin anterior kesimine yakın konumdadır. Protoconid'in mesio ve distal kenarları çok keskin, kenarların tepe noktasından açılımları simetrik, buccal ve



LEVHA I - PLATES I

Şekil 1: Protictitherium intermedium'a ait izole sol P₄'ün occlusal görünümü.

Figure 1: Occlusal view of isolated left P₄ of Protictitherium intermedium.

PALEONTOLOJİ

Sistemik çalışmada Simpson (1945) sistematığı benimsenmiştir.

- Takım : Carnivora Bowdich, 1821
- Alt takım : Fissipeda Blumenbach, 1791
- Üst aile : Feloidea Simpson, 1931
- Aile : Hyanidae Gray, 1869
- Alt aile : Ictitherinae Trouessart, 1897
- Cins : Protictitherium Kretzoi, 1938
Protictitherium intermedium Schmidt-Kittler, 1976 Levha 1, Şekil I, 2

1975 Protictitherium sp., Schmidt-Kittler, sayfa 126

1976 Protictitherium intermedium, Schmidt-Kittler, sayfa 66, levha 3, şekil la, lb, le.

Şekil 2: Protictitherium intermedium'a ait izole sol P₄'ün lingual görünümü.

Figure 2: Lingual view of isolated left P₄ of Protictitherium intermedium.

lingual'den bakıldığında kenarların görünüşleri dişbükeydir. Protoconid'in anteriorunda, protoconid'e buccal ve lingual'e bakımlı sulcus'larla yamanmış, küçük yapıda sivri uçlu parastylid yer almaktadır. Protoconid'in posteriorunda yer alan lantennoconid, protoconid'ten sonra en fazla gelişim gösteren dişçiktir. Protoconid'ten derin sulcus'larla ayrılan lantennoconid çok sivri uçludur. Lantennoconid'in lingual'inde belli belirsiz toplu iğne ucu büyüklüğünde metastylid gözlenmektedir. Süreklilik gösteren cingulum tüm dişi çevrelemektedir. Dişin buccal'inde daha belirgin olan cingulum, dişin distal'inde metastylid'e kadar ulaşan bir kret oluşturmuştur. Kret, özellikle lantennoconid metastylid arasında belirgindir.

Genç bir ferde ait diş aşınma izi taşımamaktadır.

Benzerlik ve Ayrıcalıklar

Protictitherium intermedium, yurdumuzda Çanakkale-Bayraktepe - Dutludere ile Ankara - Kalecik -

Çandır omurgalı biyozonlarından çıkarılmıştır. Türkiye'de bulunan *Protictitherium intermedium* Pelerin'in biyometrik değerleri incelendiğinde (Çizelge 1); Dutludere'den çıkarılan *Protictitherium intermedium*'una ait izole PVün, Ankara - Kalecik - Çandır biyozonundan çıkarılan *Protictithorium intermedium*'una ait iki adet izole Pelerin'den daha büyük yapıda olduğu görülmektedir.

Protictitherium intermedium'un diğer *Protictitherium* türleri ile benzerlik ve ayrıcalıklarının saptanamaması, *Protictitherium* türlerinin odontolojik özellikleriyle biyometrik değerlerinin birbirlerine son derece yakınlığından kaynaklanmaktadır. Buna karşın türler arasında benzerlik ve nüans ayrıcalıklarının iyi bir gözlemle ayrt edilmesi olasıdır.

Protictitherium türlerine ait Pelerin biyometrik değerlerinin karşılaştırılması incelendiğinde (çizelge 2); *Protictitherium intermedium* PVünün diğer *Protictitherium* türleri içinde en küçük yapıda olduğu görülmektedir. Tüm *Protictitherium* türlerinde, Pelerin uzunluk ve genişlik oranlarının doğru orantılı olduğu gözlenmektedir.

Protictitherium intermedium'un diğer *Protictitherium* türleri arasındaki benzerlik ve ayrıcalıkları incelendiğinde; *Protictitherium cingulatum* P^ü Schmidt-Kittler (1976)'ya göre, kaim buccal basal cingulum taşımaktadır. Protoconid'in anteriorunda yer alan parastylid belirgin ve kuvvetlidir.

örneğimiz *Protictitherium intermedium* P^ünde süreklilik gösteren cingulum buccal'de kalın basal cingulum taşımamaktadır. Protoconid'in anteriorunda yer alan parastylid küçük ve alçaktır.

Protictitherium gaillardii P^ünde protoconid'in dışbükey kenarları farklı kalınlıktadır. Protoconid'in anteriorunda yer alan parastylid belirgin değildir.

örneğimiz *Protictitherium intermedium* P4^ünde protoconid'in dışbükey kenarları yaklaşık eş kalınlıktadır. Protoconid'in anteriorundaki parastylid, *Protictitherium gaillardii* P^ünün parastylid'ine benzer, küçük ve alçaktır.

Protictitherium crassum P^ünde parastylid ile lentennoconid dişçikleri arasında yükseklik farkı belirgin ayrıcalıkta değildir. Cingulum; dişin distal'inde, lentennoconid ile metastylid arasında kuvvetli birleştirici

kret oluşturmuştur.

örneğimiz *Protictitherium intermedium* P^ünde, lentennoconid parastylid'e oranla belirgin yüksekliktedir. Cingulum, dişin distal'inde lentennoconid'ten metastylid'e kadar ulaşan kuvvetli olmayan kret görünümündedir.

SONUÇLAR

Protictitherium intermedium Schmidt-Kittler; De Beaumont ve Mein (1973)'e göre, küçülmüş talonoid alanı ve alçalmış talonoid alanda yer alan dişçiklerin çok sivri olması nedeninden Insektivora'ları anımsatmaktadır.

Thenius (1969)'a göre; *Protictitherium intermedium*'un atası, gerçek Ictitherium'larm ataları olan *Protictitherium* Mardır.

Protictitherium intermedium'a Avrupa Miyoseninde rastlanmamıştır.

Çanakkale-Bayraktepe formasyonu'nda araştırma yapan paleontologlar fosil içeriklerine göre aşağıdaki jeokronolojik yaşları vermişlerdir.

Bayraktepe'de ilk paleontoloji çalışması Ozansoy tarafından gerçekleştirilmiştir. Ozansoy (1973), bulmuş olduğu omurgalı fosillere dayanarak faunaya Miyosen sonu yaşını vermiştir.

Bayraktepe memeli faunasının içerdiği *Anchitherium aurelianense* ve *Hipparion* cf. *primigenium*'un, Pikermi (Yunanistan), Maragha (İran) ve Mont leberon (Fransa) lokalitelerinde bulunmaması, Tekkaya (1974a)'ya göre, Bayraktepe memeli faunasında bulunan *Hyaena eximia*'nm, Pikermi, Maragha ve Mont leberon lokalitelerinde bulunması; Erken Pliyosen'in ortasını belirleyen *Hyaena eximia* temel alındığında; Bayraktepe memeli faunasının adı geçen memeli faunalardan daha yaşlı olabileceğini belirtmiştir.

Becker-Platen ve diğerleri (1975), *Protictitherium intermedium* elde edilen Ankara - Kalecik - Çandır omurgalı biyozonuna Orta Miyosen yaşını vermişlerdir.

Bayraktepe Formasyonu demir oksitli kumlu düzeylerine *Stenofiber jaegeri* bulgusuna dayanarak Ünay (1976) biyozona, Sarmasiyen yaşını vermiştir.

Aynı düzeyde *Sparus* aff. *auratus* Linne, *Sparus cinctus* Agassiz *Diplodus* sp.'ye ait balık çene dişlerinin diğer omurgalı fauna ile birlikte bulunması; Er-

P. intermedium P. intermedium P. intermedium
Dutludere Çandır Çandır

	Dutludere	Çandır	Çandır
Uzunluk	8.7	7.9	7.1
Genişlik	4.1	3.5	2.8
Kuvvet Değeri	35.67	27.65	19.8
Paç İndisi	47.12	44.30	39.43

Çizelge 1: Türkiye bulunan *Protictitherium intermedium* P4'lerine ait biyometrik değerler.

Table 1: Biometrical values belonging to the P4 of the *Protictitherium intermedium* of Turkey.

P. intermedium P. cingulatum P. gaillardii P. crassum
Dutludere Yeni Esbhisar Paşalar Ankaşığı

	Dutludere	Yeni Esbhisar	Paşalar	Ankaşığı
Uzunluk	8.7	9.4	9.0	11.6
Genişlik	4.1	4.8	4.2	5.5
Kuvvet değeri	35.67	45.12	37.8	63.8
Paç indisi	47.12	51.06	46.66	47.41

Çizelge 2: Türkiye'de bulunan *Protictitherium* türlerine ait P4'lerin biyometrik değerleri.

Table 2. Biometrical values of the P4 belonging to the specieses of the *Protictitherium* of Turkey.

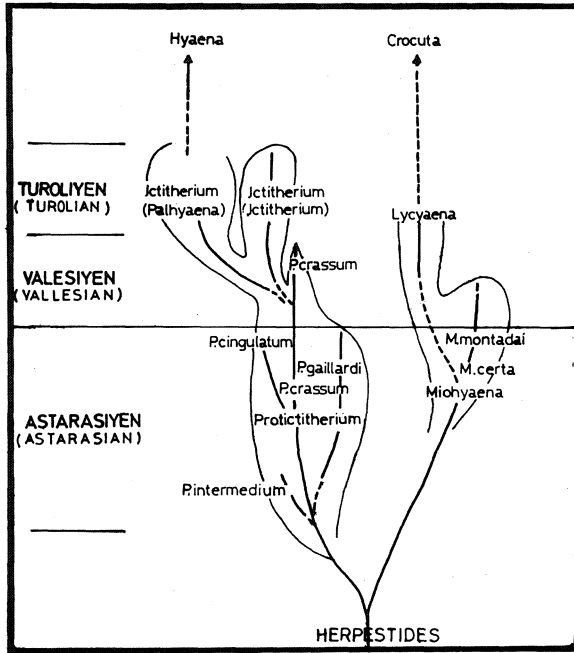
doğan (1978)'e göre, yörenin Tortoniyen çağında bir haliç olabileceğini düşündürmüştür.

