

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Ağustos, 1991 Cilt 34 Sayı 2
August, 1991 Vol 34 No 2

Geological Bulletin of Turkey
ISSN 1016 - 9164

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

- Datça (Muğla) Yarımadasının stratigrafisi ve tektoniği**
Stratigraphy and tectonics of the Datça (Muğla) Peninsula
..... ŞÜKRÜ ERSOY 1
- Varto, Hınıs, Bulanık, Malazgirt yöresi linyitlerinin petrografik özellikleri**
Petrographic properties of the lignites of Varto, Hınıs, Bulanık Malazgirt regions
..... İLKER ŞENGÜLER, SELAMİ TOPRAK 15
- Miyosen Yaşlı Hırka Formasyonundaki (Beypazarı - Ankara) dolomitlerin mineralojik özellikleri**
Mineralogical features of dolomite in the Hırka Formation (Beypazarı- Ankara)
..... I. ÖZPEKER, F.ÇOBAN, F.ESENLİ, R.H.EREN 23
- Aktaş (Kızılcahamam) yöresinin pelajik kireçtaşlarının biyostratigrafisi**
The biostratigraphy of pelagic limestones of Aktaş (Kızılcahamam) region
..... MAHMUT TUNÇ 27
- Çünür Köyü yöresindeki (Isparta Kuzeyi) Üst Kretase - Eosen yaşlı birimlerin planktik foramineferalar ile biyostratigrafik incelemesi**
Biostratigraphic investigation of the Upper Cretaceous-Eocene units around Çünür Village (North of Isparta) based on planktic foraminifera
..... AYŞEGÜL YILDIZ, VEDİA TOKER 43
- İzmir Yöresinin (Batı Anadolu) Jurasik-Tersiyer kalker algleri (Solenoporaceae)**
Notes on the Jurassic Tertiary calcareous Algae the İzmir region (West Anatolia) (solenoporaceae)
..... MUSA KAZIM DÜZBASTILAR 59
- Çiniyeri - Küre (Tire) sahasındaki fluvial sedimanların ağır mineralleri**
Heavy minerals of fluvial sediments in the Çiniyeri-Küre (Tire) area
..... ALİ HAYDAR GÜLTEKİN 73

TMMOB
JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU (Executive Board)

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

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ
Geological Bulletin of Turkey

YAYIM KURULU (Publication Board)

Yayın Kurulu Yazmanı (Admission Secretary)
Halil TURKMEN (MTA)

Editörler (Editors)

Doç. Dr. Yavuz OKAN (AÜFF) - Doç. Dr. Baki VAROL (AÜFF)

Teknik Yönetmenler (Technical Editors)
Hilmi YAĞCI (MTA) - Kuddusi KARAKUŞ (AÜFF)

Makaleleri İnceleyenler (Editorial Board)

Prof. Dr. Erol AKYOL (DEÜMF) — Dr. Tuncay ERCAN (MTA) — Prof. Dr. Ayhan ERLER (ODTÜ)
Doç. Dr. Ergüzer BİNGÖL (MTA) — Prof. Dr. Cavit DEMİRKOL (ÇÜMF) — Prof. Dr. Eran NAKOMAN (DEÜMF)
Dr. Neşat KONAK (MTA) Prof. Dr. Engin MERİÇ (İÜMF) — Doç. Dr. Yavuz OKAN (AÜFF)
Dr. Mustafa ŞENEL (MTA) — Prof. Dr. Vedia TOKER (AÜFF) — Doç. Dr. Taner ÜNLÜ (AÜFF)
Doç. Dr. Baki VAROL (AÜFF) — Doç. Dr. Fuzuli YAĞMURLU (AÜMMF) — Dr. Necati AKDENİZ (MTA)

Türkiye Jeoloji Bülteni TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası yayınıdır. Senede iki kez yayımlanır. Bülten'de yer alacak yazıların, nitelik, kapsam, düzenleme ve şekil bakımından Türkiye Jeoloji Bülteni Yayın Kurallarına 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 mevcut sayıları yazışma adresinden ücreti karşılığı sağlanabilir.

Geological Bulletin of Turkey is a publication of the TMMOB, Chamber of Geological Engineers. It is published biannually. Quality, content and design of the manuscripts submitted should accord with the publication rules of the Bulletin. Papers for the August issue should be sent prior to 15 th April, and those for the February issue prior to 15 th November. Manuscripts should be sent as three copies (The second and third copies are not returned back to the author (s) after publication)

Bulletin is delivered free of charge to the members of TMMOB- Chamber of Geological Engineers. Previous issues may be supplied from the correspondence address with the quoted prices

Yazışma adresi

TMMOB
JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Posta Kutusu 507 - Kızılay, 06424 ANKARA
Tlf: (4) 434 36 01 - 432 30 85
Fax: (4) 434 23 88

Correspondence address

TMMOB
JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey
Posta Kutusu 464 - Kızılay, 06424 ANKARA/TURKEY
Phone : (90-4) 434 36 01 - 432 30 85
Fax : (90-4) 434 23 88

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Ağustos, 1991 Cilt 34 Sayı 2
August, 1991 Vol 34 No 2

Geological Bulletin of Turkey
ISSN 1016-9164

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Datça (Muğla) Yarımadasının stratigrafisi
ve tektoniği

Stratigraphy and tectonics of the Datça
(Muğla) Peninsula

.....ŞÜKRÜ ERSOY 1

Varto, Hınıs, Bulanık, Malazgirt yöresi
linyitlerinin petrografik özellikleri

Petrographic properties of the lignites of
Varto, Hınıs, Bulanık Malazgirt regions

___İLKER ŞENGÜLER, SELAMİ TOPRAK 15

Miyosen Yaşlı Hırka Formasyonundaki
(Beypazarı - Ankara) dolomitlerin
minerolojik özellikleri

Mineralogical features of dolomite in the
Hırka Formation (Beypazarı- Ankara)

.....L ÖZPEKER, F.ÇOBAN, F.ESENLİ,
R.H.EREN 23

Aktaş (Kızılcahamam) yöresinin pelajik
kireçtaşlarının biyostratigrafisi

The biostratigraphy of pelagic limestones
of Aktaş (Kızılcahamam) region

.....MAHMUT TUNÇ 27

Çünür Köyü yöresindeki (İsparta Kuzeyi)
Üst Kretase - Eosen yaşlı birimlerin
planktik foramineferalar ile
biyostratigrafik incelemesi

Biostratigraphic investigation of the
Upper Cretaceous-Eocene units around
Çünür Village (North of İsparta) based on
planktic foraminifera

.....AYŞEGÜL YILDIZ, VEDİA TOKER 43

İzmir Yöresinin (Batı Anadolu)
Jurasik-Tersiyer kalker algleri
(Solenoporaceae)

Notes on the Jurassic Tertiary calcareous
Algae the Izmir region (West Anatolia)
(solenoporaceue)

.....MUSA KAZIM DÜZBASTILAR 59

Çiniyeri - Küre (Tire) sahasındaki fluvial
sedimanların ağır mineralleri

Heavy minerals of fluvial sediments in the
Çiniyeri-Küre (Tire) area

.....ALİ HAYDAR GÜLTEKİN 73

Datça (Muğla) yarımadasının stratigrafisi ve tektoniği

Stratigraphy and tectonics of the Datça (Muğla) peninsula

ŞÜKRÜ ERSOY İÜMF Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul

ÖZ: Bu çalışma, Datça Yarımadasında (GB Türkiye) 1989-1990 yıllarında yapılan jeolojik incelemelerin bulgu ve sonuçlarını içermektedir.

İnceleme alanındaki birimler, Neojen öncesi ile Neojen ve daha genç yaşlı olmak üzere ikiye ayrılır. Neojen öncesi birimler, ofiyolit ve ofiyolitli melanj (Alt Tektonik Dilim), Üst Kretase-Alt Eosen yaşlı Bloklü Fliş (Orta Tektonik Dilim) ile başlıca karbonatlarla başlayıp kırıntılarla son bulan Üst Tersiyer - Alt Eosen aralığındaki çökel istif (Üst Tektonik Dilim) ten oluşur. Neojen ve daha genç yaşlı olanlar ise Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı olmak üzere ikiye ayrılır. Pliyosen'den önce karasal sonra denizel çökeller, Kuvaterner'de ise alüvyon, plaj kumu, yalıtışı, asılı karasal taraça, yamaç molozu çökelleri ile volkanikler egemendir.

Neojen öncesi çökel birimler, Menderes Masifi ile Beydağlan neritik platformları arasında Üst Liyas (ya da Dogger) da açılan bir teknenin oldukça batı ucunda çökelen bir üniteye ait olup doğudakilere göre kısmi farklılıklar gösterir.

Ayrıca tektonik etkilerin oldukça iyi gözlemlendiği yarımadaanın oluşumu için olası yapısal model önerilmiştir. Bu modele göre, Datça Yarımadası kuzeyinde yeralan Gökova Grabeni ile güneyinde yeralan Hisarönü Grabeni arasında büyükçe bir horst bulunmaktadır.

ABSTRACT: This investigation involves the evidences of geological studies that have been done on the investigated area are divided into the two units as the pre-Neogene and the Neogene- post-Neogene. The pre-Neogene ones consist of the Upper Cretaceous aged ophiolite and ophiolitic melange (Lower Tectonic Slice), Upper Cretaceous to Lower Eocene aged the Blocky Flysch (Middle Tectonic Slice) and Upper Triassic to Lower Eocene aged sediments (Upper Tectonic Slice) that begin with mainly carbonates at the base and lasted with the elastics at the top. On the other hand, the Neogene and post-Neogene aged ones are built up by fluvio-lacustrine and marinal sediments of Pliocene age and alluvium, beachsand, beachrock, talus, old terrace and volcanic deposits of Quaternary age.

The Upper Triassic to Lower Eocene aged sequence deposited in the most western part of a trough that developed during Upper Liassic (or Dogger) between The Menderes Massif and the Beydağları neritic platformes. This serie shows some differences concering age with respect to ones deposited in the eastern part of the trough.

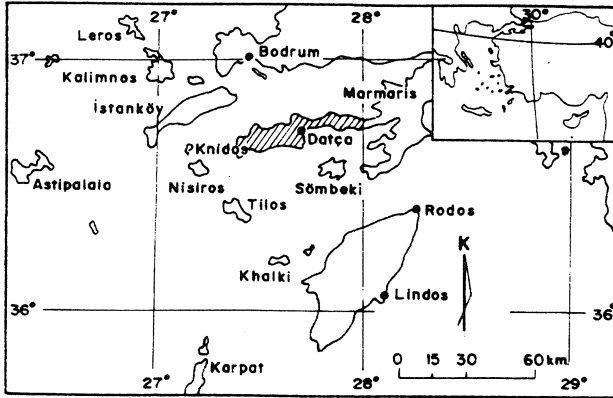
Furthermore, possible structural modelling for the neotectonic period of the peninsula was proposed by the author. According to this model, the Datça Peninsula is a great horst block between the Gökova Graben and the Hisarönü Graben.

GİRİŞ

Türkiye'nin güneybatı ucunda yeralan Datça (Muğla) Yarımadasında (Şekil-1) gözlem şeklindeki ilk çalışmayı Philippson (1915) yapmıştır. Daha sonra sırasıyla Chaput (1936-1955), Kaaden ve Metz (1954), Tintant (1954), Kaaden (1960), Rossi (1966), Orombelli ve diğ. (1967) çeşitli incelemelerde bulunmuştur. Son olarak MTA jeologları (Ercan ve diğ., 1982 a,b) bölgenin özellikle Neojen volkanizması ile çökellerini incelemişlerdir.

Bilindiği gibi Toros kuşağının jeolojik evrimi henüz bazı yapısal ve stratigrafik problemlerin çözüme kavuşmaması nedeniyle ayrıntılı olarak ortaya konamamıştır. Araştırmacı, hem yarımadaanın 1/25.000 ölçekli harita alımını ve tektonostratigrafisini ortaya koymak, hem de Dirmil (= Altmyayla, Burdur) dolayındaki incelemelerinde (Ersoy, 1989 b) ayırtladığı tektonik dilimlerin Menderes Masifi ile Beydağlan otoktonu arasında yeralan bir teknenin paraotokton birimleri olduğunu ve Datça yarımadasındaki çökel tektonik dilimin de (doğudakilere

nazaran biraz farklı olmakla birlikte) onların batı devamında yer aldığı görüşünü daha somut hale getirmek için bu çalışmayı gerçekleştirmiştir. Ayrıca, Orta Miyosen sonrasında Ege hendeğindeki dalma-batmaya bağlı olarak gelişen gerilme tektoniğinin izleri yarımada net bir şekilde gözlenmiş ve buranın neotektonik gelişimi ile ilgili olarak olası bir model önerilmiştir.



Şekil 1: Yer Bulduru Haritası
Figure 1: Location Map.

TEKTONOSTRAFİGRAFİ

Datça Yarımadasındaki kayalar Neojen öncesi, Neojen ve daha genç olmak üzere iki grupta incelenmiştir. Neojen öncesi birimler tektonik dilimlerden, Neojen ve daha genç olanlar ise post-tektonik neotokton çökellerden oluşur (Şekil -2).

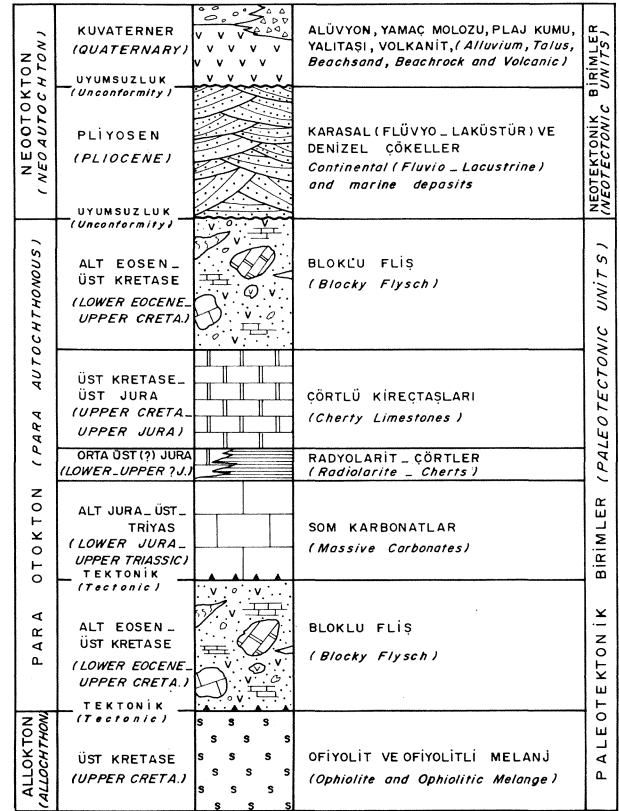
NEOJEN ÖNCESİ BİRİMLER

Bunlar alt orta ve üst olmak üzere üç dilimden oluşur. Alt tektonik dilim ofiyolit ve ofiyolitli melanj birimleriyle, orta dilim bloklu flişten üst tektonik dilim ise en altta platform tipi karbonatlarla (Üst Triyas-Liyas) temsil edilir. Bunların üzerine daha derinde durulmuş başlıca karbonat ve radiolarialı çörtler (Jura-Üst Kretase) gelir ve en üstte uyumlu olarak Üst Kretase-Alt Eosen yaşlı kırıntılılar (bloklu fliş) diğerlerini örter.

Yukarıda sözü edilen birimler aşağıda, formasyon başlıkları kullanmaksızın alttan üste doğru litolojik olarak tanıtılmışlardır.

Alt Tektonik Dilim

Ofiyolit ve Ofiyolitli Melanj Düzenli bir istif sunmayan ofiyolitler Datça Yarımadasında üç ayrı yerde yüzeylenirler. Bunlardan ilki ve en güneyde olanı Mesudiye mahallesinin doğu kısmında yer alır. İkincisi, Kızlan Köyü kuzeyindeki kıyı şeridinde, üçüncü yüzeylenme ise çalışma alanının doğusunda Emecik Köyü dolayında yer alır. Birim oldukça masif peridotit,



Şekil 2: İnceleme alanının tektonostratigrafisini gösterir şematik dikme kesiti.

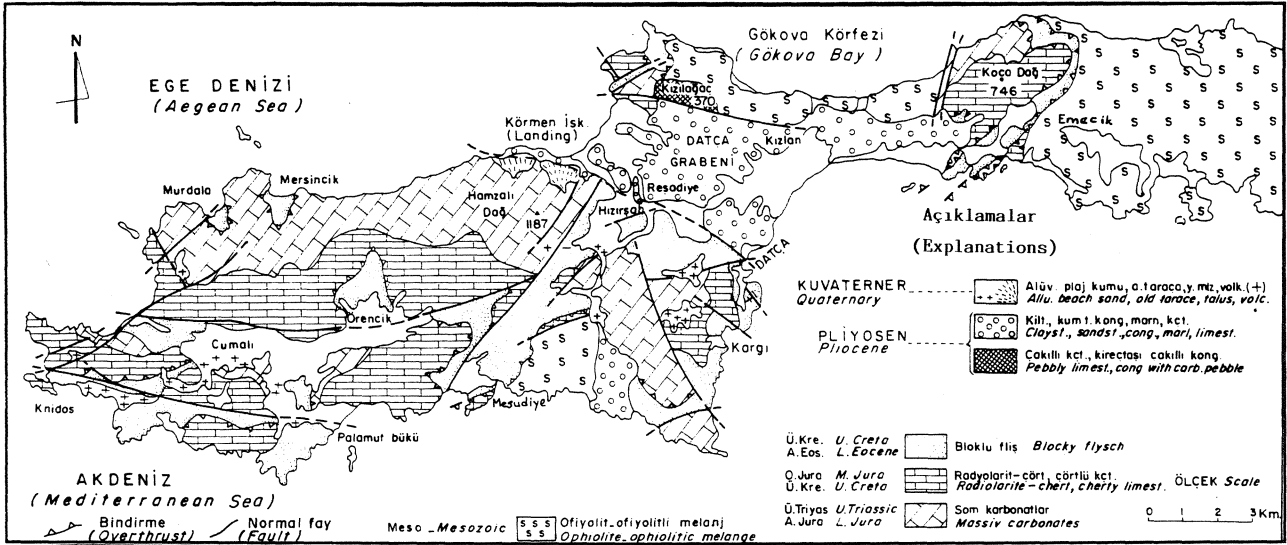
Figure 2: Schematic column section showing tectonostratigraphy of the study area.

serpantinize peridotit kütlelerinden oluşur. Mineralojik bileşimleri genellikle dunit, harzburjit ve lerzoliti verir. Bunlar yer yer dolerit daykları ile kesilmişlerdir. Ayrıca çok tektonize kesimlerde örneğin Emecik Köyü dolaylarında listvenit zonları gelişmiştir.