Ünay (1980), Bayraktepe Formasyonu Dutludere Üyesi'nde kumtaşı ve çakıltaşlarından oluşan kanal dolgularında **Byzantinia dardanellensis** ve **Byzantinia nikosi** fosillerini bulmuş, biyozona Orta Valesiyen yaşını vermiştir.

Orta Miyosen'de yaşamış olan **Anchitherium aurelianense**'nin Çandır Omurgalı Biyozonu'nda **Protictitherium intermedium** ile birlikte bulunmasını Atalay (1981), biyozon yaşının, Orta Miyosen'e eş gelen karasal memeli katlarından Astarsiyen olabileceği şeklinde yorumlamıştır.

Ünay (1981), Bayraktepe Formasyonu Dutludere Üyesinde **Progonomya cf. cathalai**, **Atlantoxerus sp.**, **Chalicomys jaegeri**, **Chalicomys cf. jaegeri**, **Trogonthierium minutum** ve **Paralaetaga sp.** buluntularını tanımlamış, adı geçen bulgulara dayanarak biyozona Orta Valesiyen karasal memeli katı yaşını vermiştir.

Protictitherium intermedium'un jeokronolojik düşey dağılımı karasal memeli katlarından Astarsiyen'de sınırlı kalmaktadır (Şekil 2).



Şekil 2: **Protictitherium** ve **Ictitherium**'ların düşey dağılımı (Schmidt-Kittler, 1976).

Figure 2: The vertical distribution of the **protictitherium** and **Ictitherium** (Schmidt-Kittler, 1976).

Protictitherium intermedium'un yanısıra Bayraktepe Formasyonu Dutludere Üyesi aynı birimden **Listriodon splendens** ve **Bunolistriodon sp.** fosilleri'de çıkarılmıştır. **Listriodon splendens** ve **Bunolistriodon sp.** fosillerinde düşey dağılımları karasal memeli katlarından Astarsiyen içinde kalmaktadır (Pickford ve Ertürk, 1979).

Bayraktepe Formasyonu Dutludere Üyesi'nin kırmızı renkli çakıllı kaba kumtaşlarından alınan **Protictitherium intermedium** Schmidt-Kittler'in jeokronolojik yaş olasılıkla karasal memeli katlarından Geç Astarsiyen olabileceği düşünülebilir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Atalay, Z., 1981, Çankırı (Ankara) orta Miyoseninde "**Anchitherium aurelianense** Cuvier" bulunması hakkında: Türkiye Jeol. Kur. Eğit., 24, 75-77.
- De Beaumont, G. ve Mein, P., 1973, Decouverte du genre **Broiliana dehm** (**B. dehmi** n. sp.) Procyonidae Carnivora, dans le Burdigalien inferieur de serre de verges, Pyrenees-Orientales: Arch. Sc. Geneve, 26, 1: 93-102.
- Becker-Platen, J.D., Sickenberg, O. ve Tobien, H., 1975, Die Gliederung der kanozoischen Sedimente der Türkei nach Vertebraten-Faunengruppen: in Sickenberg, O., u. Mitarb.: Die Gliederung des höheren Jurgtertiärs und Altquartärs in der internationale Neogen-Stratigraphie, Geol. Jb., B 15, 19-45.
- Erdoğan, K., 1978, Çanakkale-Bayraktepe'nin Tortoniyen yaşlı balık fosilleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 21, 2, 141-144.
- Ozansoy, F., 1973, Les caracteristiques fauniques du Neogene des Dardanelles: Ankara Üniv. Dil Tarih Coğr. Fak. Antropoloji Derg., 6, 171-180.
- Pickford, M. ve Ertürk, Ç., 1979, Suidae and Tayassuidae from Turkey: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22, 141-154.
- Rögl, F. ve Steininger, F. F., 1983, Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und paratethys: Ann. Natur. Mus. 85/a, 135-163.
- Schmidt-Kittler, N., 1975, Obermiozäne und unterpliozäne Raubtiere der Türkei: Geol. Jb., B 15, 125-129.
- Schmidt-Kittler, N., 1976, Raubtiere Aus dem Jungtertiär Kleinasien: Palaeontographica, Abt. A. Band 155.
- Simpson, G.G., 1945, The principles of classification and a classification of Mammals: Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., 85: 106-121.
- Tekkaya, I., 1974a, Çanakkale Güneydoğusundaki Baraktepe omurgalı faunası hakkında ön bildiri: Maden Tetkik Arama Enst., 81, 191-194.
- Thcnius, E., 1969, Phylogenic der Mammalia Stammesgeschichte der Sâgetiere (einschließlich der Hominiden): 722.
- Ünay, E., 1976, Çanakkale Bölgesinde bulunan **Stenofiber Jaegeri** KAUP (Rodentia, Mammalia) kalıntıları: Maden Tetkik Arama Enst., 86, 93-98.
- Ünay, E., 1980, The Cricetodontini (Rodentia) from the Bayraktepe section (Çanakkale, Turkey): Konink. Nederl. Akad. Wetensch., Proc, B 83, 4: 399-418.
- Ünay, E., 1981, Middle and upper Miocene Rodents from the Bayraktepe section (Çanakkale, Turkey): Konink. Nederl. Akad. Wetensch., Proc, B 84, 2: 217-238.

Makalenin Geliş Tarihi : 7.3.1988

Yayma Veriliş Tarihi : 1.9.1990

A reinterpretation of the geology of the Atticocycladic massif (Greece)

Atikosikladik masifinin (Yunanistan) jeolojisine yeni bir yaklaşım

VAİOS AVDIS

I G M E essoghion 70 Athens, Greece

ÖZ : önceleri Atikosikladik Masifinin topografyasının erozyona bağlı olarak geliştiği sanılırdı. Ancak, ayrıntılı saha çalışmaları, topografyanın tektonik kontrolünde geliştiğini ve geniş açılı iki fay takımının dahılınan yönünde kaymaları sonucu oluştuğunu göstermiştir.

Çeşitli kayaç tiplerinin yanyana bulunması, önceki çalışmaları, nap yapılarının ve büyük uyumsuzlukların varlığı düşüncesine sevk etmiştir. Bu yazı daha önce açıklanamayan bu gibi karmaşık yapıların varlığının ve değişik kayaçların birarada bulunmasının, anılan geniş açılı fayların yavaş hareketleri ile ilgili olduğunu açıklayabilmek amacıyla hazırlanmıştır. Bu önemli fay takımlarının varlığını kabul etmek, Atikosikladik Masifinin yapısını anlayabilmeyi olabildiğince basitleştirmektedir.

Bu faylar geniş yaydımaya sahip olup, her ikisinin de düşey hareket miktarları oldukça fazladır. İki fay takımının birbiri üzerindeki hareketinden dolayı, bu önemli fayların oldukça uzun olan çizgisel izleri, hava fotoğraflarında doğrudan doğruya görülememektedir.

ABSTRACT : The topography of the Atticocycladic massif has previously been assumed to be primarily the result of erosion. However detailed field work has shown that the topography is tectonically controlled and is the result of small displip displacements on two sets of high angle faults.

In order to account for the juxtaposition of the various rock types in the field, previous workers have invoked the existence of nappe structures and major unconformities. In this paper the existence of such structures is questioned and it is suggested that these juxtapositions can be accounted for by relatively small movements on high-angle faults. The recognition of these important fault sets considerable simplifies the structure of the Atticocycladic massif.

These faults are widespread and it is thought that a considerable amount of vertical movement is associated with them. These important faults are not immediately apparent on the areal photographs because movement on the two sets inhibits the formation of long linear fault traces.

INTRODUCTION

Considerable debate has been focused on the structure and stratigraphy of the metamorphic rocks of Attica (the mainland of the Atticocycladic massif) and the whole area (fig. 1a). Interpretations put forward by previous workers fall into three categories, (1) existence of unconformities (2) existence of nappes and (3) existence of both unconformities and nappes.

All these interpretations will be questioned in this paper.

Previous Interpretations Of The Geology of Attica

Lepsius (1893) was the first to map Attica systematically. He presented a stratigraphic sequence, which with a few modifications still holds today. (Table 1)

In the metamorphic rocks, which he considered to be of Precambrian age, he distinguished the following sequence of rocks from lowest to highest: "Vari schists", "Pirnari dolomites", "Lowest marble", "Kaesariani schists" and "Upper marble". These are overlain unconformably by Jurassic to Cretaceous Limestones.

The "Athens schists" lie unconformably over these rocks consist of calc schists, chlorite schists, quartzites, limestones and (in the area of Laurium? metavolcanic rocks. It is worth noting that some of the limestones, Lepsius described, are tectonically brecciated marbles.

Kober (1929) introduced the concept of nappe tectonics to the area, comparing Attica with the Alps. He believed that there was a resemblance between the geology of Attica and that he had noted in a region of the Alps where a window exists through the Pennine nappes, he distinguished three series: The Lower and upper Attica series and the Beotian series (Table 1). The Lowest Attica series and the Beotian series (Table 1). The lowest Attica series consists of metamorphic rocks, including: "Mica-schists", "Marbles and dolomites", the "Vari schists" and the "Penteli gneiss" (see Table 1.)

He assumed, that, the "Lowest Attica series was overlain unconformably by the "Caras formation" of Cretaceous age. The "Caras formation" was overthrust by the "Athens schist" and a limestone that makes up the foothills of mount Hymettos (Table 1) and includes the Arditos and Alepovonuni hills (Fig. 1b). He also considered that the "Athens schists" and the limestone hills were in turn overthrust by the Beotian series which consists of Cretaceous to Jurassic limestones and outcrop on the Acropolis and the Lycabetus hills in Athens.

Marinos and Petrascheck (1956) modified Lepsius's model for the area around Laurium and recognised two systems, one autochthonous the other allochthonous (Table 1). The autochthonous system consists of metamorphic rocks, comprising, the "Lower marble" (including schist intercallations) the "Kaesariani schists"

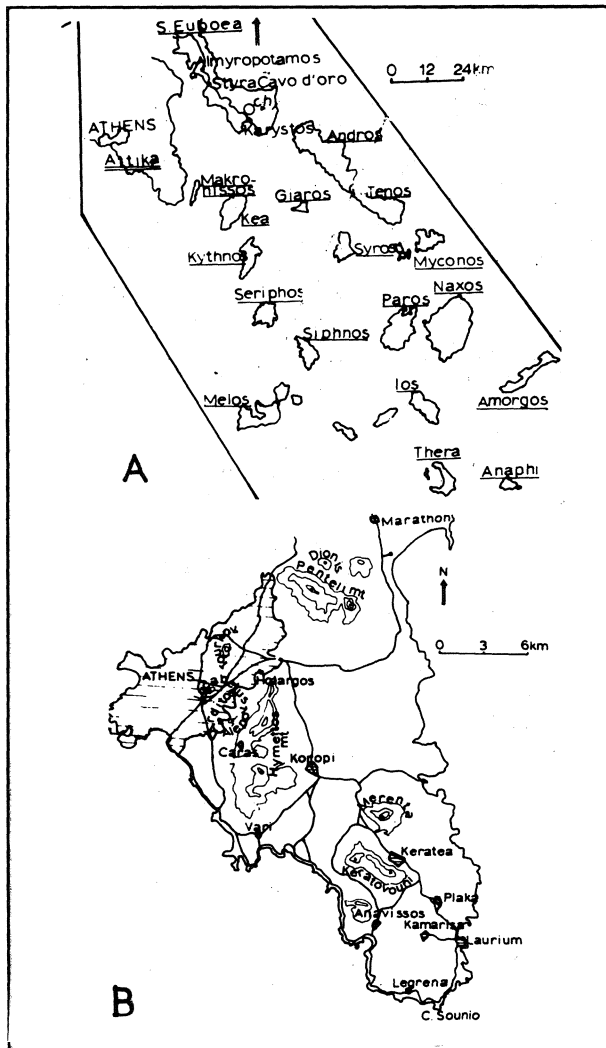
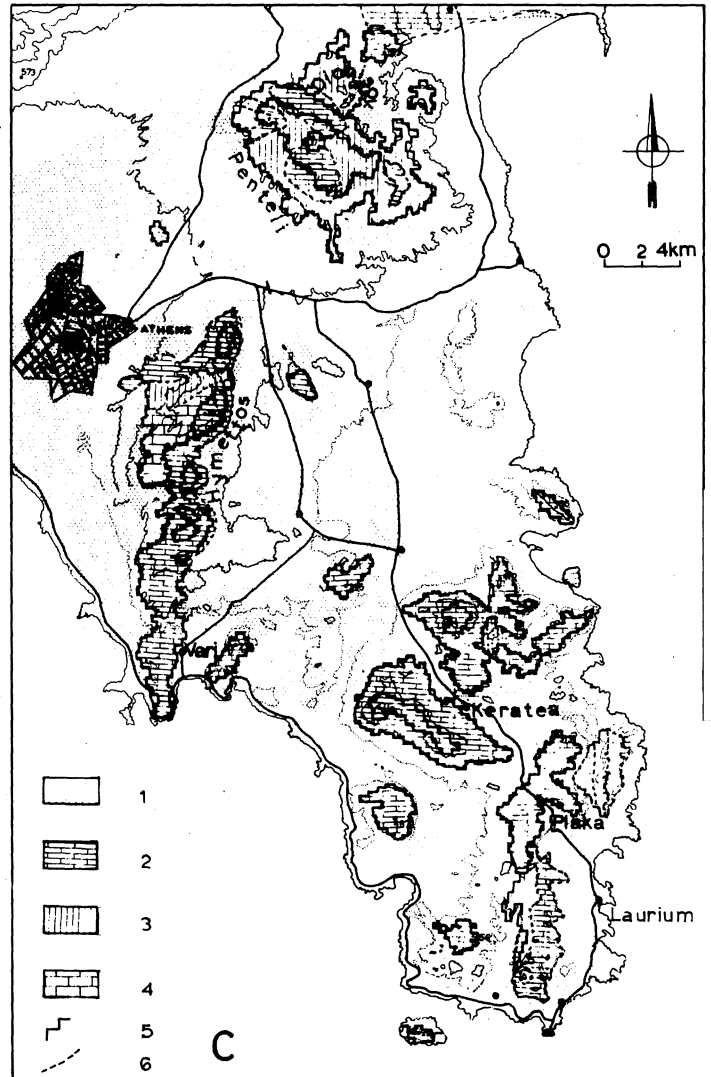


Figure I (a) The Atticocycladic massif, the studied area (b) A map of Attica showing the localities referred to in the text (c) A simplified geological map of Attica (post-Alpine sediments and intrusive rocks are not included) 1 = "kaesariani schists", 2 = "upper marble", 3 = "kaesariani schists", 4 = "lower marble", 5 = Non linear faults (represented by two sets of faults, see text) 6. Geological boundaries.

and the "Upper marble". The allochthonous or "Phyllitic system" comprises semimetamorphic rocks, calcaschists, chloritic schists, quartzites, marbles, limestones and metavolcanic rocks.

To support their views they put forward the following argument:

1. The "Phyllitic system" overlies all the other units. (Fig 2).
2. Both systems are technically brecciated.
3. The metavolcanic rocks of the "phyllitic system" in Laurium have no conduit in the autochthonous system.
4. The "lineations" (they do not specify which ones) in these two systems have different orientations.



Geologists of the "Compagnie Française des Mines de Laurium"¹¹ (they will be referred to as "French geologists" in the text) reverted to Lepsius's interpretation. They distinguished the following series: (Table 17.

1. The "Kamarisa series" which comprises the "Lower marble" overlain unconformably by the "subordinate marbles", "Kamarisa schists" and "upper marble".
2. The "Plaka series" overlies unconformably the "Kamarisa series". The former comprises limestones, marbles and schists (Table 1).
3. Both the "Kamarisa" and "Plaka series" are overlain unconformably by the "Athens schists" or the "Athens series".

The tectonic model of Attica presented by Marinos & Petrascheck (1956) is based on work around Laurium in

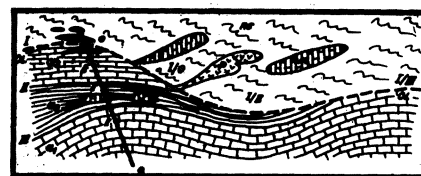


Figure 2 Schematic interpretation of the geology of Attica (After Marinos & Petrascheck 1956). (SL_x = "lower marble", a₂ "kaesariani schists", a₃ = "upper marble", ns = allochthon phyllitic system.

Lepsius (1893)	Kober (1929)	Marinos & Petrascheck (1956)	Internal reports of Comp. Fr. des Mines de Laurium	This paper
Cretaceous † Upper limestone (Lycabetus) Athens schists † ang. unconformity -	Boudian series † Lycabetus Acropolis & Tourkouvousi formation -overthrust -	Jurassic † Cretaceous † Phyllitic system (marbles, quartzites, calc. schists)	Allochthon system † Athens schists -unconformity - Upper Plaka limestone " " schists	Flysch ^{at trans.} Ath. schists †
† Jurassic † Cretaceous † Lower limestone † ang. unconformity -	series of Attica † Athens schists Alepovouni and Arditos limestones overthrust -	- overthrust - Upper marble Kaesariani or Kamarisa schists Lower marble with schist intercallations	† Middle " limestone Lower " schists † ang. unconformity - Upper marble Kamarisa schists Subordinate marble † Autochthon system	Plaka series † Upper ^{at transition} limestone Upper marble † Schist Kaesariani † chert ^{at trans.} OrKamarisa schists † formation schists †
† Precambrian Upper marble Kaesariani schists Lower marble Pirnari dolomites Vari schists	Upper series of Attica † Caras formation † ang. unconformity - Micaceous schists Marble and dolomites Vari schists Penteli Gneiss	† U. Trias † L. U. Jurassic † † U. Trias † L. U. Jurassic † Trias? Jurassic?	† Kamarisa series † - ang. unconformity - Lower marble	† Lower ^{at trans.} limestones Lower marbles † †

Table 1 Previous and present authors' interpretations of the stratigraphy of Attica.

southern Attica. Katsikatsos (1977) working on the whole of Attica and S. Euboiea supports their model but, in addition, considered that the relatively unmetamorphic rocks of northern Attica were themselves thrust over the sequence proposed by Marinos and Petrascheck (table 1). He also recognised Cretaceous fossils in a limestone in the Kamarisa region. He took that limestone to be unmetamorphosed and therefore suggested that it rested unconformably on the metamorphosed rocks of the region.

Fotakis-Tsipouras & Hawkins (1982) made minor modifications to the of the French geologists and suggested an additional member the "Anavissos unit".

Papadeas (in press) working in the Marathon area, distinguished various marbles and schists ranging from Pre-Carboniferous to upper Cretaceous in age. He rejects the idea of nappes but recognises two important unconformities.

Finally Marinos et al (1971, 1974) working in the area around Athens suggest that all the outcropping pelitoclastic rocks and the Cenomanian limestones that make up the "Athens schists".

Whilst preparing the geological map of the Athens area (Athens & Piraeus sheet) Gaitanakis (1981) followed Kober's model (Table 17 which interprets the Cenomanian limestones as relics of a nappe which overlies the "Athens schists" which are of Maestrichtian age.

Present Author's Interpretation

Detailed field work by the present author has revealed numerous high angle-faults, dipping between 65°-90°, the significance of which had previously been overlooked. They occur as members of two sets and have experienced small dip-slip displacements (0-50cm) associated with the differential uplift which has occurred in the area. This has resulted in the formation of dome-like structures (Fig. 3b).

Previously the "upper" and "lower marbles" (table 1) were distinguished from each other by their thicknesses, the "upper marble" has a thickness of 100 m (proved by borehole data) and it is estimated that lower marble has a minimum thickness of 500 m.

However, it is apparent, that, if the region is cut by numerous high angle faults, offsets on these faults may result in the relatively thin "upper marble" having a vertical thickness considerably greater than 100m (Fig. 3b, c, d, & e). If these faults are not recognised the marble would be mistaken for the thick, 'lower marble'. Thickness, therefore should not be used to distinguish the two marble units.

Interpretations and reinterpretations of previous structural sections and structures will now be presented in the light of these high-angle faults.

The model presented by Marinos and Petrascheck (1956) for the structure of Attica is summarised in Fig. 2 and shows the "Athens schists" (called phyllitic system by Marinos and Petrascheck) separated from the other rock units by a major cross cutting thrust. The basis for this model was the recognition in the field of the "phyllitic system" being in contact with successively lower units. (Fig. 2).