Ofiyolit yüzeylenmeleri genellikle bloklu flişin altında ince bir ofiyolitli melanjdan sonra tektonik olarak yer alır. Yersel olarak sadece Körmen iskelesi kuzeydoğusundaki Kızılağaç Tepe (370 m.) dolayında ofiyolit yüzeylenmeleri yüksek açılı bir fayla kireçtaşları üzerine bindirmişlerdir. Kaaden ve Metz (1954), Datça Yarımadasındaki peridotitleri yukarı ve aşağı olmak üzere iki tektonik pozisyona ayırmışlardır. Araştırmacının yarımadaındaki incelemelerine göre tüm ofiyolit yüzeylenmeleri tektonik bakımdan alttadır.

Datça Yarımadasındaki bu terslenmeye karşın ofiyolitler tüm Baü Toros Kuşağı boyunca tektonostratigrafik bakımdan genellikle en üst nap dilimini oluşturur. Değişik araştırmacılara göre (Bergougnan, 1975; Dürr, 1975; Ricou ve diğ., 1975; Özgül, 1976; Özgül ve diğ., 1978; Ricou ve Marcoux, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981), Toros Kuşağındaki ofiyolitler Menderes Masifi kuzeyinde yer alan Neotetis'in kuzey koluna (İzmir-Ankara zonu; Brinkmann, 1966) ait bir okyanus alanın

DATÇA YARIMADASI



Şekil 3: Datça (Muğla) Yarımadasının sadeleştirilmiş jeoloji haritası.

Figure 3: The simplified geology map of the Datça (Muğla) peninsula.

kalıntısı olup, Torid-Anatolid platformunun kuzey kenarına ilk bindirme (üzerleme) yaşı Üst Kretase (Senoniyen) dir. Fakat ofiyolitlerin oluşum yaşı konusunda değişik görüşler vardır. Thuizat ve diğ. (1981)'e göre Toros ofiyolitleri Kretase yaşlıdır. Diğer yandan Antalya naplarındakiler ise genellikle Üst Kretase-Tersiyer başı, bazan da Kretase'ye kadar incek şekilde geniş bir dizilim gösterirler (Yılmaz, 1984). Whitechurch ve diğ. (1984)'e göre ise Likya naplarındaki ofiyolitler yaklaşık 104 milyon yaşlıdır.

Orta Tektonik Dilim

Bloklu Fliş Bu birim, ofiyolitlerin üzerinde; som karbonat, çörtlü kireçtaşları ve flişten oluşan Üst Tektonik Dilimin ise tektonik olarak altında yer alır. Tektonostratigrafik pozisyonu farklı olmasına rağmen, tüm özellikleri üst tektonik dilimdeki Bloklu Fliş ile aynıdır. Bu nedenle bu birimin litoloji ve benzeri özellikleri burada bir kez daha yinelenmeyecektir.

Üst Tektonik Dilim

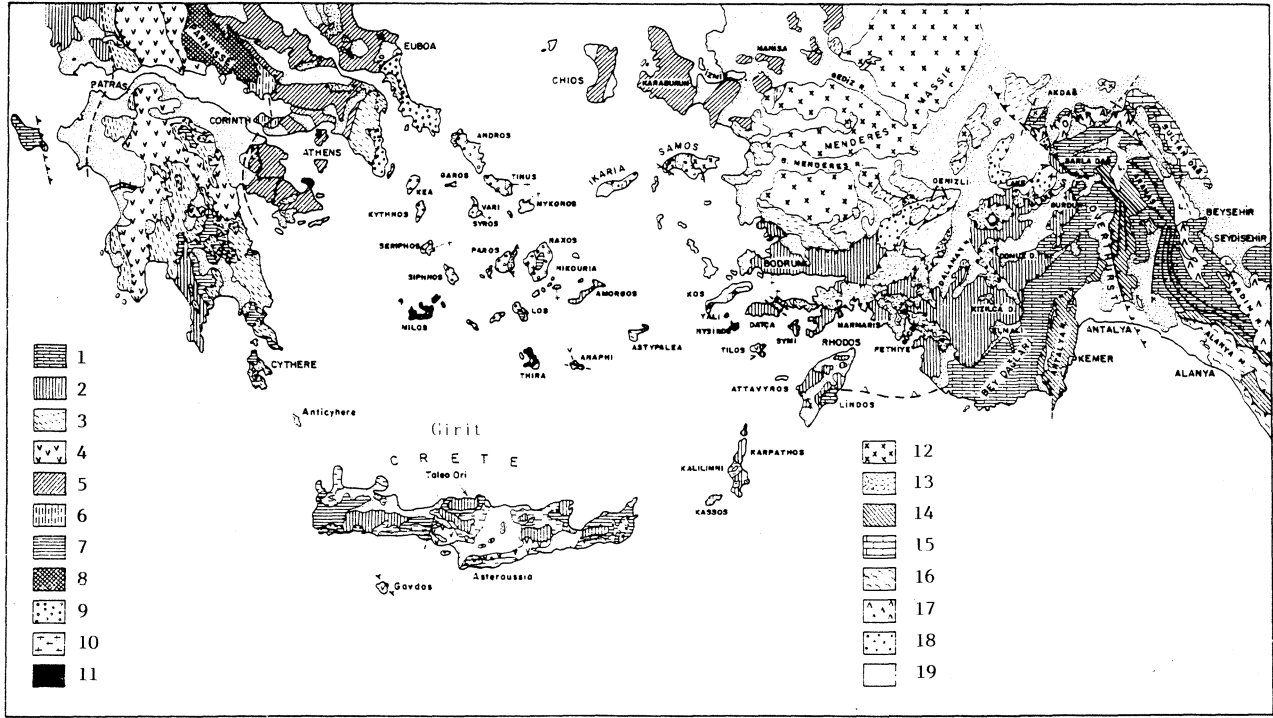
Som Karbonatlar Bu birim kalın katmanlı ve grimsi renkli platform karbonatlarından oluşur. Batıda Mardala, Mersincik, Hamzalı dağ, Cumalı; güneyde Kargı, Datça, Hızırşah; doğuda ise Emecik, Kocadağ, Kızılağaç tepe ve dolaylı başlıca yüzeylendiği yerlerdir (Şekil 3). Genellikle kristalize kireçtaşı, dolomit ve breşik kireçtaşlarından oluşan bu karbonatlar alttan üstte doğru birkaç seviyeden meydana gelir. Kalınlığı 1000 metreden biraz fazladır. Birim alt kısımlarında Glomospirella paralella, G. expansa, Megalodon sp. gibi Üst Triyas fosilleri; üst kısımları ise Paleodasyclus mediterraneus (Pia), Taumatoporella parvovesicu-

lifera (Raineri), Ataxophragmiidae gibi karakteristik Liyas fosilleri içerirler. Fosiller (alg, gastropoda, pelecypoda, spongia, ekinid) sığ denizi karakterize etmelerine rağmen, ender olarak üstteki formasyona yakın seviyelerinde nisbeten derin denizi gösteren radiolaria fosilleri bulunur. Philippson (1915), Kocadağ yakınında Diplopore herculea (stopper) fosili bularak birimi Orta Triyas'tan başlatmasına rağmen, aynı bulgu ne önceki çalışmacılar (Rossi, 1966; Orombelli ve diğ., 1967; Ercan ve diğ., 1982 b), ne de araştırmacı tarafından bulunabilmiştir.

Bu karbonatlar Baü Toros Kuşağında yaygın olarak yüzeylendiği gibi (Graciansky, 1968; Poisson, 1977; Gutnic ve diğ., 1979; Çağlayan ve diğ., 1980; Ercan ve diğ., 1982; Erakman ve diğ., 1986; Ersoy, 1989 b), Rodos (Mutti ve diğ., 1970), Girit (Bonneau, 1984; Hail ve diğ., 1984; Harbury ve Hail, 1988) ve Sömbeki (Harbury ve Hail, 1988) gibi Yunan adalarında da gözlenir (Şekil 4, bkz. İyoniyen Zonu).

Radyolarit-Çörtler Bunlar alttaki platform karbonatlarını uyumlu bir şekilde örterler. En iyi gözlendiği yerler Datça'nın güneyinde Gölge dağ, Cumalı güneyi ve İnceburun'dur. Katmanlar ince-orta kalınlıkta, pembe, kırmızı, yeşil renklerde olup, yer yer marnlı, killi, karbonatlı seviyeler içerirler. Yanal yönde oldukça devamsız olması nedeniyle her yerde izlenemeyen bu birimin maksimum kalınlığı Gölge dağ'da 50-60 metredir. Hafif karbonat içerikli çörtler amorf bir matriks içinde kötü korunmuş radiolaria fosilleri içerir. Bu birim oldukça ince ve devamsız olduğundan platform karbonatları ile bloklu fliş arasında tüm birimler Şekil-3'deki jeoloji haritasında tek bir birim olarak gösterilmiştir.

Radyolarit-çörtler her zaman aynı stratigrafik pozisyonda değildir. Örneğin, Sömbeki (Symi) adasında plat-



Şekil 4: GB Anadolu ile Ege Adaları ve Güney Yunanistan'ın benzer jeolojik kuşaklarının karşılaştırılmalı haritası (Ersoy, 1989 b'den; Gutnic ve diğ., 1979 ve Bonneau, 1984'dan kısmen uyarlanmıştır). Kuşakların açıklaması şöyledir. 1- pre-Apulyo=Beydağları Zonu, 2- İyoniyen = Batı Toros (Likya) Zonu, 3- Gavrovotripolitza = Menderes Örtü Kuşağının Güney Kolu, 4- Pindus = ?, 5- Pelagoniyen = ?, 6- Beotiyen, 7- Fillit-Kuarsit Birimi = Menderes Örtü Kayaçlarının Paleozoyik Tabanı, 8- Parnassos, 9- Siklat Mavişist Birimi, 10- Miyosen Granitleri, 11- Güncel Volkanlar, 12- Attik-Siklat Masifi = Menderes Masifi, 13- Ofiyolitler, 14- Antalya napları, 15- Sultan Dağ, 16- Alanya Masifi, 17- Hadim-Beyşehir-Hoyran napları, 18- Molas (Oligosen-Burdigaliyen), 19- Miyosen-Kuvaterner.

Figure 4: The correlation map of the isopic geological zones of Aegean islands, Southern Greece and Southwest Türkiye (After Ersoy, 1989 b; partly adopted from Gutnic et. al., 1979; Bonneau, 1984). The explanation of the zones are as follows; 1- pre-Apulia = Bey dağları Zone, 2- Ionian = Western Taurus (Lycia) Zones, 3- Gavrovotripolitza = Southern Branch of Circum Menderes Zone, 4- Pindos = ?, 5- Pelagonian = ? Northern Branch of Circum Menderes Zone, 6- Beotian, 7- Phyllite-Quartzite Unit = Paleozoic Basement of Circum Menderes Zone, 8- Parnassos, 9- Cycladic Blueschist Unit, 10- Miocene Granites, 11- Recent volcanoes, 12- Attic-Cycladic Massif = Menderes Massif, 13- Ophiolite, 14- Antalya Nappes, 15- Sultan Dağ, 16- Alanya Massif, 17- Hadim-Beyşehir-Hoyran Nappes, 18- Molasse (Oligocene-Burdigalian), 19- Miocene-Quaternary.

form karbonatlarının üzerine önce bir çörtlü kireçtaşı formasyonu, onun ardından çörtler gelir (Harbury ve Hail, 1988).

Orombelli ve diğ., (1967), Datça Yarımadasındaki bu silisli seviyeleri olası olarak Orta-Üst Jura'ya dahil etmişlerdir.

Harbury ve Hail (1988), Sombeki Adasında yaptıkları incelemelerde benzer çörtlerdeki radiolaria fosillerinin tayin için oldukça kötü korunduklarını belirtmiş ve bunları Jenkykns ve Winterer (1982)'in

önerdikleri gibi stratigrafik durumlarına göre Geç Jura'ya dahil etmişlerdir.

Çörtlü Kireçtaşları Bunlar önceki birimleri uyumlu olarak örterler. İyi katmanlanmış genellikle grimsi, beyazımtırak renkli, çört yumru ya da katmanlı mikritik kireçtaşlardan oluşurlar. İnceleme alanında Datça, Emecik köyü, Kızılağaç tepe batısı, Cumalı ve Örencik mahalleleri, Knidos, Palamut bükü ve dolayında yüzeylenirler. Altta ki neritik som karbonatlara göre daha

DATÇA YARIMADASI

derinde çökelen birim, altta marn ve killi mikritlerle başlar. Bunlar oldukça ince katmanlı ve yeşilimsi gri renklidir. Bunların üzerine genellikle ince-orta katmanlı, bazen kalın katmanlı gri, kirli beyaz renkli çörtlü biyomikritler gelir. Bu düzey yer yer pembe renkli biyokal-sirüdit, kırmızı renkli marn, ve sarımsı renkli ince kilttaşları ile arakatlıdır. Yukarıda sözü edilen düzeyleri sarımsı renkli globotruncanalı killi biyomikritler (Kocadağ batısı) ve gri renkli, ince katmanlı, kıt fosilli marnlı düzeyler (Kargı batısı) takip eder. Çörtler tabanda genellikle yumrulu, üste doğru katmanlı olup, yukarı doğru oranları artar. Genellikle derin deniz fosilleri içermekle birlikte kalsilütit klastları içinde alg, mercan gibi sığ deniz organizmalarına rastlanır. Birim tayin edilemeyen radiolaria ve aptychus fosilleri yanında, Titoniyen-Neokomiyensis yaşlı **Stomiosphaera molluccana** (Wanner), Berriasiyen yaşlı **Calpionella elliptica** (Cadish), **Calpionellapsis oblonga** (Cadish), **Tintinopsella Carpatica** (Murg. ve Fillp.), Koniasiyen-Alt Maestrihtiyen yaşlı **Globotruncana coroata** (Bolli), **G. linneiana** (d'Orbigug), **G. lapparenti** (Brotzen), **G. lapparenti tricarinata** (Quereau), **G. Stuarti** (Lapp). **G. arca** (Cushman), **Marginotruncana sigali** (Reichel), **M. cf. renzi** (Galdolfi) **M. marginato** (Reuss), **Rotalipora appeninica** (Renz), **Preaglobotruncana stephani** (Gondolfi), **P. stefani turbinata** (Reichel), **Hedbergella sp.**, **Dicarinella sp.**, **Orbitolina sp.** gibi fosiller içerir. Birimin yaşı gerek önceki araştırmacıların (Orombelli ve diğ., 1967) ve gerekse şimdiki araştırmacının fosil bulgularına göre Üst Jura-Alt Maestrihtiyen'dir.

Ersoy, (1989 b), Fethiye (Muğla) kuzeyinde yer alan doktora sahasında benzer çörtlü kireçtaşlarında **Mirifusus mediodilatus** (Oksfordiyen-Havteriviyen), **Archeodictyomitra ? aspidurum** (Kimmeriyen - Barremiyen), **Praeconocaryomma magnimamma** (Kimmeriyen-Titoniyen) gibi Üst Jura-Alt Kretase radiolariaları bulmuştur. (Tayinler Avusturya'da Helfield Monstlar tarafından yapılmıştır).

Bu birimler de alttakiler gibi, Helenidler'de kuzeyinde Gavrovo-Tripolitza, güneyinde ise pre-Apulyo gibi neritik karbonat platformlarının yer aldığı eş sedimenter fasiyesli İyoniyen kuşağında sıkça gözlenir (Şekil-4).

Bloklü Fliş Bu birim stratigrafik olarak çörtlü kireçtaşların uyumlu olarak örter. Üç düzeyden oluşur. En altta düzenli bir fliş istif, onun üzerine olistostromal bir kesim, en üstte ise hafif metamorfize kaotik görünümlü, aşırı tektonize bir düzey yer alır.

Başlıca yüzeylendiği yerler, Datça Grabeni'nin güneyinde Murdala ve Mersincik koyları, Knidos, Cumalı, Palamutbükü, Hızırşah ve dolay; kuzeyinde ise Kızılağaç Tepe ile Koca dağ dolaydır.

Formasyon içinde değişik litoloji (kilttaş, siltaşı,

kumtaşı, çakiltaş, marn, volkanit, çört, detritik kireçtaş, kalkarenit ile bazı kesimlerde serpantin şist, fillit türü kayaçlar) ve boyutlarda (santimetre mertebesinde onlarca metrelik olistolit kütlelerine değişim gösteren) malzeme içeren kaotik bir birim görünümündedir. Matriks her yerde gözükmemesine rağmen genelde kildir.

Altta ince katmanlı, kalkarenit arakatlı düzenli marn ve killi kireçtaş düzeyinin üstüne killi bir matriks içinde çört ve çörtlü kireçtaşların köşeli parçalarından oluşmuş parakonglomera ile grovak ve kilttaşından oluşan bir düzey gelir. En üstte ise tektonizmaya oldukça karışmış, kalın katmanlı kristalize kireçtaş ve ultrabazik kayaç bloklü, kahverengimsi, sarımsı renkli sleyt, metagrovak ve metakalkarenitli bir epimetamorfik düzey ile son bulur.

Kalkarenit kısımlarda **Siderolites sp.** ve **Orbitoides sp.** gibi Üst Kretase foramları bulunmuştur. Ayrıca, Orombelli ve diğ. (1967), bu birim içinde Alt Eosen yaşlı çeşitli nummulit türleri bulmuşlardır.

Batı Toros kuşağında, Üst Triyas-Üst Kretase yaşlı karbonatların üzerinde, genellikle uyumlu, bazen uyumsuz olarak yer alan flişin yaşı kuzeyden güneye ve doğudan batıya doğru gençleşir (Ersoy, 1989 a,b; 1990 a,b,c.; 1991). Girit Adasında benzerli flişin yaşı Alt Oligosen'e kadar çıkar (Hail ve diğ., 1984).

Birime, Kaaden ve Metz (1954) Devoniyen; Orombelli ve diğ. (1967) Datça yarımadasında Üst Kretase Alt Eosen; Bernouilli ve diğ. (1974) Köyceğiz dolayında Kampaniyen-Maestrihtiyen; Ercan ve diğ. (1982 a) Bodrum yakınında Üst Kretase (Kampaniyen); Ersoy (1989 b) Gölhisar (Burdur) güneyinde Üst Kretase - Paleosen yaşını vermiştir.

NEOJEN ve DAHA GENÇ BİRİMLER

Datça Yarımadasında, tektonik birimlerle neotokton genç çökeller arasında önemli bir zaman boşluğu vardır.

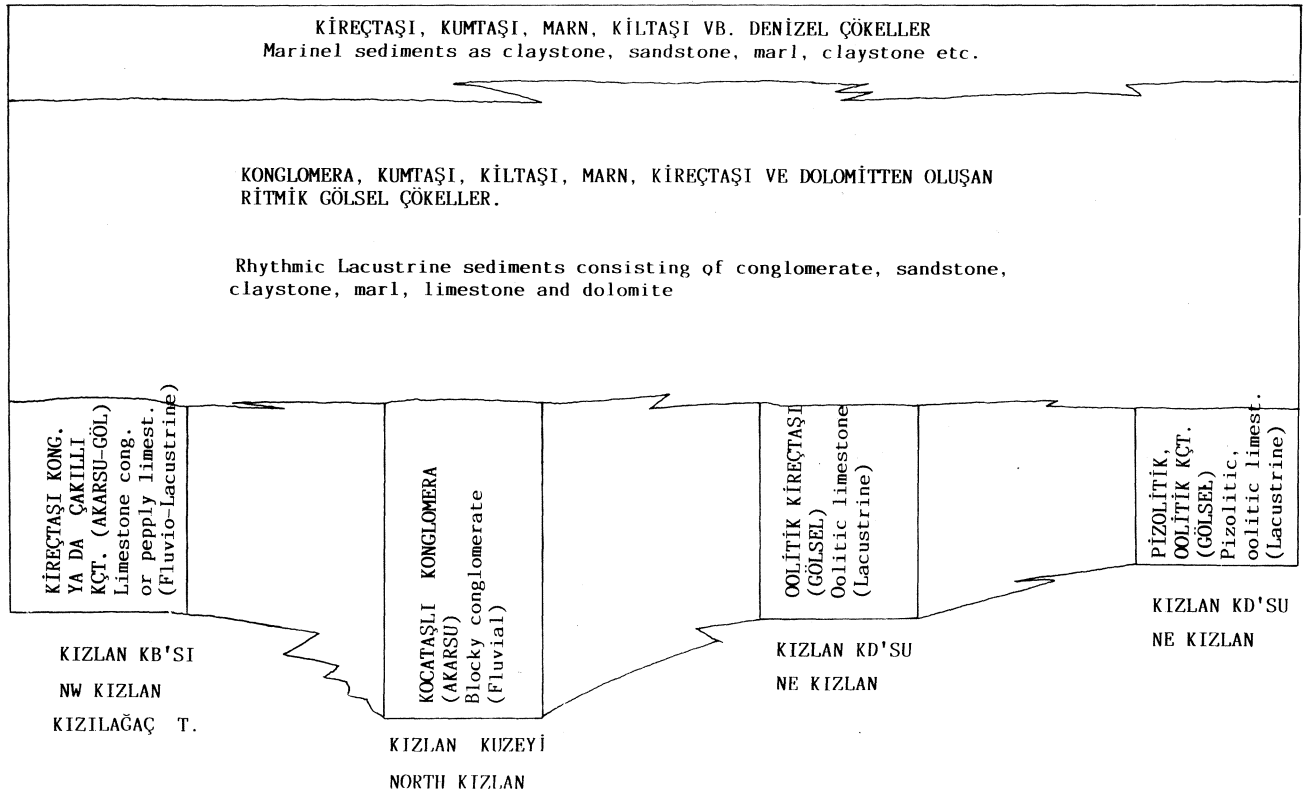
Neotokton çökellerde en yaşlı kayaçlar Pliyosen'dir. En genç çökeller ise Kuvarterner yaşlıdır. Pliyosen'de hem karasal, hem de denizel çökeller egemendir. Kuvarterner yaşlı olanlar ise alüvyon, plaj kumu, yalıtışı (plaj kayası), asılı taraça ve yamaç molozu çökelleri ile volkaniklerden oluşur.

Pliyosen Çökelleri

Konglomera, kumtaşı, kilttaş, marn, kireçtaş, kal-ker tufü, volkanit tuf ve dolomit gibi kayaçlardan oluşur.

Bu tür çökeller Datça ilçesi kuzeyinde, Reşadiye bucağı, Hızırşah ve Kızlan köyleri ile Körmen iskelesinin doğu kesimlerinde yaygın olarak yüzeylenir.

Formasyonun alt yüzeyleri yanal olarak fasiyes değişimleri gösterir (Şekil- 5). Bu durum, birimin taban kesimlerinin yüzeylendiği, Datça Grabeni'ni kuzeyden



Şekil 5: Pliyosen birimlerin yanıl değışimlerini gösterir ölçeksiz sütun kesiti.

sınırlayan fay boyunca izlenir. Kızlan Köyünün kuzey batısında Kızılağaç Tepe dolayında bu birimin en altında seyrek olarak ofiyolit ve çört çakıllı, karbonat matrisli kireçtaşı konglomerası vardır. Bu düzey bazen çakıllı kireçtaşı şeklindedir. Araştırmacı, yaklaşık 50-60 metre kalınlığındaki bu düzeyin, Pliyosen'in diğer yüzeylerinden yaşlı, belkide Üst Miyosen (?) olması kuşkusunu taşır. Bu düzeyin ofiyolitler üzerine uyumsuz olarak gelmesi bunların çökeli mi sırasında tektonizmanın henüz etkin olmadığını gösterir. Ayrıca bu düzeye ait katman eğimlerinin, formasyonun üst düzeylerine yakın yerlerinde ani artışları (40-60 derece) düzeyler arasında bir açılal uyumsuzluk kuşkusunu güçlendirir. Bu katmanlar ile üsttekiler arasında bir uyumsuzluk olabileceği gibi, faylanma sonucu katmanlarda eğim artışı da meydana gelmiş olabilir. Yine, Kızlan Köyünün kuzeyinde fay zonunda en altta ofiyolit, kireçtaşından oluşan blok ve çakıllı konglomeratik bir düzey vardır. Blokların boyolan oldukça değışken olup, 1-1,5 metre büyüklükte olanları da vardır. Bu düzey, büyük olasılıkla akarsularla (flüvyal) meydana gelmiş olmalıdır. Yukarıda sözü edilen iki mevkiden fay zonu boyunca daha doğuya gidildiğinde (Kızlan Köyünün hemen kuzeyi) fasiyes diğer taban düzeylerinin yanıl devamı olabilecek oolitik kireçtaşlarına değışir. Fay zonunda oluşan dinamik etki-

Figure 5: The column section showing lateral changes the units of Pliocene age, not to scale

ler nedeniyle mermerleşen bu kireçtaşları beyaz renkli, kalın katmanlı olup seyrek olarak çört ve ofiyolit taneleri içerir. Kalınlığı 10 metreyi geçmez. Kızlan Köyünün doğusunda Purçaklı mevki dolayında formasyonun en altbirimi daha da farklıdır. Burada oolitic yapılar daha iri olup, pizolit ve kongresyon şeklindedir. Bunların bazılarının onkolit olduğu gözlenmiştir. Sözü edilen karbonat kongresyonları genelde birkaç milimetre olup, 10-12 cm. olanlarına da rastlanmıştır.

Yukarıda anlatılan en alt birimlerin üzerine konglomera, kumtaşı, kıltaşı, marn, seyrek olarak kireçtaşı, kalker tüfü ve volkanik tüfü ve dolomit ardalanmasından oluşan gösel bir çökel topluluk gelir. Ayrıca, bu topluluğun en üst kısımlarında andezitik bir tuf parçası gözlenmiştir (Reşadiye doğusu). Aynı bulgu, Chaput (1936) tarafından da desteklenir. Philipsson (1915) ise Pliyosen tuflerinin Nisyros volkanizmasından geldiğini söylemiştir. Ercan ve diğ. (1982 b), Datça Yarımadasındaki tüm tufleri Kuvaterner'e dahil ederler. Alttaki taban seviyelerinin üzerine gelen ikinci çökel topluluk oldukça kalın ve yaygın olup graben boyunca hemen her yerde izlenir. Katmanlar genellikle kalın-orta kalınlıkta olup, daha yaşlı birimlerden (ofiyolit, çört, kireçtaşı, tuf) parçacıkları içerirler. Katman oyudolu yapıları, kuruma çatlakları ile tablamsı, bazen tek-nemsi çapraz katmanlanma ve laminalanma sık rastlanan

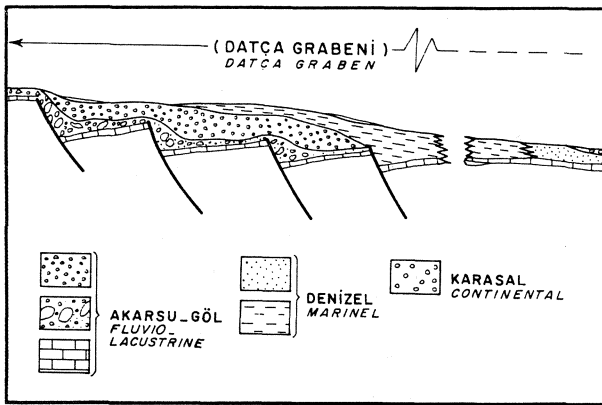
DATÇA YARIMADASI

sedimenter yapılarıdır. Gözlemlere göre, bu çökel topluluk sedimentasyon sırasında tektonizmadan etkilenmiş ve bu çökellerle yaşdaş büyüme fayları (growth faults) meydana gelmiştir (Şekil- 6).

Bu gösel topluluk üzerine kıltaşı, kumtaşı, marn vb.'den oluşan ince bir denizel topluluk gelir. Karasaldan denizele geçiş gösteren bu tür Pliyosen çökel topluluğu üzerinde Eski Datça, Reşadiye ve Kızlan yerleşim alanlarının bulunduğu "Datça Grabeni" denilen tektonik kontrollü alanda yüzeyleir.

Ayrıca, sadece karasal Pliyosen konglomeralarının izlendiği yerler de vardır. İnceleme alanının güneyinde yer alan 100-150 metre (belki biraz daha fazla) kalınlığa erişen konglomeralar en fazla 5-10 derecelik eğime sahiptir. Doğusundaki oldukça yüksek dağların dik yamaçlarında, büyük olasılıkla sellenmelerle oluşmuşlardır. Burada oldukça kritik bir öneme sahip ofiyolit, kireçtaşı ve fliş dokanağını örtmüştür.

Önceki araştırmacılar (Philippon, 1915; Chaput, 1936; Kaaden ve Metz, 1954; Rossi, 1966) ve tarafımızdan toplanan bazı makro fosiller şu şekildedir. Genelde karasal (göl) ortamı karakterize edenler; Melanopsis phanelsiana (Buk.), M. (Canthidomus) macrosculpturata (Papp.), M. orientalia (Buk.), Theodorus (Neritaea) dadiyana (Chaput), T. fuchsi (Neum.), Unio psevdavus var elongata (Mrg.) Viviparus rudis (Neum), Melania dadiana (Opp.), M. carica (Opp.), M. curycosta (Desh.), Hydrobia cf. grandis (Cobalcescu), Neritina (Neritodonto) dadiana sp. (Nov), ve denizel ortamı karakterize edenler; Ostrea edulis (Lam.), O. lamellosa (Br.), Cerastoderma edule (Linneo), Cardium edule (Lam.), Pinna sp., Pecten jacobus (Lam), P. (Chlamys) scabrellus (Lam.), Flabellipecten flabelliformis (Br.), Arca (Ana-



Şekil 6: Datça Grabeni'nde sedimentasyonun, sin-sedimenter büyüme fayları ile kontrol edilmesini gösterir ölçeksiz hipotetik jeolojik kesiti.

Figure 6: Hypothetical geological cross section, explaining deposition controlled with sin-sedimentary growth faults of the Datça Graben.

dar) pectinata (Brocc), Lucina (Dentalculina) orbicularis (Desh.), Loripes lacteus (Lam.), Nassa pygmaea (Lam.), Cyclonassa neritea (Lam.), Chenopus pspellicani (Lmk.), Miirex tularios (Lmk.), Cerithium (Vulgocerithium) vulgatum (Brug.) C. voricosum (Brug.), C. crenatum (Brug.), Bittium reticulatum (da Costa), Conus Brochii (Br.) Cladocora prevostana (M. Edw e H.), Dentalium inaequicostatum (Dautz) gibi fosillerdir (bunların bazıları İTÜ'den M. Sakmç tarafından tayin edilmiştir).

Datça yarımadasında bu çökeller ilk kez Philippon (1915) Pliyosen (Levanten) yaşını vermiş ve denizel olduğunu belirtmiştir. Chaput (1936) aynı şekilde zengin fosil yatakları bulmuştur. Kaaden ve Metz (1954), Hızırşah'ın kuzeybatısından aldıkları makrofosillerle ilk kez göl (laküstür) ortamının varlığını ortaya koymuşlardır.

Gerek litolojik bulgular, gerekse fosil tayinleri Pliyosen'de, karasal bir mekanı, önce denizel bir transgresyonun, ardından da ani bir regresyonun takip ettiğini gösterir.

Pliyosen yaşlı sinsedimenter faylarla denetlenen akarsu-göl (flüyo-laküstür) ortamı, Ege adalarının bazıları da yaygındır. Mutti ve diğ. (1970) Rodos adasında ayırtladıkları Alt Levantiyen yaşlı akarsu-göl ortamı Datça'dakilerle büyük benzerlik gösterir.

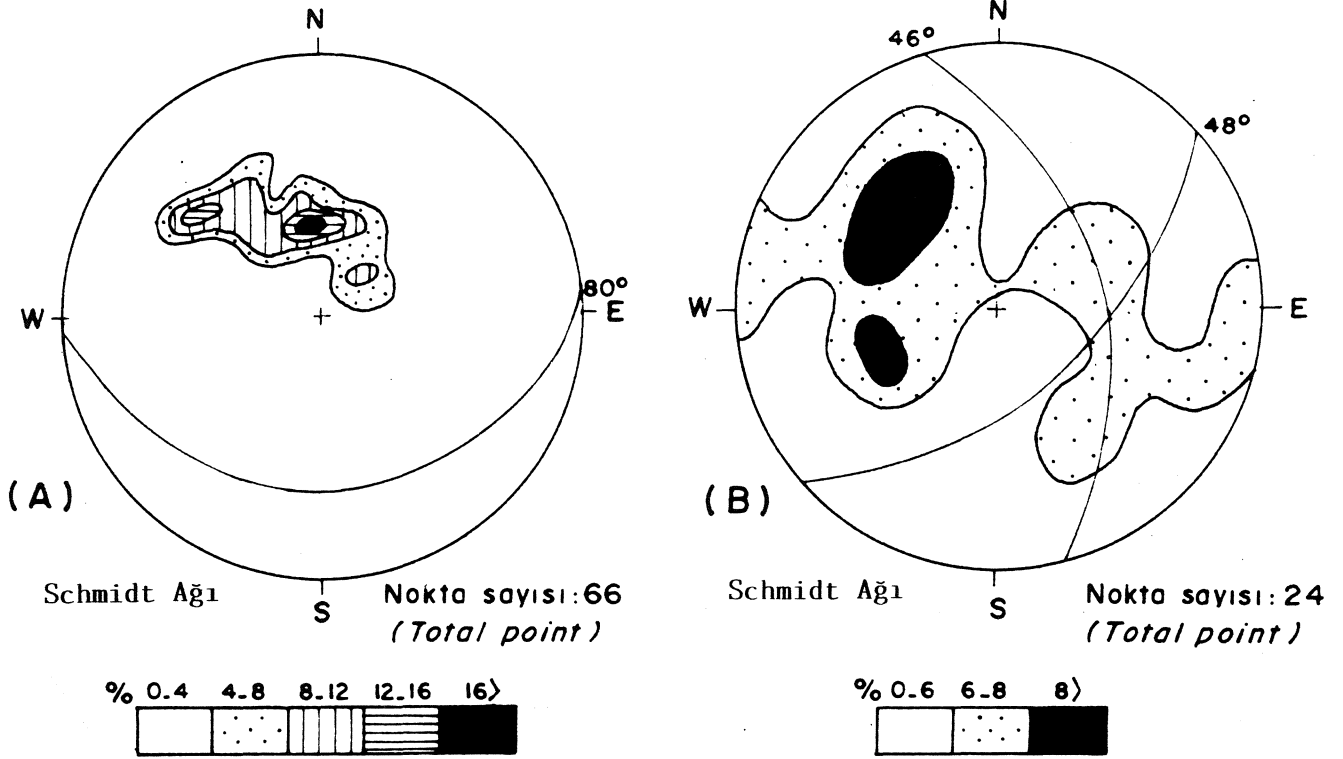
Kuvaterner Çökelleri

Bunlar alüvyon, plaj kumu, yalıtışı (plaj kayası), asılı taraça ve çeşitli tüflerden oluşur.