Their evidence can, however, be reinterpreted. For example* they observed the "phyllitic system" (recognised by the present author as the "Athens schists") overlying a thick marble which they assumed to be the lower marble. In fact, it is the "upper marble" thickened by the process described above and illustrated in fig. 3b. Work by the present author shows that the "Athens schists" overlie the "upper marble" conformably and where the contact can be seen in the field it is generally transitional and not tectonic. However, movement on these high angle faults often obscures this relationship and brings the "Athens schists" into direct contact with the underlying units Fig. 3a

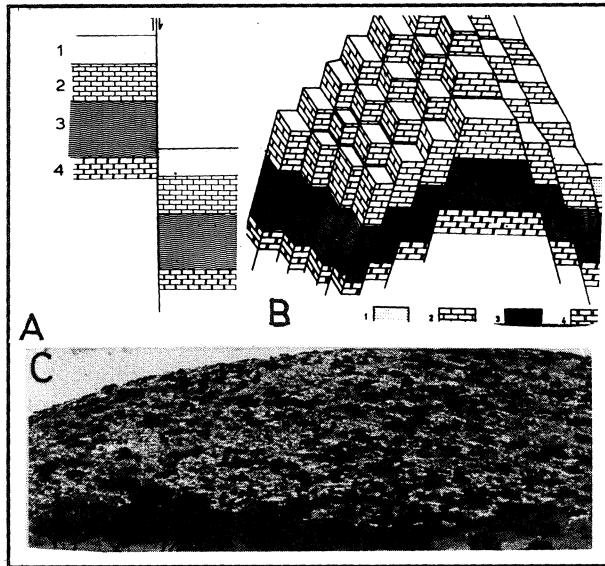
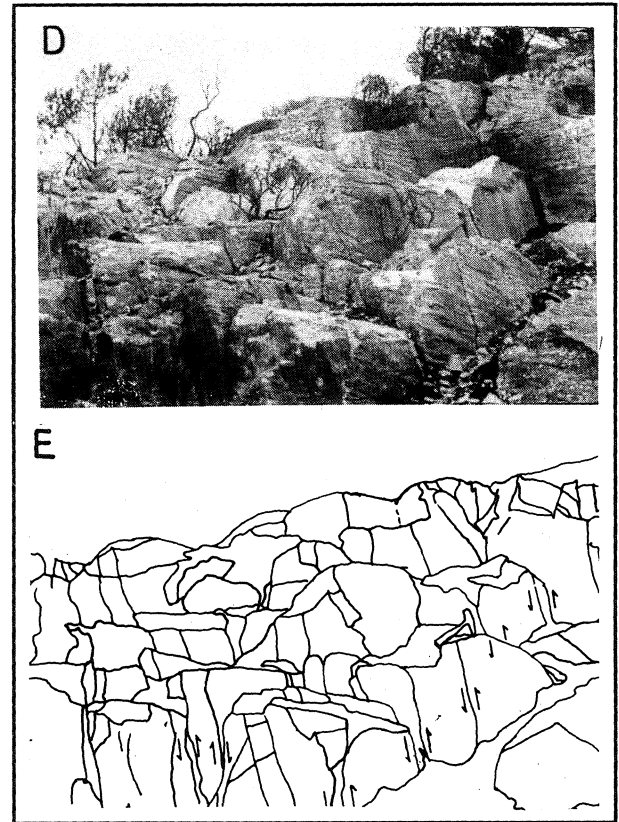


Figure 3 (a) The 'Athens schists' in direct contact with the lower units due to faulting (1 = "Athens schists", 2 = "Upper marble", 3 = "Kaesariani schists", 4 = Lower marble), (b) A dome-like horst structure due to small dip-slip movements on high angle faults, (cd) A photograph of a domelike structure of upper marble near Keratea. (d) Detail of dome-like structure,



In western Keratovouni, Lepsius (1893) described the occurrence of alternations of marble and semi-metamorphosed schists, (the "Pirnari dolomites"), which he considered to underlie the "lower marble". Marinos and Petrascheck (1956) considered them to represent schist intercallations within the "lower marble" (Fig. 4a & b). Both these interpretations are, however, inconsistent with the topography which does not reflect this (Fig. 4c).

Field work, by the present author shows that the bands of schist shown in Fig. 4a & d overlies down-thrown blocks of marble. The fault scarps can be clearly seen in the field, Fig. 4a, d & e. Fortunately, the two major schist units of the area, the "Athens schists" which is only semi-metamorphosed and the "Kaesariani schists", which exhibits green schist facies can be distinguished easily in the field. Lepsius (1893) and Marinos & Petrascheck (1956) considered the schists in Fig. 4a & d to be either below or part of the "Lower marble". They were, therefore, perplexed by its low grade of metamorphism. Indeed Marinos (1942) tried to explain this anomaly by suggesting it was the result of retrogression. However the anomaly no longer exists when it is realised that the schists are the semi-metamorphosed "Athens schists" brought down by movements on the high angle faults. (Fig. 4f).

The "Vari schists" which outcrop in the Vari area (Fig. 1 b & 5) were recognised and named by Lepsius (1893) who considered them to be the lowest unit in Attica (Table 1) The V. schists are semi-metamorphic rocks

and on the basis of field evidence, he considered that they lay under a dolomitic marble, Fig. 5a. Unfortunately the contact between the two rock types is obscured by detritus. However a quarry section (Fig. 6) near Koropi (Fig. 1 b) shows clearly that the semi-metamorphic rocks are down-faulted against the marble. The two rock units have been brought into juxtaposition by movements on high-angle faults and the structure of the area is similar to that in Fig. 3b. On the basis of these observations the present author considers that the Vari schists are stratigraphically equivalent to the "Athens schists" and the dolomitic marble equivalent to the "upper marble".

The "Caras formation" (Table

1) was considered to be a succession of limestones and schists. The present author considers that the alternation of limestones and schists is the result of movements on numerous high angle-faults and that the limestone is equivalent to the "upper marble" and the schists, stratigraphically equivalent to the "Athens schists".

A typical section of the "Athens schists" has been described from the area of Plaka (Fig. 1b) by Lepsius (1893) and Marinos and Petrascheck (1956). They conclude that marbles and limestones are embedded in the "Athens schists" (referred to as the "Phyllitic system" by Marinos & Petrascheck (1956) see Fig. 2.

The French geologists mapped the Plaka area in more detail and distinguished an alternation of limestones and schists with an unconformity between the "Upper Plaka limestone" and the "Athens schists" (table 1 Fig 7a, b & c).

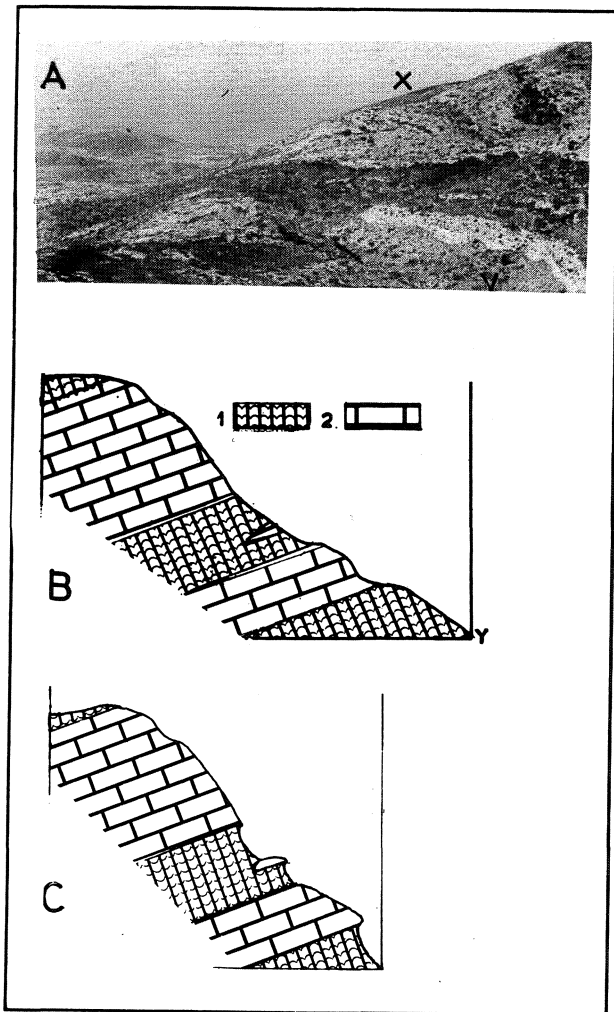
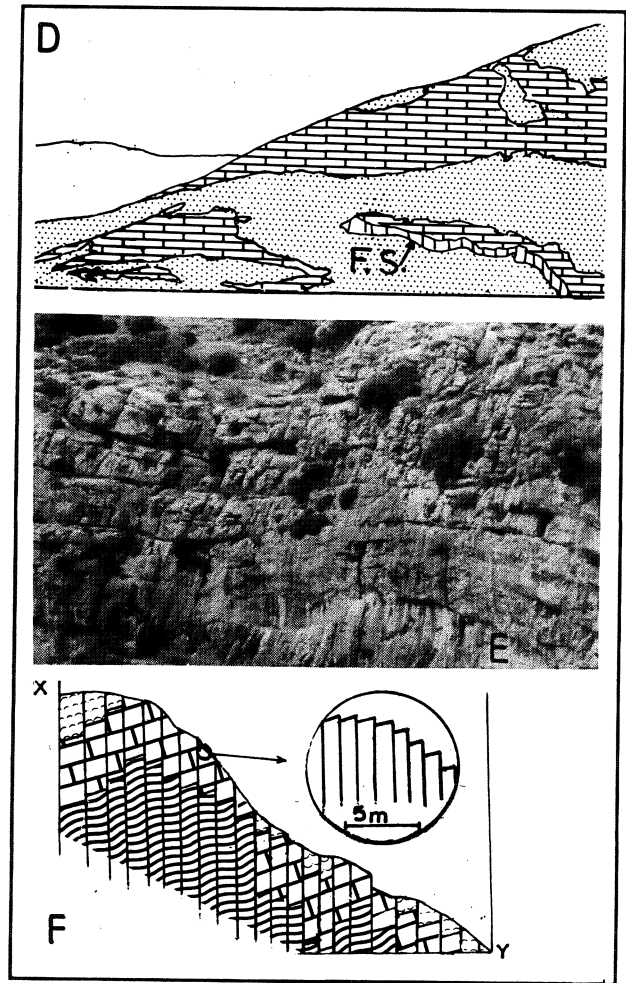


Figure 4 (a) A panoramic view the western Keratovouni area (b) A geological profile (x y) according to previous workers. (c) The expected topography if b was the case (d) A line diagram of a fault scarp, (f) present author's interpretation. The inset depicts the effect of small movements on numerous high angle faults on the topography, (key as in Fig. 3a).

Field work by the present author has shown that these limestones are tectonically brecciated marbles. This brecciation is almost certainly the result of movement on the high-angle faults and there is no doubt that the repetition of limestones (marbles) and schists is due to these same movements and does not reflect an original sedimentary succession. (Fig. 7d). The conclusion of the present author is that the "limestones" are equivalent to the "upper marble" and the repetition of marble and schist by faulting also occurs in the western Keratovouni area.

It is interesting to note that although the French geologists mapped the individual limestones in the Plaka area as separate units, it is sometimes possible in the field to show that the limestones are in fact the same



(Fig. 7c). Superficial inspection of this outcrop pattern would indicate the existence of isoclinal folds. However, detailed field observations show that the outcrop pattern is, in fact the result of faulting on the two sets of high angle faults. (Fig. 7d).

In the Legrena valley (Fig. 1b) previous workers (Lepsius, 1893, Marinos & Petrascheck, 1956 the French geologists and others) have described an "upper marble" unit and a "lower marble" (A & B of Fig. 8a) separated by the "Kaesariani" or "Kamarisa schists" (C in Fig. 8a). In addition they recognised marble intercalations in the "Kaesariani schists" and estimated the thickness of the "Kaesariani schists" at this locality to be 300 m. Which was compatible with the thickness obtained from the borehole data. The French geologists suggested that an unconformity existed between the lower marble and the "Kamarisa schists" which locally include the "subordinate marble" (see Table 1)

Detailed field work, however, has shown that the two marbles (A & B Fig 8a) are the same and have been "Separated" by erosion which has exposed the underlying "Kaesariani schists". Near the village of legrena the two outcrops A and B become one (Fig. 8a). Marinos and petrascheck (1956) recognized that in the Legrena area the two were in contact and considered this to be the result of lateral discontinuities in the Kaesariani schists.

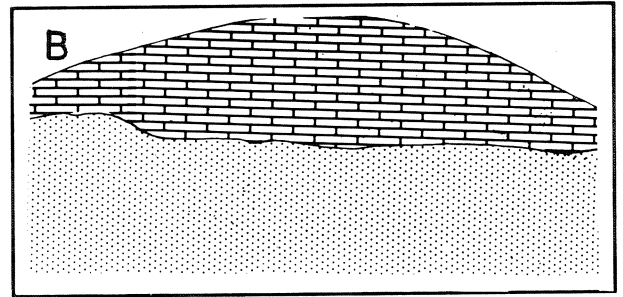
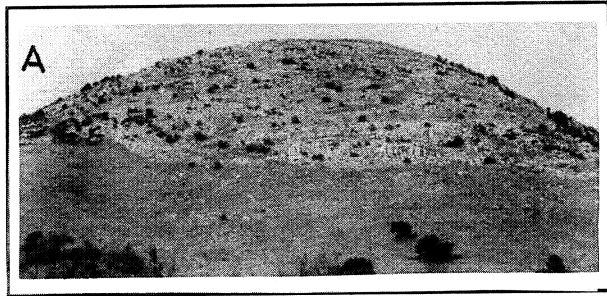


Figure 5 (a) The Vari schists lying topographically lower than the marble, (b) A line diagram of a_f (key as in Fig. 1c).

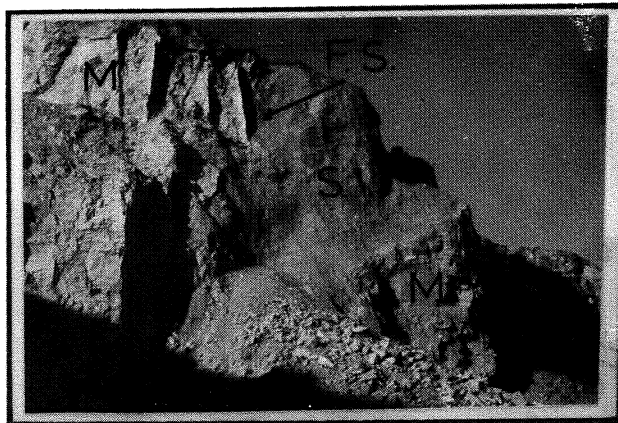
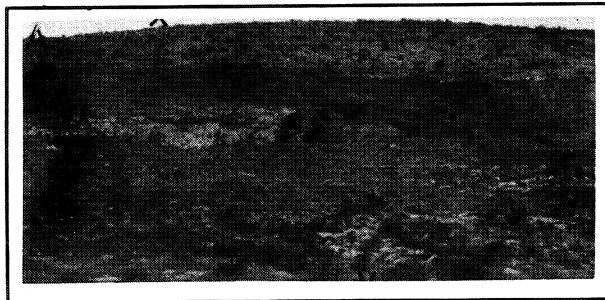


Figure 6 A quarry section reveals that Vari schists overlie the marble. M = marble S = schists F.S. = fault scarp.



The present author's interpretation of the area is shown schematically in Fig. 8b. It can be seen that the marble intercallations in the Kaesariani schists mentioned by previous workers are in fact remnants of the "upper marble" preserved in down faulted blocks. The "subordinate marble" (Table 17 recognised by the French geologists in a mine near Kamarisa (Fig. 1b) is overlain by Kaesariani schists and is interpreted by the present author to represent a horst block wlock which has raised the "lower marble into the Kaesariani schists".

The same phenomenon can be observed at mount Penteli (Fig. 1b) where Lepsius (1893) described a succession from "lower marble", "Kaesariani schists to marble" which was unconformably overlain by the "Athens schists" (Table 1). A different succession for the area was proposed by Kober (1929) (table 17 who considered the two "Penteli gneiss" are overlain by "marbles and dolomites" which in turn are overlain by mica-schists.

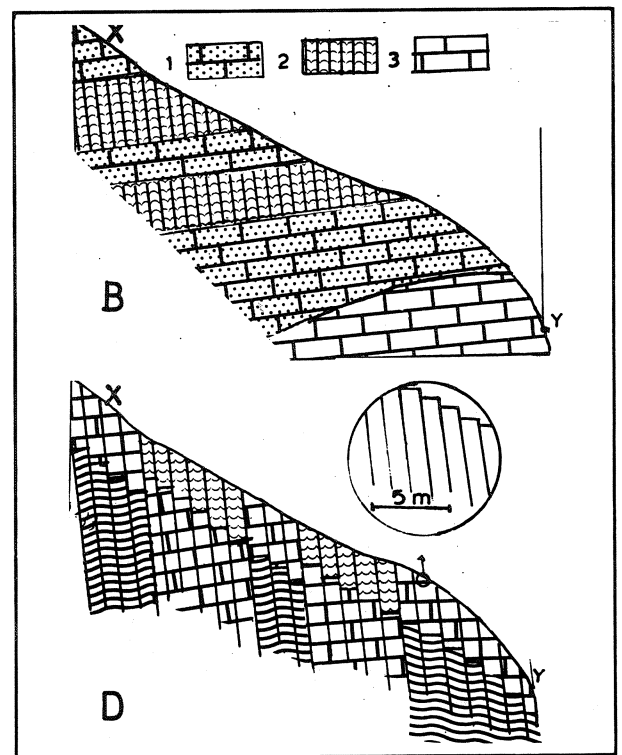
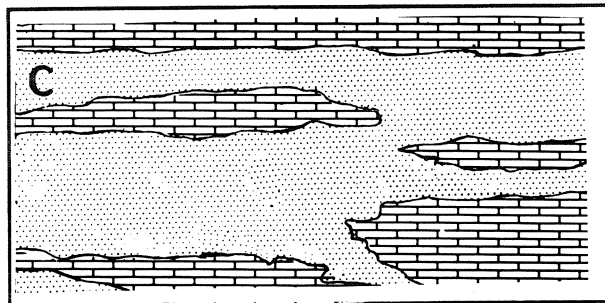


Figure 7 (a) A photograph of the Plaka area, (b) A profile according to the French geologists interpretation 1 = Plaka limestones, 2 = Plaka schists, 3 = Camarisa upper marble, (c) A line diagram of a, (key as in Fig. 1c). Beyond the photographed area the two marbles are linked, (d) Present author's interpretation, (the inset depicts details of the ture topography), (key as in Fig. 3a).