Tutturulmamış gevşek tutturulmuş kil, kum, çakıl ve bloklardan oluşan alüvyon Datça, Hızırşah ve Cumalı dolaylarında yaygın olarak izlenir. İnceleme alanında kurudelerinin yüksek yamaçlarında asılı durumda bulunan çakıllardan oluşan fanglomeralar ise şimdiki dere talveginden ortalama 20-30 m. daha yukarıdadır. Bunlar, hemen hemen her yerde tüflerin üzerinde yer alır. 8-10 m. lik bir kalınlığa sahiptirler. Pekçok yerde görülen bu fanglomeraların en belirginini Hızırşah'tan otoyolu ile Knidos'a giderken yol kenarındaki derelerdedir.

Genellikle köşeli çakıllardan oluşan yamaç molozları gevşek tutturulmuş olmakla beraber çok sıkı tutturulmuş olanları da vardır. Körmen iskelesinden kıyı boyunca batıya doğru gidildiğinde denize bakan dik yamaçlarda izlenen yamaç molozları oldukça sıkı tutturulmuşlardır. Bunlar kahverenkli bir karbonat matriks ile tutturulmuşlardır. Bunların yaşı belki de Pliyo-Kuvaterner'dir (Erol, O. ile kişisel görüşme).

İnce, orta ve kaba silis tanelerinde oluşan plaj kumu genellikle tutturulmamıştır. Plaj kumu ve çakıllarının çimentolanmasından oluşan yalıtışı (beachrock) ise yarımadanın hem güney, hem de kuzey kıyılarında izlenir. Bilindiği gibi, bunlar sıcak kuşaklarda oluşmaya elverişli güncel oluşuklardır. Karbonatlı bir çimento ile bağlanmışlardır. İnceleme alanındaki yalıtışı katmanları



Şekil 7: Neojen öncesi yaşlı çöklere egemen katmanlanmayı gösterir kontur diyagramı ve stereogramları. A, Datça Grabeni'nin güneyindeki; B ise kuzeyindeki birimlere aittir.

denizel med seviyesinde ya da onun biraz üstünde olup 5-6 derece ile denize doğru eğilimlidir. Bunların deniz üstünde kalan kısımları bazen aşınmış ve brisan denilen şahit kayalar oluşmuştur. Bu tür jeomorfolojik yapılar Körmen iskelesindeki sahil boyunca batıya doğru yüründüğünde deniz kenarında görülebilir. Yalıtışları yarımada'nın kuzeyinde ve güneyinde sahil boyunca yer yer izlenir.

Deniz seviyesi değişiminin önemli kanıtları olan yükselmiş plaj konglomeraları yaygın olmamakla birlikte yarımada'nın kuzey ve güney sahillerinde izlenir. Güney sahilde bu yükselme yaklaşık 20-25 m.kadardır. Bu durum Datça'dan otoyolu ile Marmaris'e giderken Emecik köyüne varmadan sağa doğru ayrılan yoldan aşağı doğru inildiğinde, burunda görülebilir. Kızıl köyünün kuzeyindeki kıyı şeridinde bulunan plaj konglomeraları ise çok kabaca 25 m. kadar yükselmiştir.

Tüfler yarımada'nın korunaklı çukurlarında bugüne kadar kalabilmiş volkanik çökellerdir. Atmosferik koşullar ile sellenme gibi dış etkilere çoğunlukla alüvyon ya da fanglomeratik örtüler sayesinde kurtulabilmişlerdir. Kalınlıkları en fazla 40 m.'dir (Cumalı Güneyi). Volkanik ürünler yarımada'nın batısında Nisiro ve Yelli volkanik adalarından şiddetli patlamalarla ha-

Figure 7: The contour diagrams and their stereograms showing major trends on the sedimentary beddings of Pre-Neogene age. (A) belongs to units located at the south of the Datça Graben and in turn, (B) to units located at the north.

vadan, bazende su yoluyla Datça'ya taşınmışlardır. Başlangıçta bazik olan volkanizmanın SiO_2 oranı artışına paralel olarak andezitik ve nihayet asitik bileşimli olmuşlardır. Yarımada'daki volkanikler genellikle tüf, kül, süngertaşı, gibi gereçten oluşmuştur.

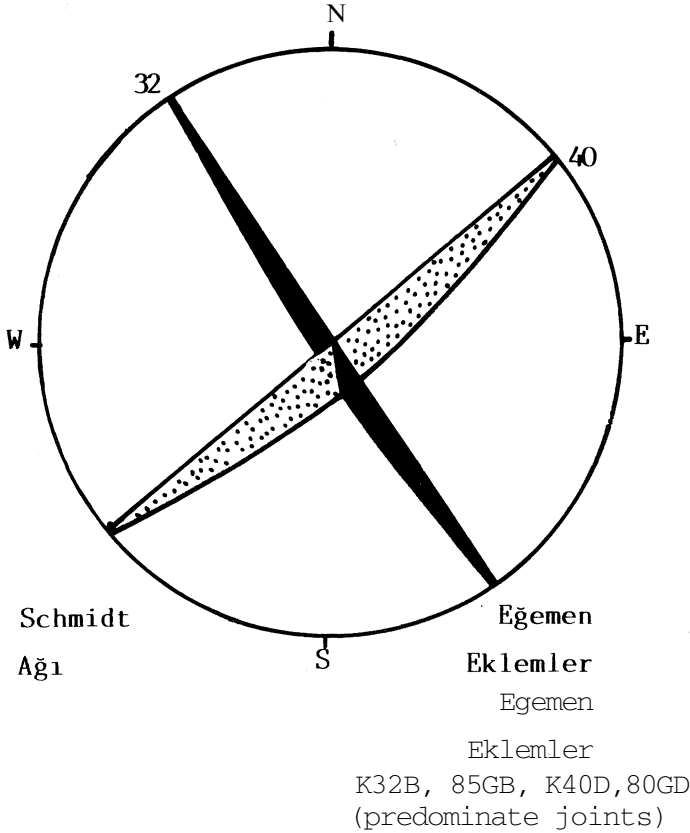
YAPISAL JEOLJİ

Bölgedeki yapısal etkiler, paleotektonik ve neotektonik dönem olmak üzere ikiye ayrılır. Her iki dönemde de bölge hayli aktif olmuş, bunun sonucu olarak faylanmalar ve şiddetli kıvrımlanmalar meydana gelmiştir. İnceleme alanının katman ve kıvrım duruşları gözönüne alındığında, paleotektonik dönemde iki ana trend göze çarpar. Bunlar, kabaca D-B ve K-G'dir. Karaköy ve Mesudiye'nin batı kısmında kalan alanda, som karbonatların ve çörtlü kireçtaşlarının genel gidişi kabaca D-B olup, eğimleri güneye doğrudur (Şekil-7 A). Körmen iskelesi ve Emecik dolayındaki aynı birimlere ait katman doğrultuları ise kabaca K-G'e yakın (Şekil-7 B) olup, burada bazen, doğudan batıya, bazen de tersine sıkışma etkilerinin gözlemlendiği yaklaşık K-G gidişli asimetrik, bazen devrik antiklinal ve senklinaller gelişmiştir. Bu arada hemen belirtmek gerekir ki sıkışma yönünde her-

DATÇA YARIMADASI

hangi bir yaş sıralaması yapma olasılığı yoktur. Özetle, paleotektonik dönemde hem K-G, hem de D-B doğrultusunda sıkışma kuvvetleri egemen olmuştur. Hail ve diğ. (1984), Girit adasındaki incelemelerinde, Eosen Sonu-Oligosen Başı sıkışma kuvvetleriyle oluşmuş, önce doğudan batıya, sonra kuzeyden güneye değişim gösteren benzer gidişlerden etkilenen naplaşma hareketleriyle Batı Anadolu'nun jeolojik evrimini açıklamaya çalışmışlardır.

Bu arada, özellikle Mesudiye dolayındaki ofiyolit yüzeylenmelerinde çok belirgin iki eklem konumu saptanmıştır. Bunlar, K23B ve K40D'dur (Şekil- 8). Eğimleri ise 85-90 dereceler arasında değişmektedir.

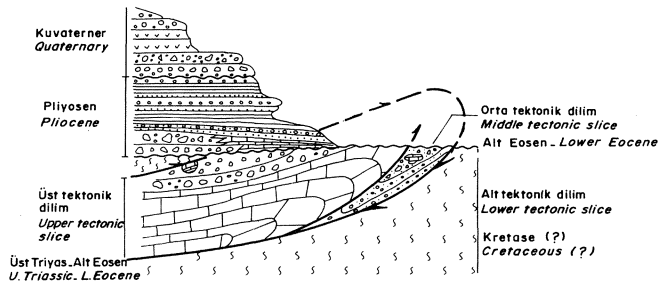


Şekil 8: Mesudiye dolayındaki ofiyolit yüzeylenmelerine ait egemen eklemlerin stereogramları.

Figure 8: The stereogram of the major joints belonging to ophiolite outcrops around Mesudiye.

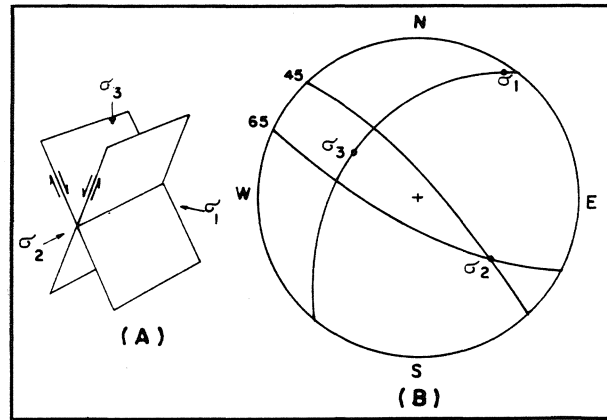
Ofiyolitler, Batı Toros Kuşağında pekçok yerde en üst nap dilimini oluşturmasına karşın, Datça yarımadasında bir terslenme söz konusudur. Olasılıkla Üst Eosen'den sonraki bir dönemde naplaşma hareketleri sırasında meydana gelmiş olan bu durum şekil-9'da gösterilmiştir.

Neotektonik dönemde, yarımada sadece çekme (extensional) kuvvetleri etkili olmuştur. Bu kuvvetlerin neden olduğu çekim (gravite) hatta büyüme (growth) fayları sonucu horst ve graben gibi yapısal şekiller meydana gelmiştir. Bunun en tipik örneği kuzeyde ka-



Şekil 9: Datça Yarımadasındaki ofiyolitlerin tektonik olarak aldanmasını açıklayan şematik enine kesit (ölçeksiz).

Figure 9: The schematic cross section explaining the underthrusting ophiolitic slice on Datça peninsula (not to scale)

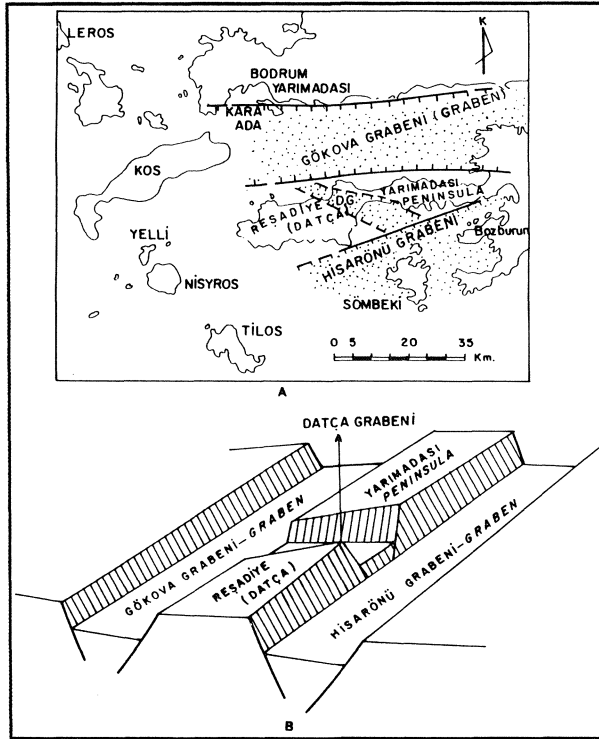


Şekil 10: A-Kesişen kırık düzlemleri ve gerilme kuvvetlerinin üç boyutlu görünüşü. B-Schmidt eşit alan neti üzerinde fay düzlemleri yardımıyla bulunun yamulma yönleri.

Figure 10: A-Conjugate fault planes and three dimensional position of principal stress directions. B- Strain directions obtained by fault planes on the schmidt equal area net.

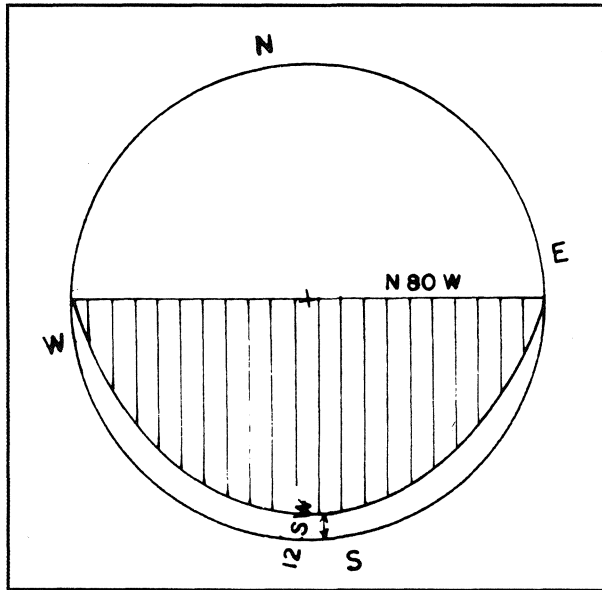
baça K65-70B gidişli; güneyde ise kabaca K40-50B gidişli bir fayla sınırlı Datça Grabeni'dir. Yukarıdaki fayların konumlarından yararlanılarak grabeni oluşturan gerilme kuvvetlerinin değerleri hesaplanmaya çalışılmıştır. Şekil 10 Ada grabeni etkileyen gerilme kuvvetlerinin durumu üç boyutlu olarak gösterilmiştir. Burada, $Q1 > Q2 > Q3$ 'dür. $Q1$, grabeni etkileyen en büyük gerilme değeridir. Yalnız unutulmamalıdır ki, bu hesaplamalar fayların şimdiki durumlarına göre yapılmıştır. Halbuki, fayların oluştuğu andaki gerilme değerleri şimdikinden biraz farklı olabilir. Bu nedenle, şekil-9-B'de Schmidt ağı kullanılarak hesaplanan kuvvetlerinin yamulma (strain) değerleri olması daha akılcıdır. Sonuç olarak, $Q1$ 'in değeri 2° , K34D; $Q2$ 'in değeri 41° , K53B ve nihayet $Q3$ 'ün değeri ise 50° , K57B olarak bulunmuştur.

Ayrıca, yarımada'nın neotektonik dönemdeki yapısal durumunu açıklayan olası model ortaya konulmuştur. Bu modelin haritası Şekil- 11 A'da, üç boyutlu hali ise



Şekil 11: Datça yarımadası ve yakın çevresinin neotektonik durumunu gösterir harita (A) ve blok diyagram (B).

Figure 11: A map and its block diagram showing tectonic situation of Datça peninsula and its closely surroundings.



Şekil 12: Pliyosen yaşlı çökellerde egemen katmanlanmayı gösterir stereogram.

Figure 12: Stereogram showing major bedding of sediments of Pliocene age.

Şekil- 11 B'de gösterilmiştir. Bilindiği gibi, Datça ile Bodrum yarımadası arasında, denizaltı alanında "Gökova Grabeni" aynı şekilde Datça yarımadası ile Bozburun yarımadası arasında, denizaltı alanında "Hisarönü Grabeni" yer almaktadır (Şekil- 11). Her iki grabenin fayları Datça Grabeni'ne ait fayları verev olarak keserler. Bu nedenle bu faylar göreceli olarak Datça Grabeni'ni sınırlandıran faylardan daha gençtir. Dolayısı ile bu faylardaki hareketlerle, Datça yarımadası, grabenler arasında Datça Grabeni ile birlikte tümüyle "horst" yapısı kazanmıştır (Şekil- 11 B). Çalışma alanında, kıyı boyunca izlenen yükselmiş plaj konglomeraları, deniz çekilmesinin ve yükseliminin en belirgin işaretçilerinden biridir.

Neotektonik dönemde oluşmuş faylar esas olarak D-B'ya ya da D-B'ya ait KB-GD doğrultuludur. Datça Grabeni'ni sınırlandıran faylar ile Cumalı, Örencik dolayından geçen faylar bu kategoridedir. Ayrıca, bu fayları 40-60 derecelik açılarla kesen KD-GB ya da KB-GD doğrultulu ikinci grup süreksizlikler vardır ki, Hamzalı dağın doğusundaki ve Cumalı ile Datça dolayındakiler bu kategoriye girmektedir. Her iki kategorideki süreksizliklerin eğimleri oldukça dik (70-90 derece) olup, oluşum yaşları Pliyosen ve Pliyosen sonrasıdır.

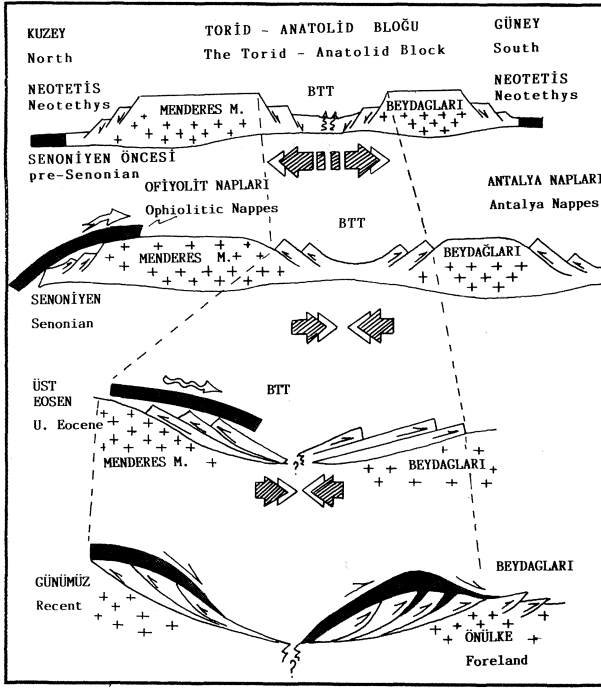
Graben içinde, Pliyosen yaşlı çökel katmanların genel konumu K80B, 12GB olup (Şekil- 12) bu ölçüm çok yaygındır.

PALEOCOĞRAYFA ve JEOLJİK EVRİM

İnceleme alanı, GB Anadolu'da Likya Naplan (Blumenthal, 1963) ya da Batı Toros Naplan (Ersoy, 1989 b ve c) gibi adlarla bilinen allokon yaygılar üzerinde bulunur.

Bazı araştırmacılara göre (Poisson, 1977, 1984; Poisson ve Sarp, 1985; Ersoy 1989 b ve c; Okay, 1989; Özkaya, 1990), Menderes Masifi ile Beydağları duraylı karbonat platformları arasındaki Toros alanında gelişimi okyanus kabuğu oluşumuna varmayan bir tekne yer almaktadır. Poisson (1977) m Tavas dolayında, Kızılcaya ya da Kızılcacı Teknesi olarak verdiği ad, Ersoy (1989 b ve c) tarafından daha geniş anlamda "Batı Toros Teknesi (BTT)^M olarak değiştirilmiştir (Şekil- 13).

Datça yarımadasında Üst Triyas-Alt Eosen aralığındaki tektonik birimler büyük olasılıkla bu tekneye aittir. Bu teknenin oluşum yaşı Üst Liyas (ya da Orta Jura)dır. Teknede çökeldiği düşünülen birimlerin litolojisi ve yaş konakları bunu destekler niteliktedir. Ek olarak; yarımada'daki sözkonusu tektonik birimin teknenin en batısında çökelmiş olması gerekir. Zira teknenin doğusuna doğru benzer istifler yer almasına rağmen, birimlerin üzerlerinde yer alan flişlerin yaşları farklıdır. Tekneye ait flişin yaşı doğudan batıya ve kuzeyden güneye doğru gençleşir (Ersoy 1989 b, c; 1990 a, b, c; 1991). Üst Triyas-Liyas aralığında algi, mercanlı, oolit



Şekil 13: GB Anadolu'nun levha tektoniği açılması. Birinci durum (Senoniyen Öncesi), Torid-Anatolide platformunun Kuzey-Güney yönünde uzaması ve kıta kabuğunun incelenmesi sonucu Üst Liyas (ya da Dogger) da Batı Toros Teknesi (BTT) nin oluşumunu göstermektedir. Bu arada, platformun hem kuzey hem de güneyinde birer Neotetis kolu yer almaktadır. İkinci durum, Senoniyen'de, çekme kuvvetlerinin sıkıştırma kuvvetleri ile yer değiştirmesi sonucu kuzeyde ofiyolit naplarının, güneyde Antalya naplarının ve Batı Toros Teknesi'nde ise terslenmiş yapıların gelişimi. Üçüncü durum, Üst Eosen'de ofiyolit naplarının gravite kaymaları ile tekneye taşınması. Son durum ise günümüzde tektonik birimlerin ofiyolitik dilimlerle birlikte Beydağları Önülkesi üzerine yerleşimi (Ersoy, 1991'den).

yapılı dolomit, dolomitik kireçtaşı ve kristalize kireçtaşları sığ denizi karakterize ederler. Üst Liyas'tan itibaren blok faylanmalara bağlı olarak ortam derinleşmeye başlar ve bunu takiben Orta Jura-Üst Kretase'de yan pelajik ve pelajik çörtlü kireçtaşları ile radyolarit ve çortler çökelmiştir. Som karbonatlar ile pelajik ve yarı pelajiklerin geçişleri kısa mesafede olmuştur. Bunun en belirgin kanıtı, som karbonatların en üst düzeylerindeki radyolarit fosillerinin varlığıdır. Radyolaritler ile birlikte silis oranının arttığı, karbonat oranının azaldığı çörtlü düzeyler, ortam derinliğinin CCD (kalsit nihai

Figure 13: The plate tectonics developing of the study area. First stage (in the pre-Senonian time), the developing of the Western Taurus Trough (BTT) as a result of the N-S extension of the Torid-Anatolide platform and rifting of continental crust. In Upper Liassic (or Dogger) age. In addition to this, there were Neotethys branches situated both on the North and the South of the platform. Second stage (in Senonian time) shows the ophiolite subduction at the north and the tectonically emplacement of the Antalya Nappes at the south and lastly, developing of the inverted structures in the BTT as a result of compression regime substituted of extension regime. Third stage the transporting into the trough of ophiolite nappes by gravity slidings shows in Upper Eocene time. Last stage shows the emplacement onto the Beydağları Foreland of the tectonic units together with ophiolitic slices at the Recent (After Ersoy, 1991).

durulma derinliği)'e yakın olduğunu gösterir (Harbury ve Hail, 1988).

Sömbeki Adasında, benzer istifin Liyas-Kretase yaşlı kısmının, önce (Jura sonu) KKD'ye varan derinliği, sonra Erken Kretase'de karbonatların tekrardan çökelimine bağlı olarak KKD'den daha az bir derinliği işaret ettiğini belirten Harbury ve Hail (1988), bunun KKD'deki önemli bir kararsızlığı yansıttığını düşünürler. Araştırmacılar, buna ilave olarak istifin stratigrafik kalınlığında ve karakterindeki yersel değişimlerin, denizaltı topografyasındaki değişimleri ve dip akıntılan aktivitesini gösterdiğini belirtirler.

Maestrihtiyen'e kadar süren pelajik karbonat çökeliyi yerini Üst Maestrihtiyen'den itibaren olası olarak Alt Eosen'e kadar sürecek olan kırıntılı çökelimine bırakmıştır. Bloklu Fliş adı verilen bu birim çörtlü kireçtaşlarını uyumlu olarak örter. Fliş çökeliyi, önce düzenli bir katman dizisinden oluşan kalkarenit arakatlı marn ve killi kireçtaşı ile başlamış, bunu kaba taneli litik kumtaşı, çamur matriksli breş, türbiditik kireçtaşı ve kilttaşları takip eder. İstif ultrabazik ve kireçtaşı exotik bloklu, sleyt, grovak, kalkarenit ve bazik volkanitlerden oluşan hafif metamorfize kaotik bir ünite ile son bulur. İstifin bu kısmının metamorfize olması naplaşma hareketleri sonucudur. Kaotik birim ile öncekilerin dokanak ilişkisini saptamak güçtür. Alt Eosen yaşlı bu karışık birim belki de farklı stratigrafik ya da paleocoğrafik bölgeye aittir (Orombelli ve diğ., 1967).

Fliş çökeliyin başlangıcı aynı zamanda bölgede çekme (extension) kuvvetlerinin sıkıştırma kuvvetleriyle

yer değiştirdiği bir dönemdir. Bu dönemde (Senoniyen'de) Menderes Masifi'nin kuzeyindeki İzmir-Ankara Zonu denilen Neotetis okyanus alanından ofiyolitler Torid-Anatolid platformu (Şengör, 1980)'nun kuzey kenarı üzerine bindirmişlerdir (Bergougnan, 1975; Dürr, 1975; Ricou ve diğ., 1975; Özgül, 1976; Özgül ve diğ., 1978, Ricou ve Marcoux, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981). Üst Kretase-Orta Eosen boyunca Menderes Masifi üzerinde ilerleyen ofiyolit napları Üst Eosen'de gravite kaymalarıyla Batı Toros Teknesi'ne aktarılmış ve bu şariyaj dilimleri Kale-Tavas molası ile örtülmüştür (Şengör ve Yılmaz, 1981). Yine aynı dönemde (Geç Kretase'de) Batı Toros Teknesi (Ersoy, 1989 b)'ni sınırlayan normal fayların hareket yönleri sıkışma hareketleri sonucu değişerek terslenmiş yapılar (inverted structures) meydana gelmiştir (Şekil- 11, Ersoy, 1991). Antalya naplarının Beydağları üzerine yerleşimi de benzer olaylar dizisinde gelişmiştir.

Paleotektonik dönemin Miyosen'de son bulmasıyla başlayan neotektonik dönemde, Ege hendeği oluşmuş ve buradaki dalma batmaya bağlı olarak Ege alanı günümüzde egemen olan yoğun tektonik hareketlere sahne olmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Neotektonik dönemde, Ege bölgesinde çekme kuvvetlerinin egemen olduğu bir rejim başlarken, bunun sonucu graben sistemi gelişmeye başlamıştır. Genellikle D-B uzanımlı bu grabenler, çalışma alanı ve dolayında izlenebilir (örneğin, Datça, Gökova ve Hisarönü grabenleri).

Datça Yarımadası, Üst Miyosen'de büyük olasılıkla kara halindeydi. Bu aşınma ortamı, Pliyosen'de tektonizma sonucu yerini önce akarsularla beslenen göl, daha sonra denizel ortama bıraktı. Deniz Pliyosen sonunda (ya da Pliyo-Kuvaterner'de) yarımadaının yükselmesine bağlı olarak aniden çekilmiştir.

Pliyosen'de sedimentasyon sırasında başlangıçta bir göl ortamı vardı ya da bu ortam akarsularla beslenen bir lagüdü. Fosil determinasyonları yanında istif içinde dolomit, kalker tüfü oluşumunun varlığı da göl ortamını (kapalı bir havzayı) gösteren özelliklerdendir. Çünkü bu dönemde, hafif tuzlu ve sıcak ekolojik koşullar olduğundan dolomit durulması olağandır. Daha sonra, tektonik olaylar sonucu oluşan gravite faylarıyla Datça Grabeni oluşmuş ve yanmada iki parçaya ayrılmıştır. Graben oluşumundan sonra deniz kara içine doğru ilerlemiş ve böylelikle alttaki karasal çökellerin üzerleri denizel olanlarla örtülmüştür. Pliyosen çökeline Ege volkanik yayının ürünleri de eşlik etmişlerdir. Çünkü Kızılan Köyünün ve Reşadiye bucağının doğusundaki Pliyosen yüzeylenmeleri içinde andezitik tüf çakılları bulunmuştur.

Bilindiği gibi, Ege Denizindeki volkanizma Afrika plakasının Girit Adası güneyinde Ege-Anadolu altına dalması sonucu meydana gelmiştir. Dalma olayı büyük olasılıkla Orta Miyosen'de başlamıştır. Ve bu yitim

zonu yaklaşık 3 milyon yıldan beri daha çok kalkalkalin nitelikte volkanizma meydana getirmektedir. Volkanik malzemeler daha çok Emecik, Datça, Knidos ve Cumalı dolayında görülmektedir.

Kuvaterner (belki de Pliyo-Kuvaterner ?) yaşlı yükselmiş plaj konglomeraları yarımadaındaki deniz seviyesi değişiminin günümüzdeki önemli kanıtlarıdır. Doğu Akdeniz'de özellikle İyoniyen denizinde son 6 milyon yıl için yapılan hesaplamalara göre deniz dibinin alçalma oranı ortalama 1000 yılda 1 metredir (Fabricus, 1984). Kuvaterner esnasında yeryüzü ölçüsünde östatik yükselme oranı 50 m. kadardır (Schwarzbach, 1984). Bununla beraber Kalabriyen transgresyonuna ait olanları yaklaşık + 150, Sisiliyen transgresyonuna ait olanları + 100 m., Milaziyen transgresyonuna ait olanları + 60, Tirenien transgresyonuna ait olanları + 30., Monastriyen transgresyonuna ait olanları + 20. ve Flandriyen (Nissa) transgresyonuna ait olanları ise yaklaşık + 5 m. yükseklikte bulunmaktadır (Fabricus, 1984). Bu araştırmacı Akdeniz kıyılarının 5 milyon yıldan daha eski olmadığını savunur. Datça yarımadasında yükselmiş kıyı konglomeraları kuzeyde + 25 m., güneyde ise + 20-25 m. kadardır.

SONUÇLAR

1- Bölgenin kay açları, arasında önemli bir zaman boşluğu olan tektonik ve post-tektonik birimlerden oluşur.

2- Tektonik birimlerden ofiyolitler tektonostratigrafik bakımdan alt dilim oluşturmaktadır. Bu durum olasılıkla Üst Eosen (ofiyolit naplarının Menderes Masifi'ni aşığı dönem) sonrası tektonik hareketlerle meydana gelmiştir.

3- Üst Tektonik Dilim olarak ayrıtılan Üst Triyas-Alt Jura yaşlı çökel istif doğuya doğru araştırmacı ve önceki çalışmacılar tarafından ayrıtılan istiflerle oldukça benzerlik gösterir. En önemli fark flişin yaşıdır. Baü Toroslar'da paleotektonik dönemde Maestrihtiyen'de başlayan kırıntılı ve çökeli mi doğudan batıya, kuzeyden güneye gençleşir.

4- Bölgenin tektoniği paleo ve neo tektonik dönem olmak üzere ikiye ayrılmıştır. Metin içinde diyagramlarda da gösterildiği gibi üst dilime ait katman ve kıvrımlarda yapılan ölçümlerden, paleotektonik dönemde biri kabaca D-B, diğeri ise K-G olan iki ana gidiş saptanmıştır. Tabi, buna neotektonik etkilerin katkısı olabileceği de gözardı edilemez.

Neotektonik dönemde, inceleme alanında çekme kuvvetinin etkisi gözlenmiştir. Bu etkiler sonucu büyüme faylarıyla Datça Grabeni oluşmuştur. Grabeni oluşturan en büyük gerilme değeri 2°, K34D'dur.

5- Önerilen neotektonik modele göre, Datça Yarımadası Gökova ve Hisarönü grabenleri arasında kabaca D-B uzanımlı bir horst şeklindedir.

DATÇA YARIMADASI

6- Üst tektonik dilime ait birimler Menderes Masifi ile Beydağlan otoktonu arasında Üst Liyas (ya da Orta Jura) da açıldığı düşünülen Batı Toros Teknesi'nin en batısında çökelmiştir.

KATKI BELİRLEME

Yazar, bu çalışmaya katkılarında dolayı Doç. Dr. Şener Üşümezsoy, Doç. Dr. İzver Tansel, yrd. Doç. Dr. Mehmet Sakmç'a ve ressam Cazibe Hoşgören'e teşekkür eder.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bergougnan, H., 1975, Relations entre les édifices pontique et taurique dans le nord-Est de l'Anatolie: Bull. Soc. Géol. Fr., Sér. 7, 17, 1045-1057.
- Bernouilli, D.; Graciansky, P.C, Monod, O., 1974, The extension of the Lycian nappes (SW Turkey) into the Southeastern Aegean island. Eclogae geol. Helv., 67- 4-90.
- Blumenthal, M., 1963, Le systeme structural du taurus: in Livre a le memorie du Prof. O. Fallet. Mem. Soc. Géol. France, Hans serie, 2.
- Brinkmann, R., 1966, Geotektonische Gliederung von Westanatolien: Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Monatsh., 10, 603-618.
- Bonneau, M., 1984, Correlation of the Hellenide nappes in the southeast Aegean and their tectonic reconstruction: In: Dixon, J. and Robertson, A.H.F. (eds.). The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Special Publication of the Geological Society, London, 17, 517-528.
- Chaput, E., 1936, Voyages d'études géologiques et géomorphologiques en Turquie: mem. Ist. Français Archeol. Stambul, 2, 1-312.
- Chaput, E., 1955, Contribution a l'étude de la faune Pliocene de la peninsule de Cnide (Turquie): Bull. Scient. Bourgogne., 15, 39-52.
- Çağlayan, A., Öztürk, E.M., Öztürk, Z., Sav, A., Akat, U., 1980 Menderes Masifi güneyine ait bulgular ve yapısal yorum. Jeol. Müh. Derg., 10, 9-17.
- Dürr, S., 1975, Über Alter und geotektonische Stellung des Menderes-Kristallins/SW- Anatolien und seine Aequivalente in der Mitteren Aegaeis: Habitations Schrift, Marburg/Lahn, 107 s.
- Erakman, B., Meşhur, M., Gül, M. A., Alkan, H., Öztaş, Y., Akpınar, M., 1986, Fethiye-Köyceğiz-Tefenni-Elmalı-Kalkan arasında kalan alanın jeolojisi: Türkiye 6. Petrol Kong., Jeoloji Bildirileri: Güven, A., Dinçer, A., Derman, A.S. (ed.), 23-32.
- Ercan, T., Günay, E., Türkekcan, A. 1982 a, Bodrum yarımadasının jeolojisi: MTA Derg., 97-98, 21-32.