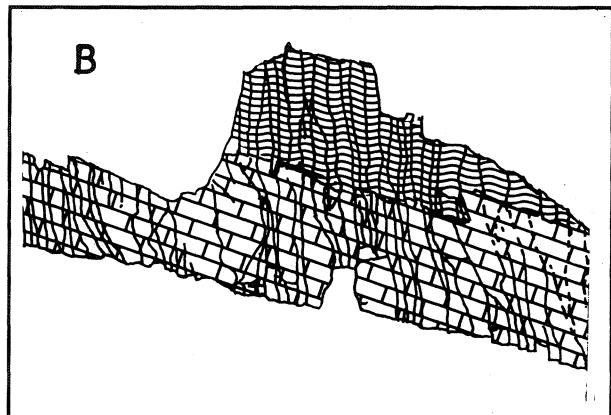
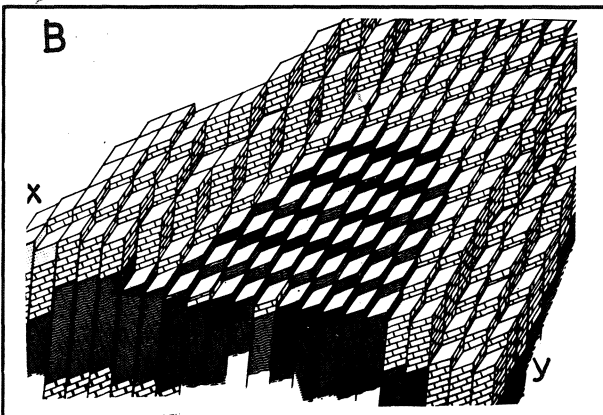
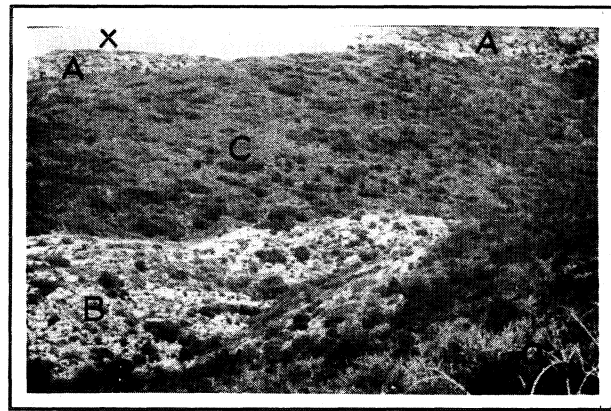
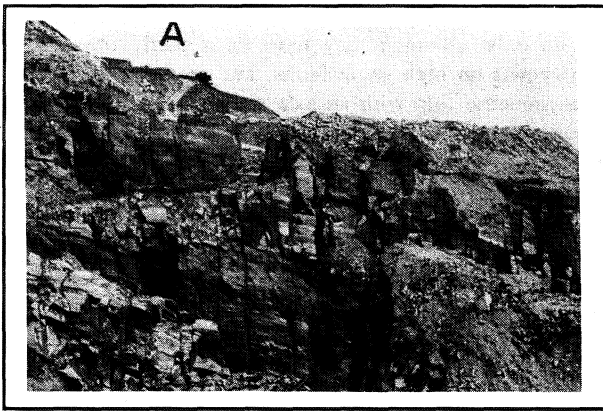


Figure 8 (a) The eastern slope of the Legrena Valley, (b) A model of the present author's interpretation of the geological structure of the area (key as in Fig. 3a).

Figure 9 (a) The 'upper marble' overlying the Kaesariani schists in a quarry at Penteli. Note the numerous high angle faults, (b) A line diagram of a, (key as in Fig. 3a).

Fieldwork by the present author has shown that what Lepsius called "Lower marble" is in fact the "Upper marble" which, because of movements on the high-angle faults, is now thickened by the process described in Fig. 3b. However in a quarry section (Fig. 9) this marble can be clearly seen to rest on top the "Kaesariani schists".

In view of the reinterpretation of the geology of Attica in terms movement on high-angle faults, the reader may begin to question the outcropping of the "lower marble", suspecting that it represents downfaulted upper marble thickened by the process shown in Fig. 3b. however, it does outcrop in the area around Dionysovouni (Fig. 107 and in the northern part of Hymettos mountain (Fig. 1b), where it has been juxtaposed against the "upper marble" by high angle faulting. This is shown in Fig. 11.

The main rock units of Attica i. e. the "lower marble", "Kaesariani schists", "upper marble" and the "Athens schists" show considerable lateral variations in both lithology and metamorphic grade. Gaitanakis (1981) described a lateral transition from the semi-metamorphosed "Athens schists" to flysch of Maestrichtian age. A similar transition has been found by the present author in the region north of mount Penteli. He also observed a lateral transition from "Kaesariani

schists" to clastic sediments in the Holargos area of Athens.

It will be recalled from table 1 that the limestone making up the Acropolis and other hills around Athens was thought to be either a limestone intercalation within the "Athens schists" (Lepsius) or the klippen of a lateral transition from "Kaesariani schists" to clastic sediments in the Holargos area of Athens.

It will be recalled from table 1 that the limestone making up the Acropolis and other hills around Athens was thought to be either a limestone intercalation within the "Athens schists" (Lepsius) or the klippen of a nappe, thrust over the "Athens schists" (Kober).

The present author's interpretation of the geology of the Athens area is shown schematically in Fig. 11. It is argued that all the limestone hills the area are dome-like, up-faulted blocks of Cenomanian limestone ("upper marble") which underlie flysch containing Senonian to Maestrichtian fossils and which is equivalent to the "Athens schists". In addition the "upper marble" overlies clastic sediments which are thought by the author to be stratigraphically equivalent to the "Kaesariani Schists".

The lateral transition from the metamorphic rocks of southern Attica to the relatively unmetamorphosed sediments in the area around Athens is supported by fossils.

occasionally found preserved in the metamorphic rocks, for example, in the Kaesariani schists, Marinós (1948) has found fossils of probable Jurassic age. Cenomanian to aptien fossils have been found in the upper marble (e. g. Leleu & Neumann, 1969, Papadeas 1970, Katsikatos 1977 and Senonian to Maestrichtian fossils have been recorded from "Athens schists" Marinós et al. 1971, 1974, Gaitanakis 1981).

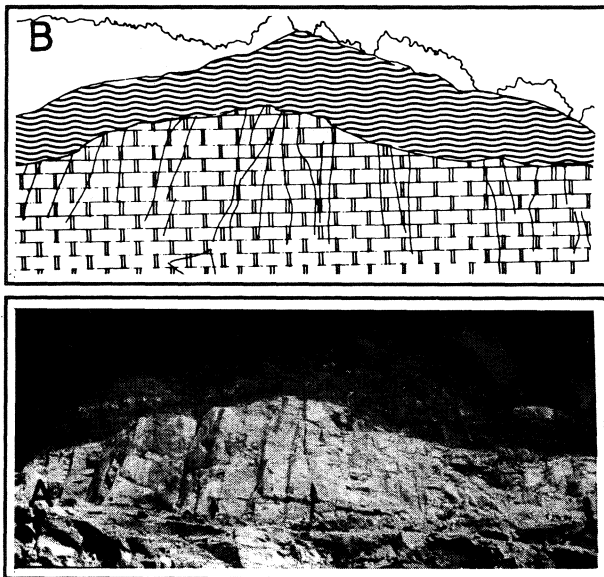


Figure 10 (a) A quarry section at Dionyssovouni showing the lower marble in stratigraphic contact with the underlying Kaesariani schists, (b) A line diagram of a, (key as in Fig. 3a).

The structural pattern of the main rock units of Attica are shown in Fig. 11 and the author has redefined these units as follows.

"Lower marble" is a marble unit which is sometimes dolomitised and which show lateral colour variations- It underlies the "kaesariani schists".

The "Kaesariani schists" is a unit including metamorphosed (greenschist facies) clastic, calcite rich rocks, with vertical and lateral variation in lithology. It also includes serpentinitised ultrabasic rocks. This is overlain by the "Upper marble", which exhibits lateral variation and in places is dolomitised and ankeritised. This unit underlie the "Athens schists" which include semi-metamorphic calcite rich rocks (Including calcshists), chloritic schists, quartzites, altered spilites and (in the schists, quartzites, altered spilites and (in the Laurium area) metavolcanic rocks.

It is worth noting that the general succession listed above is locally found in a reverse order. This is due either to folding or a combination of faulting and slipping as illustrated in Fig. 12.

Although the emphasis of this paper has been to show how small dip-slip movements on two sets of high angle faults can account for much of the present distribution and juxtaposition of rock types, in Attica and that it is not necessary to invoke the existence of nappes and

major unconformities, there is a little doubt that large folds do exist although they have been partly obscured by movements on high angle faults. For example, a large scale asymmetric fold with an axis trending approximately NE runs along the Hymettos mt. and extends to mount Penteli.

The Geology of South Euboea

S. Euboea (Fig. 1a) consists of metamorphic rocks, marbles and schists. Previous workers (Katsikatos, 1977, Bavay & Romain-Bavay, 1980) have suggested the existence of two or three nappes which rest on an autochthon, the Almyropotamos series. Katsikatos (1977) described two nappes (1) the Styra and Ochi series (an alternation of marbles and schists) and (2) the relatively unmetamorphosed sediments of northern Euboea. In addition Katsikatos includes a marble unit in the area of Almyropotamos in the northern part of S. Euboea in which he found Triassic fossils (Megalodon) to be part of the autochthon. Bavay and Romain-Bavay (1980) described two more successive nappes overlying the allochthonous Ochi series.

Fieldwork by the present author indicates that the rock units in S. Euboea are stratigraphically equivalent to those in Attica. He recognises the "Athens schists", the "Upper marble" and the "Kaesariani schists". The lower marble does not crop out on the island and all the marbles are "upper marble". This is supported by the fossils found by Katsikatos (1969) in these marbles which range from Up. Jurassic to Cenomanian in age.

Triassic fossils have been found by Katsikatos (1969) in blocks of marble in the northern part of S. Euboea. However these blocks are not in situ and probably belong to the lower marble and were deposited onto the "upper marble" in the manner shown in Fig. 13.

The alternation of marbles and schists recognised by various previous workers (including Katsikatos, 1977, Bavay & Romain-Bavay, 1980) were considered by them to be a primary alternation (Fig. 14). It is argued by the present author that this is not so and that the "alternation" are actually repetitions of the beds (Upper marble and Athens schists) by movements on high angle faults in exactly the same way as was described earlier in this paper for the area of western Keratovouni (Fig. 4).

Dip-slip movement on high angle faults does not effect the dip of the beds. Displacements of inclined strata and subsequent erosion can give rise to a topography identical to that associated with a dipping, sequence of alternating competent and incompetent rocks, Fig. 15. Examples of topography associated with the model shown in Fig. 15i can be found in the Cavo d'oro and the Ochi mountain areas, Fig. 1a.

The Geology of Cyclades

The stratigraphic succession of Attica (Lower marble Kaesariani schists, Upper marble, Athens schists) together with the tectonic control of topography described above, seems to extend all over the Cyclades (Fig. 1a). Field reconnaissance on the Cycladic islands shows that they are dome-like structures of the Kaesariani schists and the Upper marble with relics of the Athens schists.

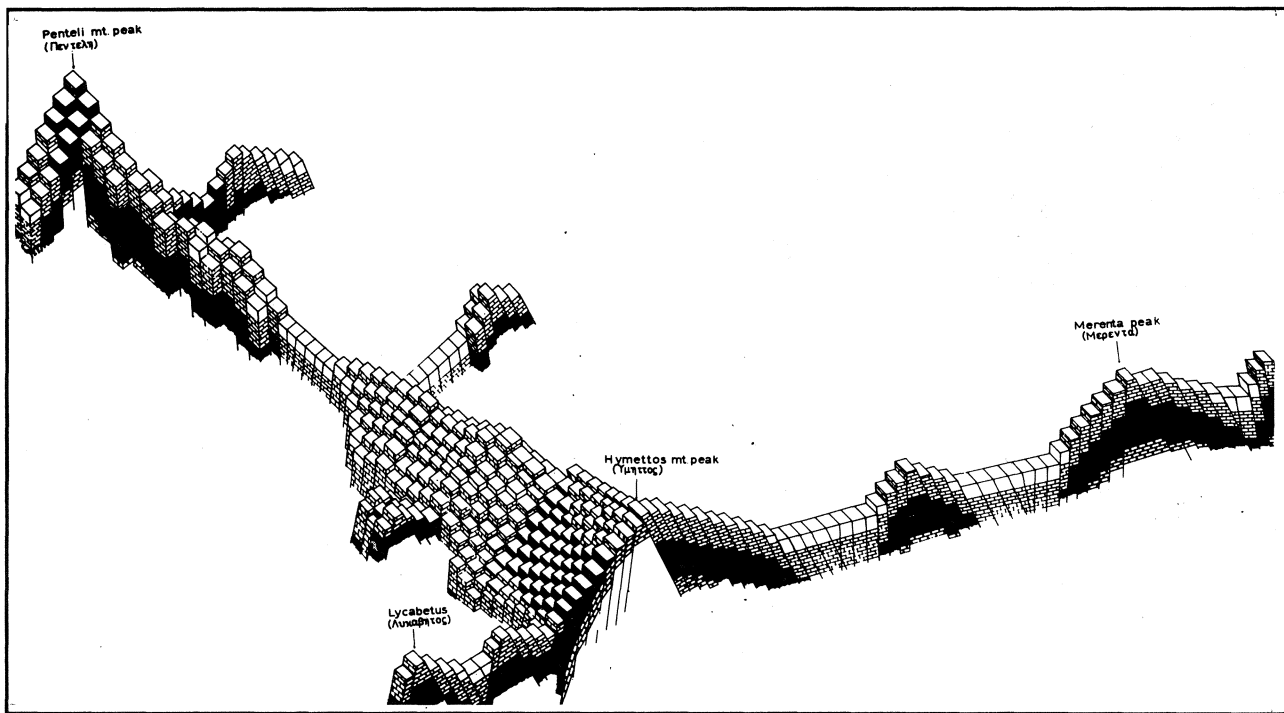


Figure 11 Schematic representation of the structure of Attica, (key as in Fig. 3a).

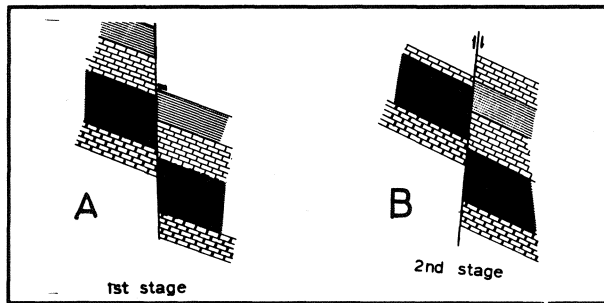


Figure 12 (a) Faulting causing the lateral Juxtaposition of the 'Athens schists' against the originally underlying "upper marble", (b) Subsequent slipping of parts of the 'upper marble' into the "Athens schists" resulting in a local reversal of the succession. (The slipped Athens schists on the downthrown side of the faults have been removed by erosion, key as in Fig. 3a).

SUMMARY

There is considerable evidence that the rocks of Attico-cycladic massif have undergone and are still experiencing differential uplift, for example, raised beach deposits occur at many localities and on Kea, indicate an uplift of 80m. Conversely many archaeological sites are now below sea level. (Marinos, 1971, Caskey, 1971).

Having established that numerous high angle faults exist in the area and that considerable dip-slip displacements have occurred on many of them it is tempting to suggest that they are associated with differential uplift On a regional scale. Further support for this associ-

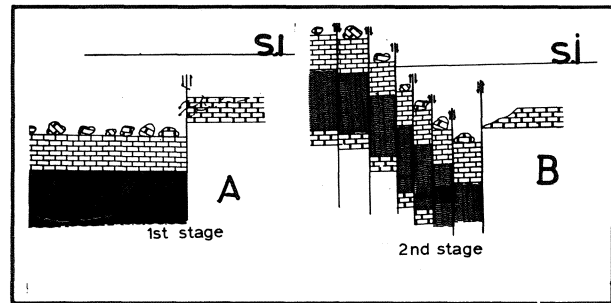


Figure 13 (a) Submarine faulting brings the 'lower marble' to a higher level than the upper marble. Erosion (or simple slippage) places blocks of the "lower marble" over the "upper marble", (b) shows the effect of movement on high angle faults on a, (key as in Fig. 3a).

ation comes from the observation that high angle faults cut even the youngest(quaternary) marine deposits which now outcrop. Only the terrestrial quaternary deposits remain relatively unfaulted.

The fault surfaces vary considerably in appearance from fresh and barren fractures to fractures infilled with mineral such as calcite. In addition the exposed fault scarps range from fresh sharp features to highly weathered and eroded steps.

The formation of "domes" and "basins" by movements on two sets of high-angle faults rather than the more usual tectonic process of folding may account for the much more irregular distribution and geometry of these structures. In addition, the use of minor structures

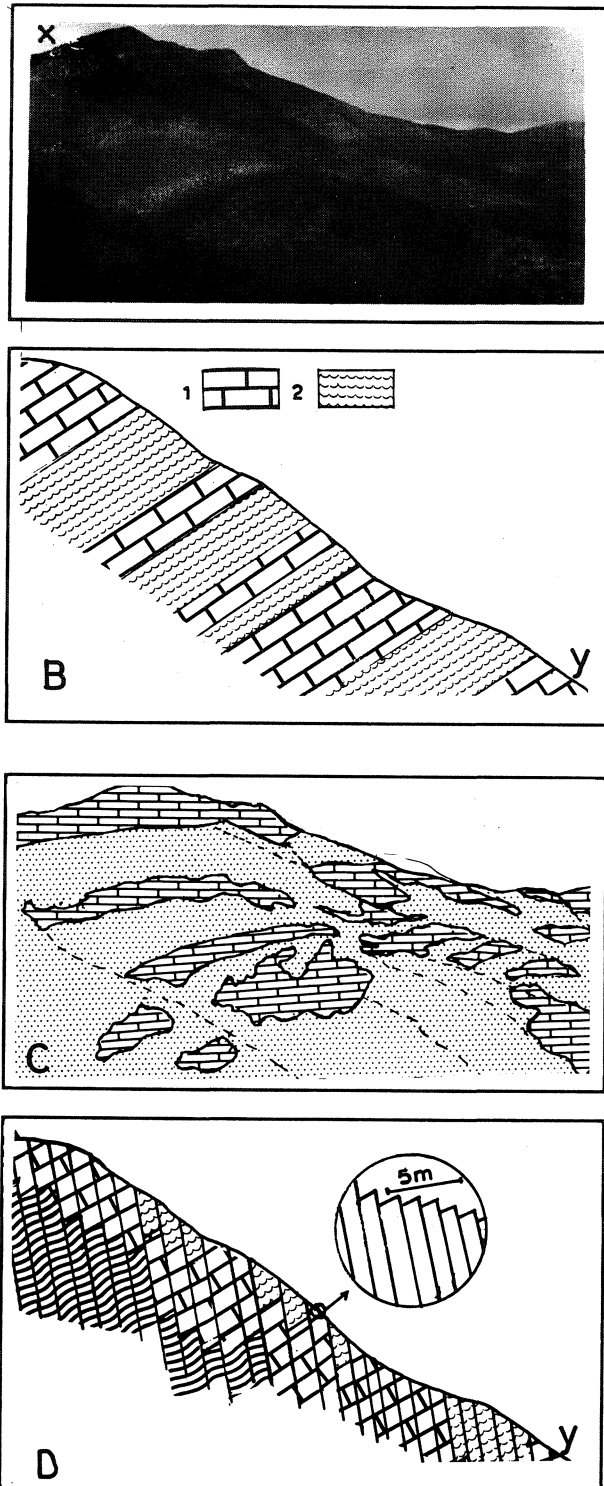


Figure 14 (a) A panoramic view of a "false alternation of marble and schists in the Styra area, (Fig. 1a).
 (b) A profile based on other workers' interpretation of a.
 (c) A line diagram of a, (key as in Fig. 1c).
 (d) Present author's interpretation. The inset depicts details of the topography, (key as in Fig. 3a7).

(dip of bedding, orientation of minor folds, for example) to predict the position of major fold closures will, of course, be invalid if the minor structures are separated from the closure by one or more high angle faults.

It will be noted that erosion of the dome like horst structures shown schematically in Fig. 3b will result in older rocks being found at topographically higher sites than younger rocks.

If it is not recognised that small movements on high-angle faults are responsible for the local change in elevation of the different rocks, it becomes necessary to postulate nappe structures or major unconformities to account for their juxtaposition and distribution.

If it is not apparent that repetition of strata has occurred by movement on high-angle faults then the unwary geologists may interpret the repetition as being of sedimentary origin.

In the authors opinion the high-angle faults are not due to a regional extension but are the brittle response of the over rocks to folding at depths.

Geological Mapping of a Technically Controlled Topography

Geological mapping of an area such as the Atticocycladic massif which is dominated by two sets of closely spaced high angle-faults presents certain problems particularly if no suitable marker horizons are present. Not all the faults can be represented on the maps particularly if the maps are 1: 50, 000 or more. In such terrain it is first necessary to recognise the type of tectonic setting and then to map in representative faults. Dome structures which are the result of movement on high angle faults can be distinguished on map from the domes formed by folding, by the technique used in Fig. 1c. The small faults drawn on this diagram represent a group of faults with the same orientation and the same sense of movement. Because the topography of these regions is controlled by faulting, the positioning of these representative faults on the map will commonly be sub-parallel to prominent topographic slopes.

Conclusions

The juxtaposition of the rock units of the Atticocycladic massif can be explained by small movements on numerous high angle dip-slip faults. It is unnecessary to postulate the existence of nappes or major unconformities. It is thought that differential uplift is responsible for the formation of these high-angle faults.