- Ercan, T., Günay, E., Baş, H., Can, B., 1982 b, Datça yarımadasındaki Kuvaterner yaşlı volkanik kayaların stratigrafisi ve yapısı: MTA Derg., 97-98, 45-46.
- Ersoy, Ş., 1989 a, Ege Denizi'nin Uyuyan Devleri: Tübitak Bilim ve Teknik Derg. Ankara, 22, 256, 11-14.
- Ersoy, Ş., 1989 b, Fethiye (Muğla)- Gölhisar (Burdur) arasında Güney Dağı ile Kelebekli Dağ ve dolaylarının Jeolojisi: Doktora tezi. İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, 246 s.
- Ersoy, Ş., 1989 c, Batı Toroslar'ın Hellenidlerle karşılaştırılması: Güney Baü Anadolu'da yeni bir tekne "Batı Toros Teknesi". 43. Jeoloji Kurultayı (Bildiri özetleri), 30.
- Ersoy, Ş., 1990 a, Datça yarımadasındaki Paleotektonik birliklerin GB Anadolu jeolojisindeki rolü ve bunların Dış Hellenidler'de İyoniyen Kuşağı ile karşılaştırılması, İsparta 6. Mühendislik Haftası Tebliğ Özetleri, 3-4.
- Ersoy, Ş., 1990 b, Similarities of the Western Taurus Belt with the External Hellenides. Intern. Earth Scien. Cong, on Aegean Regions (Abstracts), Izmir, 158.
- Ersoy, Ş., 1990 c, Batı Toros (Likya) Napları'nın yapısal öğelerinin ve evrimin analizi. Jeoloji Müh. Derg., 37- 5-16.
- Ersoy, Ş., 1991, An approach to the origin of the Western Taurus (Lycia) Nappes. EUG (VI.) Cong. (Strasbourg) Terra Abstracts. 3, 1, 254.
- Fabricus, F.H., 1984. Neogene to Quaternary geodynamics of the area of the Ionian Sea and surrounding land masses. In: Dixon, J. and Robertson, A.H.F. (eds.) The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Spicial Pub. of the Geological Society, London, 17, 815-819.
- Graciansky, P. C, 1968, Teke yarımadası (Likya) Torosları'nın üst üste gelmiş ünitelerinin stratigrafisi ve Dinaro-Toroslar'daki yeri. MTA Derg., 71, 73-93.
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A., Dumont, J. F., 1979, Géologie Des Taurides Occidentals (Turquie). Memories De La Société Geologique De France. 109 s.
- Hail, R., Audley-Charles, M: G., Carter, D. J. 1984, The significance of Crete for the evolution of the Eastern Mediterranean. In: Dixon, J. and Robertson, A. H. F. (eds.). The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Special Pub. of Geological Society, London, 17, 499-516.
- Harbury, N. A., Hall, R., 1988, Mesozoic extensional history of the Southern Tethyan continental margin in the SE Aegean: Journal of Geological Society, London 145, 283-301.

- Jenkyns, H.C., Winterer, E.X., 1982, Palaeoceanography of Mesozoic ribbon Radiolarites. *Earth and Planetary Science Letters*, 60, 351-375.
- Kaaden, G., v.d., Metz (Graz), K., 1954, Datça-Muğla-Dalaman Çayı (SW Anadolu) arasındaki bölgenin jeolojisi. *TJK Bült.*, 1-2, 71-171.
- Kaaden, G. v.d., 1960, On the geological-tectonic setting of the Chromite province of Muğla (Turkey). *Symposium on Chrome ore-CENTO*, Ankara, 109-121.
- Mutti, E., Orombelli, G., Pozzi, R., 1970, Geological studies on the Dodecanese islands (Aegean Sea). IX Geological map of the island of Rhodes (Greece): Explanatory notes. *Ann. Ge'ò, Des Pays Hellén. Athenes*, 79-226.
- Okay, A., 1989, Denizli'nin güneyinde Menderes Masifi ve Likya naplarının jeolojisi. 109, 45-59.
- Orombelli, G., Lozej, G.P., Rossi, L.A., 1967, Preliminary notes on the Datça peninsula (SW Turkey) *Lincei-Rend. Sc. Fis. Mat. e nat.*, XLII, 830-841.
- Özgül, N., 1976, Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri. *TJK Bült.*, 19, 65-78.
- Özgül, N., Turşucu, A., Özyardımcı, N., Bingöl, L., Şenol, M., Uysal, Ş., 1978., Munzurlar'ın temel özellikleri. *Türkiye Jeol. Kur. 32. Bilimsel ve teknik Kurul. Bildiri Özetleri*, 10-11.
- Özkaya, İ., 1990, Origin of the allochthos in the Lycian belt, Southwest Turkey. *Tectonophysics*, 177, 367-379.
- Philippson, A., 1915, *Reisen und Forschungen im Westlichen Kleinasien S: Karien Sudliches Maander und das Westlichen Lykien. Erg. Heft. 183, zu Petermanns Mitteilungen*, Gotha, 135 s.
- Poisson, A., Sarp, H., 1985, Le Zone De Kızılca-Çorakgöl-Un exemple de sillon intra-Plateforme a la Marge externe du Massif du Menderes. Sixth Colloquium on geology of the Aegean region, İzmir, 555-564.
- Poisson, A., 1977, *Recherches géologiques dans les Toriges occidentals (Turquie). Thèse Univ. Paris-Sud, Orsay.*, 795 p.
- Poisson, A., 1984, The extension of the Ionian Trough into southwestern Turkey: In: Dixon, J. E. and Robertson, A.H.F. (eds.). *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. The Special Pub. of the Geological Society, London*, 17, 241-251.
- Ricou, L. E., Argyriadis, I., Marcoux, J., 1975, Uxe calcaire du Taurus un alignement de fenêtres arabo-africains sous des nappes radiolaritiques, ophiolitiques et métamorphiques. *Bull. Soc. Géol. Fr., Sér. 7*, 17, 1024-1044.
- Rossi, L.A., 1966, La geologia della penisola di Datça (Turchia). *Doktora Tezi, Milano Univ. İtalya*, 184 s.
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: A Plate tectonic approach, *Tectonophysics* 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları: *Türk. Jeol. Kur. Konferanslar Serisi* 2, 40 s.
- Thuizat, R., Whitechuch, H., Montigny, R., Juteau, T., 1981, K-Ar Dating of some infra-ophiolitic metamorphic soles from the Eastern Mediterranean. New evidence for oceanic thrusting before obduction Earth planet. *Sci. Lett.* 52, 302-310.
- Tintant, H., 1954, Etudes sur la microfaune du Néogène de Turquie: 1- La Microfaune du Pliocène de Datça. *Bull. Scient. Borgonne*, 14, 185-208.
- Whitechuch, H., Juteau, T., Montigny, R., 1985, Role of the Eastern Mediterranean ophiolites (Turkey, Syria, Cyprus) in the history of the Neo-Tethys. In: Dixon, J. E., and Robertson, A. H. F. (eds.). *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Special Pub. of Geological Society, London*, 17, 301-317.
- Yılmaz, P. O., 1984, Fossil and K-Ar data for the age of the Antalya Complex, SW Turkey. In: Dixon, J. E. and Robertson, A. H. F. (eds.). *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Special Pub. of Geological Society, London*, 17-335-349.

Varto, Hınıs, Bulanık, Malazgirt yöresi linyitlerinin petrografik özellikleri

Petrographic properties of the lignites of Varto, Hınıs, Bulanık, Malazgirt regions

İLKER ŞENGÜLER
SELAMİ TOPRAK

MTA Enerji Hammadde Etüd ve Arama Dairesi, Ankara
MTA Maden Analizleri ve Teknoloji Dairesi, Ankara

ÖZ: Bölgedeki linyit oluşumları, göl çökeli olan Alt Pliyosen-Üst Pliyosen yaşlı Zırnak formasyonu içinde yer alır. Formasyonun tipik kesit yeri Zırnak Tepe olup, geçmiş yıllarda yapılan sondajlarda, değişik kalınlıklarda linyit damarları kesilmiştir. Bölgedeki linyitlerin korelasyonu, Zırnak Tepe linyitleri baz alınarak, linyitlerin petrografik özellikleri ile yapılmıştır. Petrografik analizlerde linyitlerin demir minerallerinin, kil-silikat minerallerinin ve ekzinit oranlarının yüksek olduğu, hüminit oranlarının düşük, ayrıca inertinit oranlarının çoğunlukla, ekzinit oranlarından daha düşük olduğu görülmektedir. Zırnak formasyonundaki linyitlerin oluşum süresi boyunca bölgede aşınma olmuş ve buna bağlı olarak da kırıntılı tortul ile beslenmiştir. Bu nedenle linyitler yüksek oranda kil içerip, düşük ısı değerine sahiptirler.

ABSTRACT: The lignite seams are occurred in the Zırnak formation within the Hınıs basin. This unit was deposited in the limnic environment and ranges of Lower Pliocene to Upper Pliocene in age. The typical section of the formation are exposed in the Zırnak Hill. The lignite seams varying with different thicknesses have cut during drillings. The correlation of lignites in the region, having the Zırnak hill lignites as base have been carried out with petrographical properties of the lignites in the petrographical analysis, the lignite seams seem to contain of high amount of iron, clay-silicate minerals as well as exinite macerals but low amount of huminite macerals and it seems that the amount of inertinite macerals are mostly lower than exinite macerals. During the occurrences of the lignites of Zırnak formation, various erosions and related detrital sediment accumulation movements have taken place. For this reason the lignites contain considerably high amount of clay materials and have low calorific values in general.

GİRİŞ

Çalışma alanı, Doğu Anadolu Bölgesinin büyük bir kesimini kapsamaktadır (Şekil 1). Bu çalışma, MTA Genel Müdürlüğü Enerji Hammadde Etüd ve Arama Dairesinin 1985-87 yılları arasında Doğu Anadolu'da yürüttüğü, linyit etüdlere projesinin bir bölümünü oluşturmaktadır.

Doğu Anadolu'da yıllardan beri bilinen ve günümüzde ekonomik olarak görülmeyen linyit oluşumları, stratigrafik olarak birbirleriyle korele edilememektedir. Çalışmamızda, Pliyosen yaşlı Zırnak formasyonu içerisinde yer alan Zırnak Tepe linyitleri ile havzadaki diğer linyitler petrografik özelliklerinden yararlanarak karşılaştırılmaya çalışılmıştır. Ekonomik linyit oluşumlarını aramaya yönelik çalışmalara ışık tutması amacıyla yapılan bu çalışmada, arazi çalışması ve örneklerin derlenmesi İ. Şengüler, petrografik analizler S. Toprak tarafından yapılmıştır.

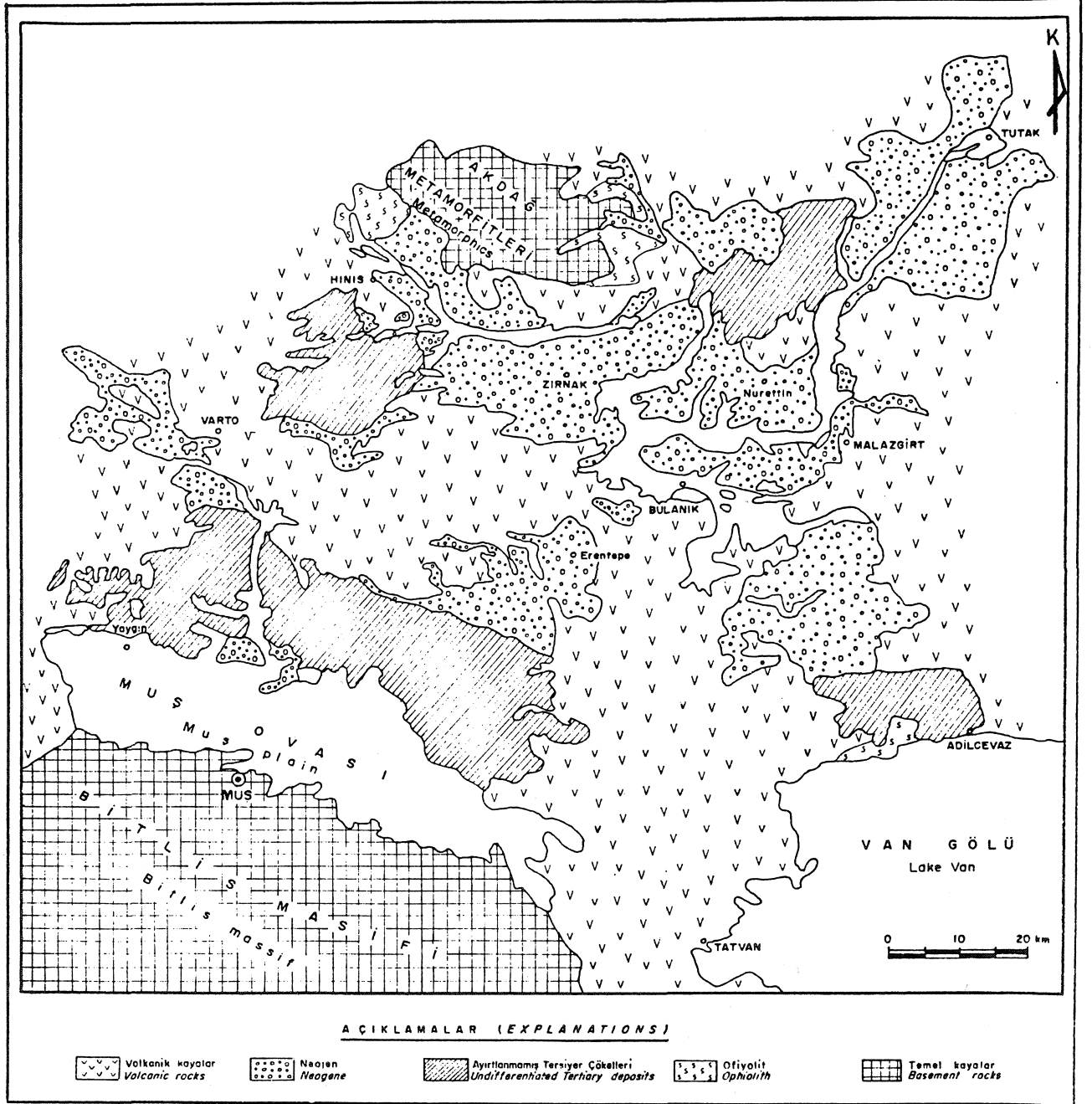
İnceleme alanında; Mercier (1949), Durrich (1967), İlker (1967), Lebküchner (1967 ve 1968), Elnaif (1969),

Staesche (1969), Şaroğlu (1985), Akay ve diğ., (1989) çalışmalar yapmışlardır.

STRATİGRAFİ

Bölgenin temel kayaları, Paleozoyik yaşlı metamorfizmler ile Kretase yaşlı ofiyolitler olup, bunların üzerinde Üst Kretase-Pleyistosen zaman aralığında çökelmiş bir tortul istif yüzeylenmektedir (Şekil 2).

Bölgede, temel kayalar üzerinde ayırtılmamış Tersiyer çökelleri yer almaktadır (Paleosen-Orta Eosen yaşlı Toraman formasyonu, Üst Eosen yaşlı Ahlat formasyonu, Oligosen yaşlı Yazla formasyonu). Tersiyer çökellerinin üzerine Alt Miyosen yaşlı Adilcevaz formasyonu (kuzeyde Aktuzla formasyonu ile yanal geçişli), Hınıs civarında Üst Miyosen yaşlı Alibonca formasyonu ve bütün bölgede Pliyosen yaşlı Solhan volkanitleri ile yanal ve düşey geçişli Zırnak formasyonu gelmektedir. Üst Pliyosen-Pleyistosen yaşlı Bulanık formasyonu bütün birimleri uyumsuz olarak örtmektedir.



Şekli 1 : Muş, Hınıs, Tutak bölgesinin sadeleştirilmiş jeoloji haritası

Üst Miyosen-Kuvaterner zaman aralığında, Doğu Anadolu'da aktivitesini sürdüren volkanizma; eş zamanlı çökellerle yer yer aralanmalı olarak, yer yer arakatlı olarak, yer yer de onları örterek geniş alanlar kaplamaktadır (Şekil 2).

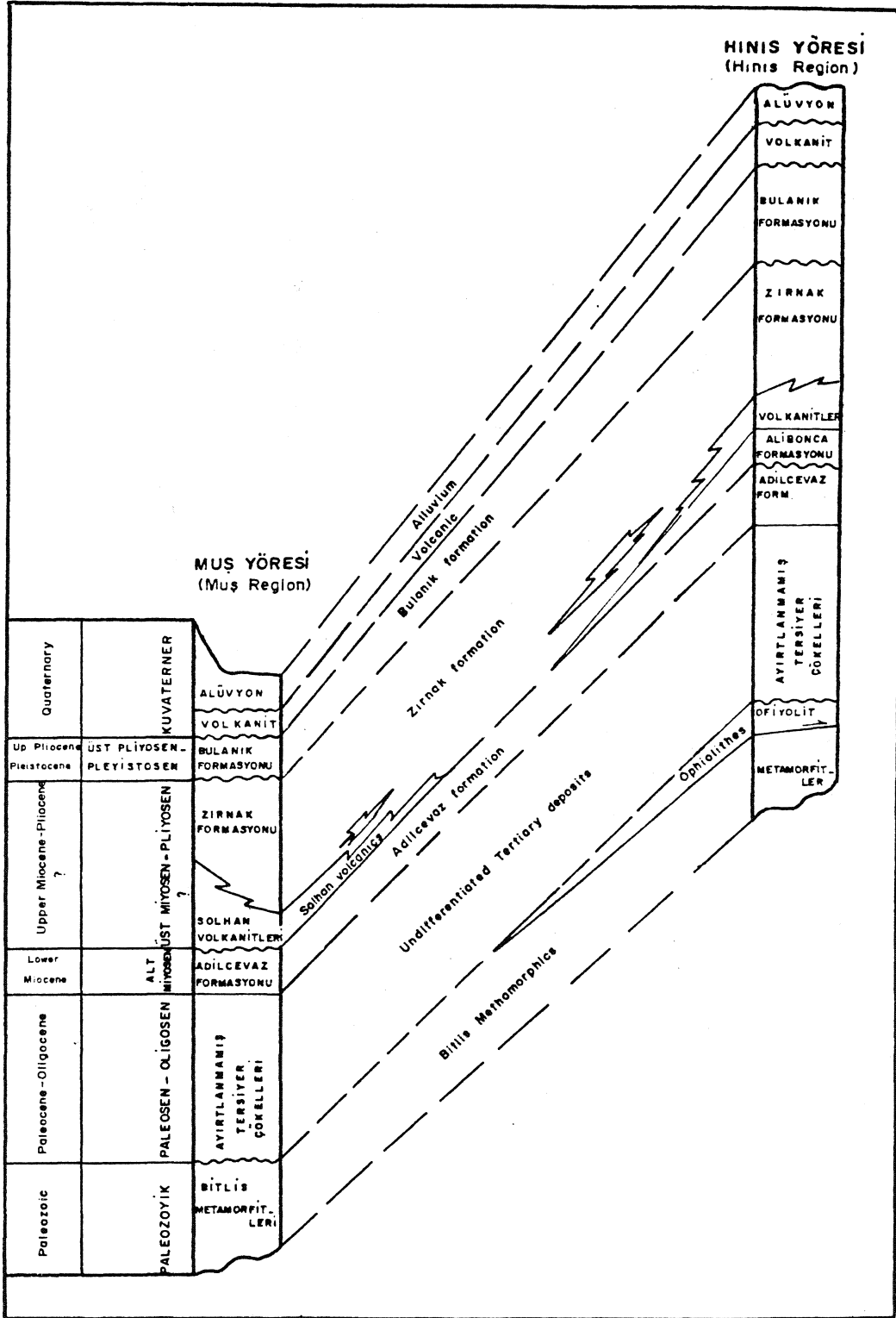
ZIRNAK FORMASYONUNUN TANIMI

Bölgede, Alt Pliyosen-Üst Pliyosen yaşlı, kömürlü Zırnak formasyonu yer yer bazalt akıntıları kapsayan

Figure I: The simplified map of Muş, Hınıs, Tutak region.

olasılı Üst Miyosen yaşlı Alibonca formasyonu üzerine yersel uyumsuzlukla gelir (Şekil 2). Zırnak formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen Üst Pliyosen - Pleistosen yaşlı Bulanık formasyonunun çakıtaşı, kumtaşı ve tüfit ardışımı içerisinde de yer yer linyit düzeylerine ve turba oluşumlarına raslanılmaktadır. Zırnak formasyonu içindeki önemli linyit oluşukları Şekil 3'de gösterilmiştir.