It is suggested that stratigraphy and structure of many other areas, where the full implications of these high-angle faults has not been appreciated, may need to be reassessed.

Acknowledgement

Part of this work was financed by I. G. M. E. which is acknowledged. Thanks are due to my supervisor Dr. J. W. Cosgrove (Imperial College) for constructive discussions and critical reading of the manuscript.

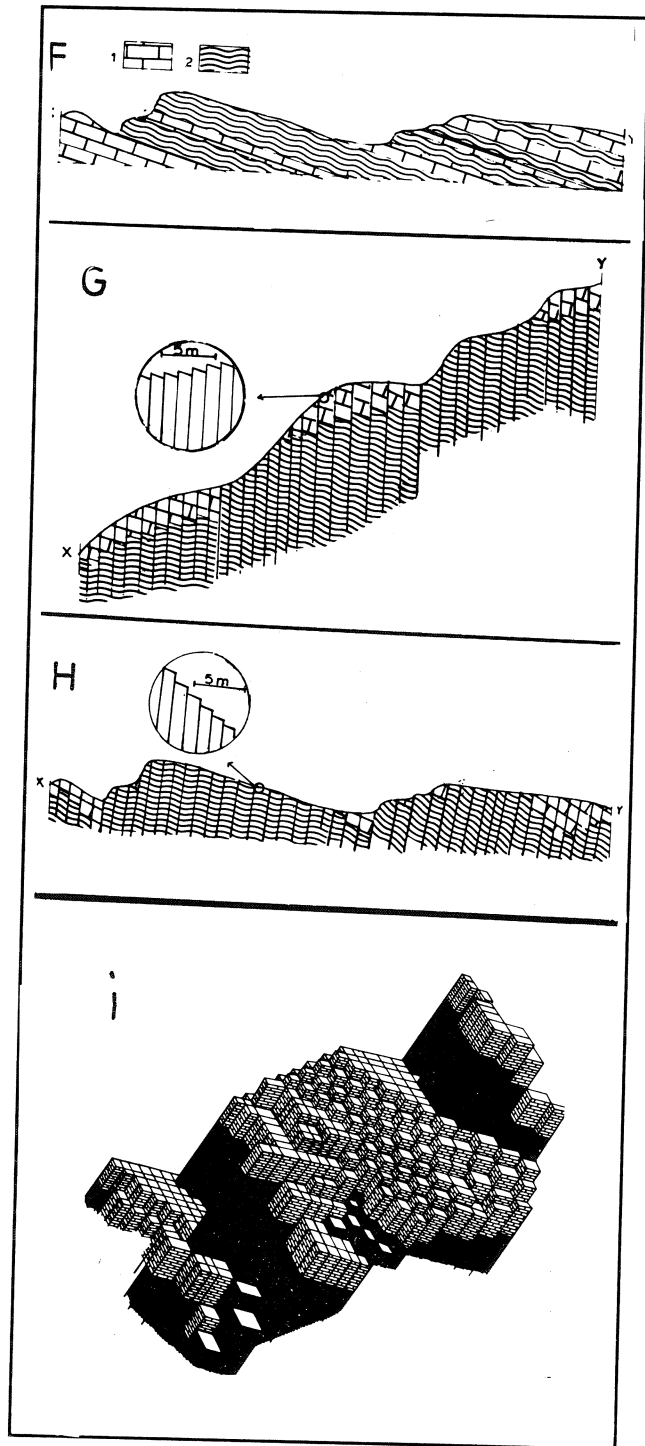
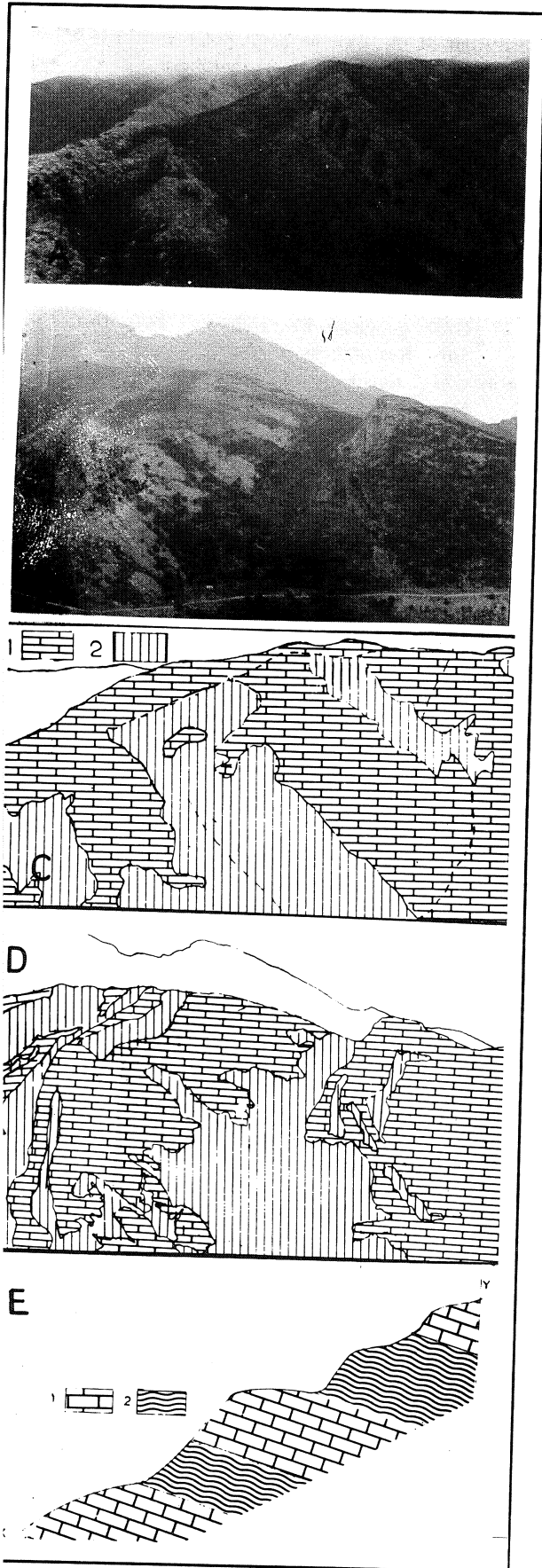


Figure 15 (a) A panoramic view of the "Ochi series" in the Ochi area and (b) the Cavo d' Oro area, (c) & (d) line diagrams of a and b respectively, (key as in Fig. 1c). (e) & (f) previous workers' interpretations of a & b, respectively. (g) & (h), present author's interpretations of a & b respectively, (i) A model showing how movement on high angle faults can give rise to the repetition of marbles and schists in the Ochi and Cavo d' Oro areas, (Fig. 1a, key as in Fig. 3a).

REFERENCES

- Bavay, P. & Romain-Bavay, D. 1980. L'unité de Styra-Ochi. Un ensemble métamorphique de type schistes bleus D'âge Aïpin dans le massif d'Attique-Cyclades (Eubée du sud, Grèce). These de docteur 3 Cycle, Université de Paris-Sud. 358 p.
- Caskey, J. L. 1971. Investigations in Keos Part I: Excavations explorations, 1966-1970. *Hesperia* XL, 4. 358-396 p.
- Fotakis-Isipouras, C. & Hawkins, M. 1982. Preliminary geological and geochemical studies in the Lavrion area (Grèce). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, Vol. XVI 49-63.
- Gaitanakis, P. 1981. Geological map: sheet Athinaïpireus 1:50.000. I.G.M.E.-Athens, Grèce
- Katsikatsos, G. 1969. L'âge du système métamorphique de l'Eubée meridionale et sa subdivision stratigraphique (Note préliminaire). *Praktika Akademias Athinon*. Vol. 44. 223-238.p
- Katsikatsos, G. 1977. "La structure tectonique d'Attique et de l'île d' Eubée". VI Colloquium on the Aegean Region. 211-128 p IGME, Athens.
- Kober, L. 1929. Beitrage zur geologie von Attica. *Sitz. Akad. Wien* 138, 299-327. 299-329 p.
- Leleu, M. & Neumann, M. 1969. L'âge des formations cristallines de l'Attique: du Palaeozoïque au Mesozoïque". *C.R.Ac. Sc. Paris* 268 D, 1361-1363 Paris.
- Lepsius, R. 1893. "Geologie von Attica". *Zeitschr. f. Prakt. Geol.*, 4, 1969 Karten 1: 25.000, Berlin. 592 p.
- Marinos, G. 1942. Contribution in the petrology of the metamorphism rocks of S E Grèce. The spreading out of the alkaline amphiboles and their correlation to the dynamometamorphism. *Praktika Akd. Athinon* 210-217 p.
- Marinos, G. 1948. The age of the metamorphic rocks of Attica. *Bull. Of the geol. society of Grèce*. Vol. II part 1. 1-13 p.
- Marinos, G. 1971. The coastal geology of Ionian and Aegean seas. A case study from Kerkyra and Attica. *Proceedings of Oceanographic Institute Athens (Grèce)* Vol. Xa 9-18 p.
- Marinos, G. & Petrascheck, W. E. 1956. "Laurium". *Geol. geophys. Research* 4, 1-247p *Inst. Geol. Subs. Res. Athens*.
- Marinos, G. , Katsikatsos, G. & Mirkou-Peripopoulou R. M. , 1971. "The system of "Athens schist: I. Stratigraphy and structure". *Ann. Geol. des Pays Helleniques*. 183-216p.
- Marinos, G. , Katsikatsos, G. , Georgiadou-Dikeoulia & Mirkou-Peripopoulou
- R.M. 1974. The system of "Athens schists". II.: Stratigraphy and structure, *Ann. Geol. des Pays Helleniques*, 439-444p.
- Papadeas, G. 1970. "Zur stratigraphie und Altersstellung der Meta morphen Serien NE von Athen (Marathon)". *Prakt. Akad. Athinon*, Vol. 44, 10-18, Athens.
- Papadeas, G. "The stratigraphy and the age of the metamorphic rocks of NE Attica" *Bull Of the Geol. Society of Grèce*. (In press).

Makalenin Geliş Tarihi -.3.5.1988
Yayma Veriliş Tarihi : 1.9.1990