Zırnak formasyonu, tabanında çakıtaşı ve kaba kumtaşı aralanması ile başlar, üst seviyelere doğru lin-

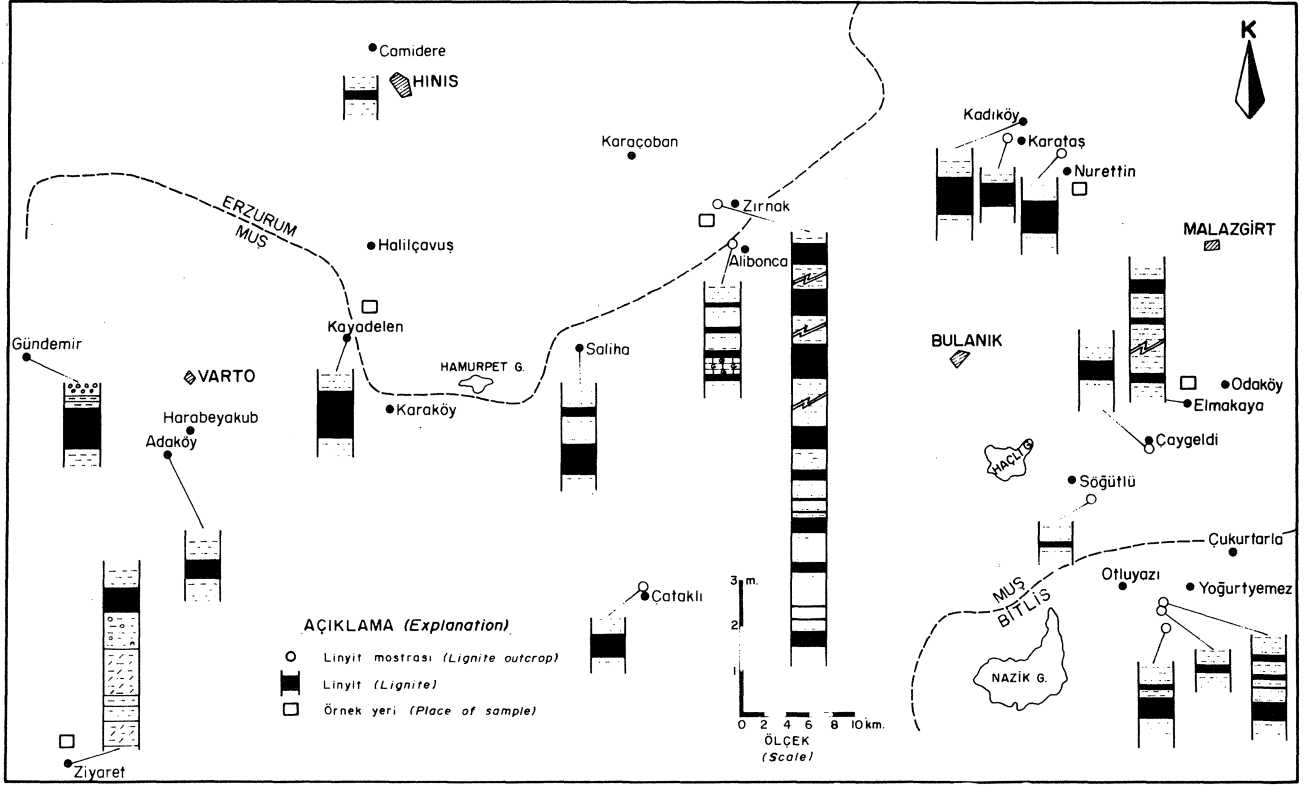


Şekil 2 : Muş, Hınıs bölgelerinin genelleştirilmiş stratigrafik korelasyonu

Figure 2: Generalized stratigraphic correlation of Muş, Hınıs regions

yit damarları içeren kumtaşı, marn, kıltaşı, silttaşı arda-
lanmasına geçer. Birimin en üst seviyelerinde yer yer
gösel oolitik kireçtaşları yüzülemektedir. İstifin
değişik seviyelerinde bulunan volkanik kayalar genel-
likle bazalt, tüf ve aglomeralardır.

Zırnak tepede yüzeylenen 8 linyit damarı marn,
kıltaşı ve silttaşı arda lanmasından oluşan istif içerisinde
yer almaktadır (Şekil 4). 1972-76 yılları arasında yapılan
sondajlarda 0.05 m ile 3.50 m arasında değişen
kalınlıklarda linyit düzeyleri kesilmiştir (Selvi, 1977).



Şekil 3 : Varto, Hınıs, Bulanık, Malazgirt yöresinin önemli linyit oluşukları

Figure 3: The important lignite seams of Varto, Hınıs, Bulanık and Malazgirt regions

Birimin yaşı, Akay ve diğ. (1989) tarafından Alt Pliyosen-Üst Pliyosen olarak saptanmıştır.

LİNYİTLERİN PETROGRAFİK ÖZELLİKLERİ

Zırnak formasyonu içerisinde yer alan linyit mostralarından "oluk numune" şeklinde alınan örneklerin maseral ve mikrolitotip dağılımlarının saptanmasında pellet numuneler ve yansıyan ışık mikroskobu kullanılmıştır. Analizlerde kullanılan objektif 32X ve yağlı olup, büyütme oranı 320 dir. Maseral ve mikrolitotip analizlerinde ICCP (The International Committee for Coal Petrology) standartlarındaki sınıflamalar ve isimler kullanılmıştır.

Bölgedeki kömürlerin, kömürleşme dereceleri linyit olup, hüminit yansıma değerleri (% Rm) 0.4 den küçüktür.

Yapılan maseral analizleri linyitlerin kimyasal bileşimini ve orijinini, mikrolitotip analizleri linyitlerin ortamsal özelliklerini belirtmektedir.

Kömürlerin petrografik yapı elemanlarını oluşturan maseral grupları; hüminit (ve/veya vitrinit), ekzinit (ve/veya liptinit) ve inertinitlerdir. Mikrolitotipler ise mikroskopik gözlemlerle saptanabilen maserallerin tipik birleşimlerinden meydana gelmiş olup genellikle boyutları 50 mikron civarında olan tabakalardır (Nakoman, 1971).

Linyitlerin maseral ve mikrolitotip analizleri Tablo 1'de toplu olarak verilmiştir.

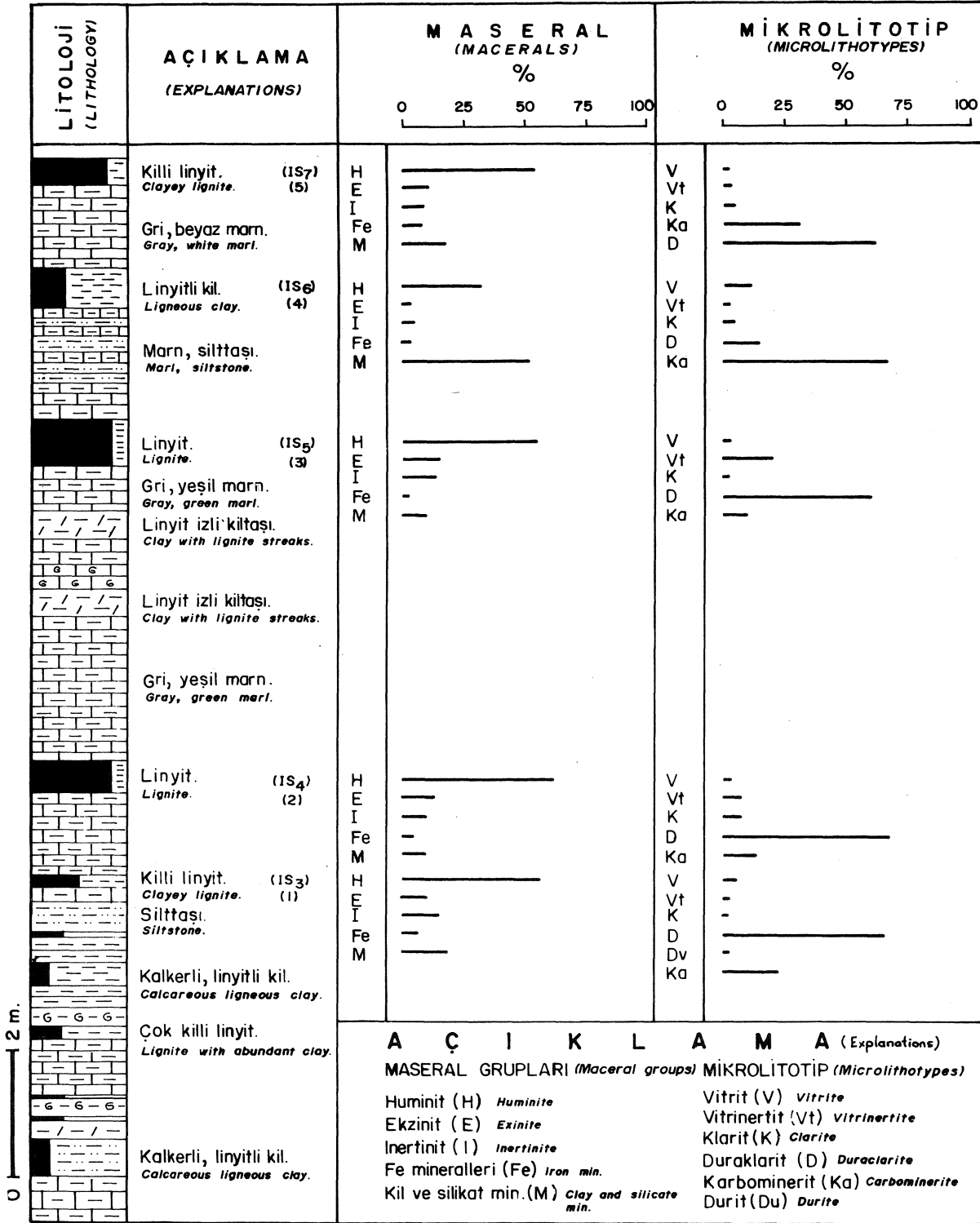
Petrografik analizlerde; linyitlerin demir minerallerinin, kil-silikat minerallerinin ve ekzinit oranlarının yüksek olduğu, hüminit oranlarının ise çoğunlukla ekzinit oranlarından daha düşük olduğu gözlenmektedir. (Şekil 4,5,6).

Linyitlerin maseral dağılımına bakıldığında; (1), (2), (3) nolu örneklerde inertinit ve ekzinit oranlarının yüksek olduğu, (4) nolu örnekte bu değerlerin düştüğü, kil-silikat mineralleri oranının arttığı görülmektedir. Maseral dağılımındaki bu ani değişim, o sırada kırıntılı tortul gelişiminin başladığını göstermektedir. Ayrıca ekzinit oranının düşük olmasına dayanarak, linyitlerin karasal bataklık ortamında oluştuğu söylenebilir (Toprak, 1985).

Zırnak tepe linyitlerinin -(4) nolu örnek dışında- petrografik özellikler açısından, havzadaki diğer linyitlerden farklı olmadığı anlaşılmaktadır (Tablo 1). Şekil 6'daki histogramda görüldüğü gibi Bulanık-Elmakaya (6), Malazgirt-Nurettin (7), Muş-Ziyaret (8) ve Varto-Kayadelen (9) linyitlerinin kil-silikat mineralleri oranı yüksektir. Buna dayanarak, linyitlerin oluşum döneminde bölgede aşınma olduğu ve kırıntılı tortul beslenmesinin önemli düzeyde geliştiği belirtilebilir.

Linyitlerin kil-silikat mineralleri, karbominerit oranı ile doğru orantılıdır. Bölge linyitlerinde, kömür ve mi-

LİNYİTLERİN PETROGRAFİSİ

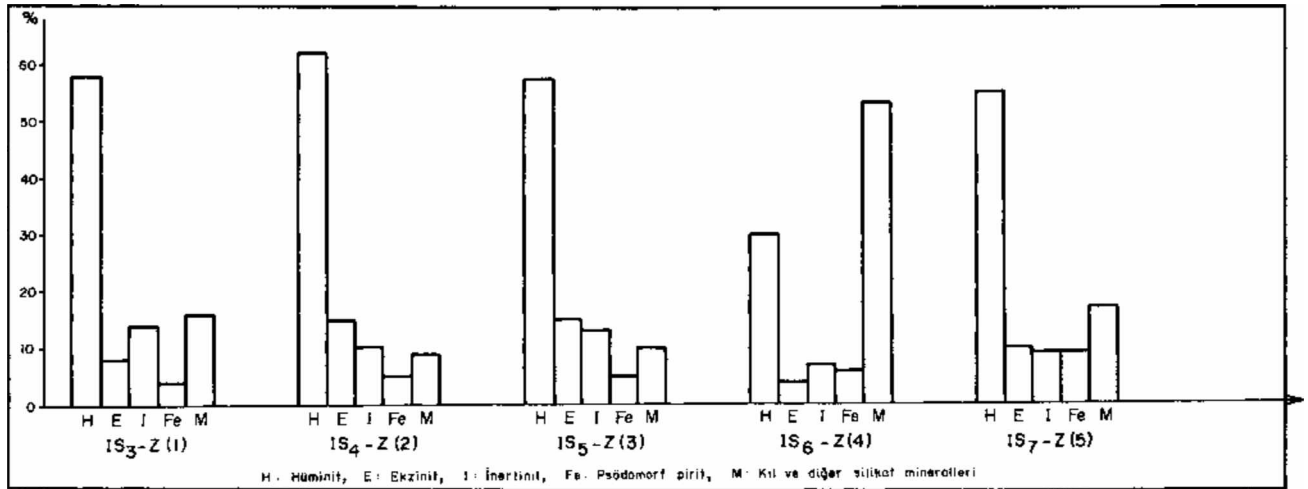


Şekil 4 : Zırnak Tepe linyitlerinde saptanan maseral grupları ve mikrolitotip dağılımı

Figure 4: Maceral group and microlithotype distributions of the Zırnak Tepe lignites

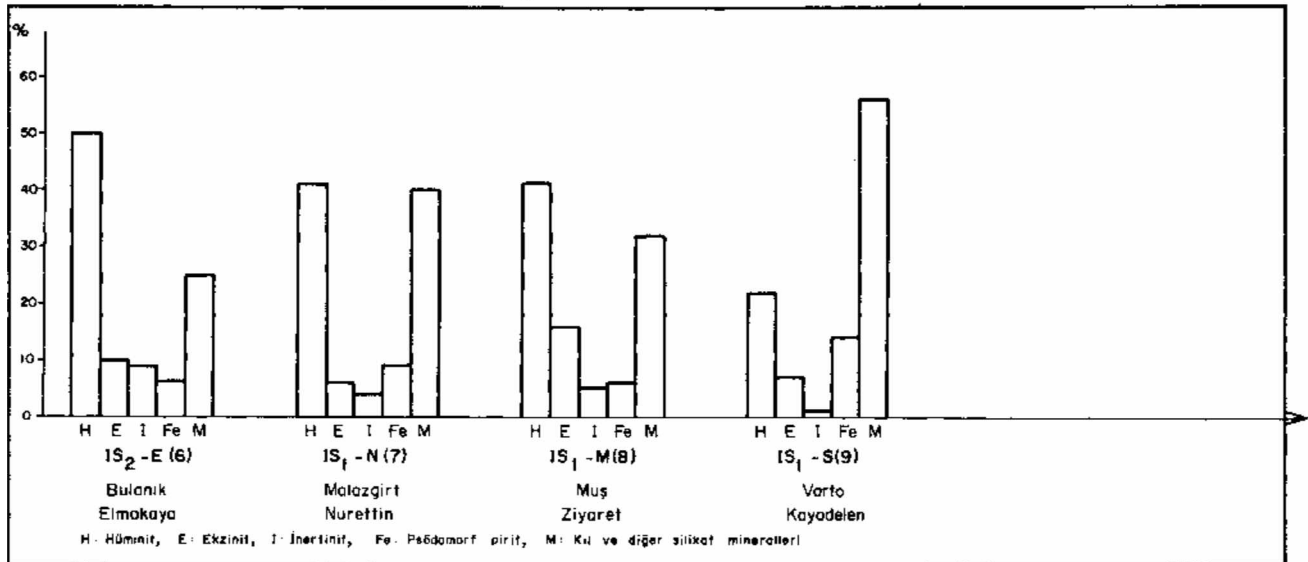
neral karmaşığı olan karbominerit ile duroklarit oranı genellikle yüksektir. Arazi gözlemlerimize göre kömürü meydana getiren makroskopik bitki kalıntıları çok küçük, kıyılmış parçalar halindedir. Öte yandan petrografik analizlerde de inorganik madde içeriğinin fazla oluşu,

bu linyitlerin taşınmış olduğunu göstermektedir (Stach ve diğ., 1982). Ayrıca duroklarit oranının yüksek oluşuna dayanarak, göl kıyası bataklık ortamının ürünü olduğu söylenebilir (Şekil 7).



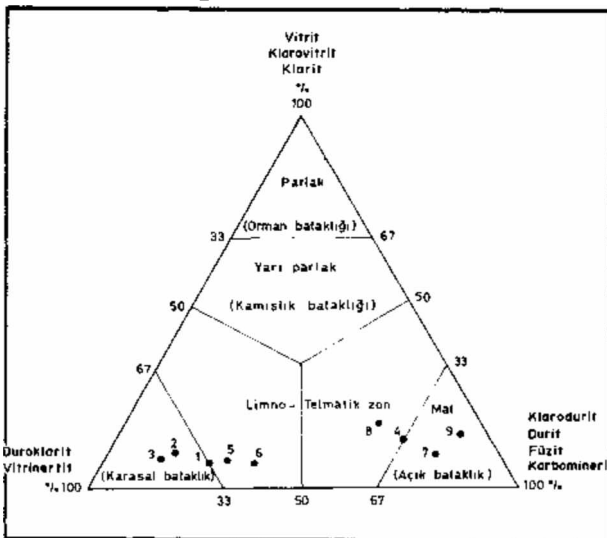
Şekil 5 : Zırnak bölgesi linyitlerinin maseral grupları ile mineral dağılımını gösteren histogramlar

Figure 5: The histograms of the maceral groups and mineral distributions of the Zırnak lignites



Şekil 6 : Yörenin diğer linyitlerinin maseral grupları ve mineral dağılımını gösteren histogramlar

Figure 6: The histograms of the maceral groups and mineral distributions of the other lignites of the region



Şekil 7 : Havza kömürlerinin sınıflaması ve muhtemel çökelme ortamları

Figure 7: The classification of the coals and their probable depositional environments in the basin.

LİNYİTLERİN PETROGRAFİSİ

NO	ÖRNEK NO VE YERİ (Place of sample)	MASERAL DAĞILIMI (%) (MACERALS)					MİKROLİTOTİP DAĞILIMI (%) (MICROLITHOTYPES)					
		Hüminit (Hüminite)	Ekzinit (Exinite)	İnertinit (Inertinite)	Fe Mineralleri (Iran min)	Kil ve Silikat Mineralleri (Clay and silicormin)	Hümit (Vitrin) (Vitrinite)	Klarit (E+V) (Clarite)	Vitrinertit (V+I) (Vitrinertite)	Durit (E+I) (Durite)	Duraklarit (V>I,E) (V+I+E) (Duroelarite)	Karbominerit (Köm+Min) (Karbominerite)
1	IS3-Z Zırnak	58	8	14	4	16	6	2	2	1	65	24
2	IS4-Z Zırnak	62	15	10	5	9	4	8	8	-	67	13
3	IS5-Z Zırnak	57	15	13	5	10	6	3	22	-	59	10
4	IS6-Z Zırnak	30	4	7	6	53	11	6	3	-	15	65
5	IS7-Z Zırnak	55	10	9	9	17	1	7	2	-	62	29
6	IS2-E Elmakaya	50	10	9	6	25	3	5	1	-	53	38
7	IS1-N Nurettin	41	6	4	9	40	2	10	2	-	12	74
8	IS1-M Ziyaret	41	16	5	6	32	4	17	1	-	17	61
9	IS1-S Kayadelen	22	7	1	14	56	1	17	-	-	4	78

Tablo 1 : Varto, Hınıs, Bulanık, Malazgirt yöresi linyitlerinin petrografik analiz sonuçları

Table 1 : Petrographical analyses results of the Varto, Hınıs, Bulanık, Malazgirt lignites

ORTAMSAL YORUM ve SONUÇ

Linyitlerin mikrolitotip dağılımları üçgen diyagrama uygulandığında çoğunun mat ve yarı mat özellikte olduğu, karasal bataklık, limnotelmatik ve suya açık bataklık ortamlarında olduğu görülmektedir (Şekil 7).

Limno-telmatik ortam ile karasal bataklık sınırında yeralan (1) nolu linyit örneği, stratigrafik kesitte ve üçgen diyagramda görüldüğü gibi (2) ve (3) nolu örneklerle gidiş yönünde yani istifin üst seviyelerine doğru bir rögresyonu göstermektedir. Daha sonra su seviyesinin artışına bağlı gelişen transgresyon ile istifin üst seviyelerindeki linyit düzeyleri çökelmiştir (Şekil 4 ve 7).

Zırnak tepe dışında, bölgenin diğer yerlerindeki linyitler limno-telmatik ve açık bataklık zonlarında oluşmuştur.

Sonuç olarak; petrografik özellikler açısından farklılık göstermemesine rağmen Zırnak tepe linyitlerinin çökelme ortamı, bölgedeki diğer linyitlerin çökelme ortamlarından, yüksek oranda hüminit maseralı ve düşük orana kil-silikat mineralleri içermeleri açısından farklıdır. Zırnak tepe linyitleri egemen olarak karasal bataklık ortamını, yörenin diğer linyitleri ise açık bataklık ortamını yansıtmaktadır.

KATKI BELİRTME

Arazi çalışmalarımızdaki katkılarından dolayı jeoloji mühendisleri Ş. İsmailoğlu, K. Sulu ve C. Köse'ye, arazi ve laboratuvar çalışmalarımızdaki değerli katkılarından dolayı Sayın Doç. Dr. Güner Ünalın'a ve Sayın Vedat Yüksel'e teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akay, E., Erkan, E., Ünay, E., 1989, Muş Tersiyer Havzasının Stratigrafisi: MTA Derg. No. 109.
- Durrich, A., 1967, Malazgirt, Bulanık, Ahlat bölgesinin linyit etüdü : MTA Rap., No. 6098, yayımlanmamış.
- Elnaif, S., 1969, Muş kuzey sahasının petrol etüdü raporu : MTA Rap., No. 4286, yayımlanmamış.
- İlker, S., 1967, Erzurum-Muş Bölgesinde Karaköse J 48 a4, di patfaların 1: 25000 ölçekli detay petrol etüdü, MTA Rap., No : 4177, yayımlanmamış.
- Lebküchner, R.F., 1967, Erzurum vilayeti, Hınıs kazası, Zırnak civarında bir linyit zuhurunun prospeksiyonu : MTA Rap., No. 3990, yayımlanmamış.

- Lebküchner, R.F., 1968, Erzurum, Bitlis ve Muş vilayetlerine ait linyit prospeksiyonu : MTA Rap., No. 4002, yayımlanmamış.
- Mercier, J., 1949, Malazgirt-Bulanık bölgesinde jeolojik gözlemler : TJK Bülteni, Cilt 2, Sayı 1.
- Nakoman, E., 1971, Kömür : MTA Enstitüsü Yayınlarından, Eğitim Serisi, No : 8, Ankara.
- Selvi, B., 1977, Erzurum-Hınıs-Zırnak kömür havzasının raporu : MTA Rap., No. 6379, yayımlanmamış.
- Staesche, U., 1969, Hınıs-Ağrı-Malazgirt bölgesinin linyit etüdü : MTA Rap., No. 6382, yayımlanmamış.
- Stach, E., Mackowsky, M., Teichmüller, M., Taylor, G.H., Chandra, D. ve Teichmüller R., 1982, Stach's textbook of coal petrology : Gebrüder Borntraeger Berlin, Stuttgart.
- Şaroğlu, F., 1985, Doğu Anadolu'nun neotektonik dönemde jeolojik ve yapısal evrimi : Doktora tezi, İ.Ü. Fen Bil. Ens. Jeo. Müh. Ana Bilim Dalı, İstanbul.
- Toprak, S., 1985, Kozlu kömürlerinin petrografik özellikleri : Master tezi, Pittsburg Üniversitesi, USA.

Miyosen yaşlı Hırka Formasyonundaki (Beypazarı-Ankara) dolomitlerin mineralojik özellikleri

Mineralogical features of dolomite in the Hırka Formation (Beypazarı-Ankara)

İŞİKÖZPEKER İ.T.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul
FAZLI ÇOBAN İ.T.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul
FAHRİ ESENİ İ.T.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul
RECEP H. EREN İ.T.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul

ÖZ: Beypazarı (Ankara) Miyosen havzasında "Hırka Formasyonu"na ait Tronalı seri optik ve X ışınları difraksiyonu yöntemleri ile incelenmiştir. Tronalı seri, tronadan başka; pirsonit, nakolit, dolomit, kalsit, manyezit, klinoptilolit, analsim, K- feldspat, kuvars, smektit, illit, biotit, ve hornblend'ten meydana gelen genel mineral birliğini kapsar. Dolomit, tronalı serinin tüm seviyelerinde bulunmaktadır. Yapılan inceleme sonucu trona içeren seviyelerin (alt ve üst trona zonları) % 85 oranında doğal soda mineralleri ve % 10-15 dolomitten oluştuğu saptanmıştır. Trona içermeyen düzeylerdeki dolomitler Ca-Dolomit türündendir. Alt ve üst trona düzeylerindeki dolomitlerin ise ideal kristal yapısında oldukları saptanmıştır.

ABSTRACT: The trona-bearing serie of the "Hırka Formation" of Miocene age in the Beypazarı (Ankara) basin have been examined by optical and X ray diffraction techniques.

In addition to trona, trona-bearing serie consist mainly of pirssonite, nahcolite, dolomite, calcite, magnesite, clinoptilolite, analcime, K-feldspar, quartz, smectite, illite, pyrite, biotite and hornblende. Studies shown that, trona-bearing zones (lower and upper trona horizons) are composed of mainly of 85 % well crystallized natural soda minerals such as trona, pirssonite, nahcolite and 15 % dolomite. Dolomites in the non trona bearing zones are of Ca-Dolomites types. On the other hand, the ideal crystallographic structure of dolomites have been determined in the lower and upper trona horizons.

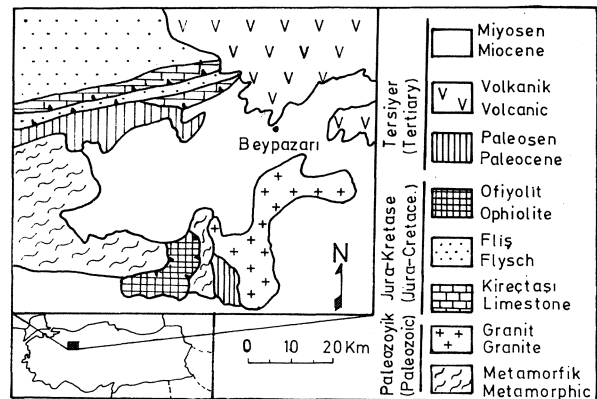
GİRİŞ

Ankara'nın kuzeybatısında bulunan (Şekil: 1) Beypazarı Neojen havzasında değişik amaçlı birçok çalışma yapılmıştır. Önceleri enerji hammaddeleri amacıyla yapılan (Göktunah, 1963; Wedding, 1965, Gökmen, 1965) bu çalışmalardan sonra bölgede doğal soda oluşumları belirlenmiştir (Şener, 1981; Tenekeci ve diğerleri: 1983). Doğal soda oluşumunun belirlenmesinden sonra bölgede stratigrafik ve mineralojik çalışmalar ağırlık kazanmıştır (Ataman, 1976 : Gündoğdu ve diğ., 1985 ; Helvacı ve diğ., 1987,1988). Bu çalışmada trona kapsayan "Hırka Formasyonu" (Gündoğdu ve diğ., 1985) içinde saptanan dolomitlerin mineralojik özellikleri ile trona ile arasındaki ilişki incelenerek dolomitleşme özelliğinin belirlenmesine çalışılmıştır.

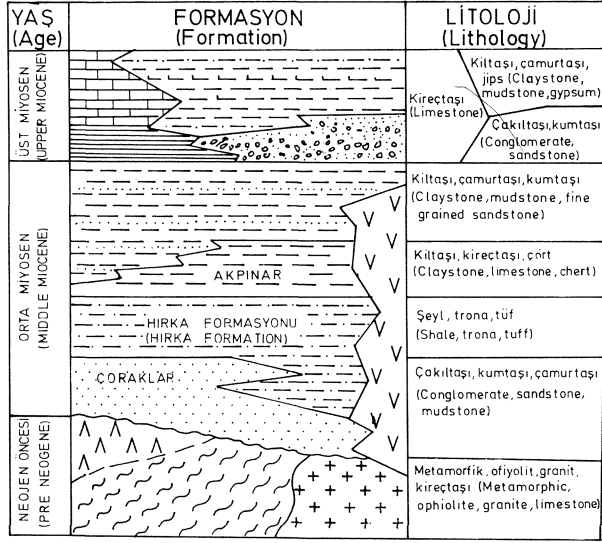
GENEL JEOLOJİ

Bölge ve yakın çevresinde Paleozoyik, Mesozoyik ve Tersiyer'e ait kayalar bulunmaktadır (Tenekeci ve diğ., 1983). Paleozoyik temel kayalar başlıca metamorfikler ve asit intrüzyonları ile temsil edilir. Ofiyolit, karbonat ve kırıntılı çökellerden oluşan Mesozoyik, Paleozoyik üzerinde uyumsuzdur. Tüm bu birimler üzerine uyumsuz

olarak 750 metre kalınlığında Neojen çökelleri gelir. Neojen birimleri Orta ve Üst Miyosen yaşlıdır ve



Şekil 1: Yer buldum haritası (Yağmurlu ve diğ., 1988)
Figure: Location map (from Yağmurlu et al., 1988)



Şekil 2: İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik istifi (Yağmurlu ve diğ., 1988)

Figure 2: Generalized stratigraphic column section of the investigated area (from Yağmurlu et al., 1988)

başlıca karbonat, kırıntılı volkanik ve evaporitik birimlerden oluşur (Helvacı ve diğ., 1988). Fluvial ve gölsel ortamı yansıtan Neojen çökel topluluğu içinde "Hırka Formasyonu" başlıca çamurtaşı, kilitaşı, bitümlü şeyi, dolomitik kireçtaşı, tüf ve trona'dan meydana gelmektedir (Şekil: 2). Playa tipi gölsel ortamı yansıtan formasyonun kalınlığı 300 metredir (Yağmurlu ve diğ., 1988). Formasyon içinde farklı iki düzeyde (Alt ve Üst Trona) mercekler halinde trona bulunmaktadır.

ÇALIŞMA YÖNTEMİ

Trona kapsayan Hırka Formasyonunun litolojik değişimini inceleyebilmek ve birimdeki dolomitlerin mineralojik özelliklerini belirlemek amacıyla, bölgeye ait sondaj karotlarından (EL-1 EL-3 ve AR-1 sondajları) formasyonun farklı 5 seviyesine ait örnekler derlenmiştir. Tüm kayaç mineralojik incelemeleri X ışınları difraksiyon (XRD) yöntemiyle yapılmıştır. Örnekler 5-55 derece arasında taranmış ve dolomit'in d(104), kalsit'in d(1014) aralıkları saptanmıştır. Kristallik derecesi için dolomitlerin (104) yansımalarının yarı yükseklikteki genişliği temel alınmıştır. Petrografik amaçlı 50 adet örnek ise polarizan mikroskop ile incelenmiştir.

PETROGRAFİK İNCELEME

Sondaj karotlarından derlenen petrografik amaçlı örneklerin polarizan mikroskop ile incelenmesi sonucunda aşağıdaki temel litolojik birlikler saptanmıştır.

Dolomitli kil, dolomit, killi dolomit. Bitümlü

şeyller, kristal ve litik tüfler ve sodalı birimler. Dolomit ve sodalı birimlerin ayrıntılı mikroskop incelemesi aşağıda verilmiştir.

Sodalı Birimler

Bu birimlerden alınan örneklerin ince kesitlerinde başlıca trona, dolomit, kalsit, kil ve yer yer de kuvars izlenir. İnce prizmatik şekilli trona kristalleri parlak açık sarı, beyazımsı renklidir ve alt trona zonunda fazladır. Üst kesimlere doğru trona kristalleri azalır. 1,42 mm. ile 2,57 mm. arasında değişen trona kristalleri bazı kesitlerde tipik olarak rozet biçimlidir.

Üst trona geçiş seviyelerinde trona kristallerinin boyutları küçülür. Sodalı seviyelerdeki dolomit kristalleri ortalama % 10-15 oranında temsil edilmiştir. Bu seviyelerdeki dolomitler özşekilli ve 20 mikrondan küçüktür.

Dolomitli Birimler

Hırka Formasyonundaki dolomitler; soda seviyeleri içinde soda ile beraber bulunanların haricinde başlıca : Trona seviyelerinin üstünde ve altında olmak üzere iki farklı seviyede bulunur. Bu iki ayrı seviyeden yapılan ince kesitlerde dolomit kristallerinin genellikle küçük özşekilli romboedrik kristaller olduğu saptanmıştır.

MİNERALOJİK İNCELEME

İnceleme konusu Hırka Formasyonu'nun 5 farklı seviyesinde belirlenen esas mineral topluluğu : Dolomit + K- Feldspat + Kil mineralleri şeklindedir. Bu mineral topluluğuna alt seviyelerde Analsim + Kuvars, orta seviyelerde Trona + Pirsonit + Nakolit, üst seviyelerde de Manyezit + Klinoptilolit + Analsim + Pirit şeklindeki mineral birlikleri eşlik etmektedir. Formasyonun her seviyesine ait saptanan mineral toplulukları tablo 1'de verilmiş bulunmaktadır.

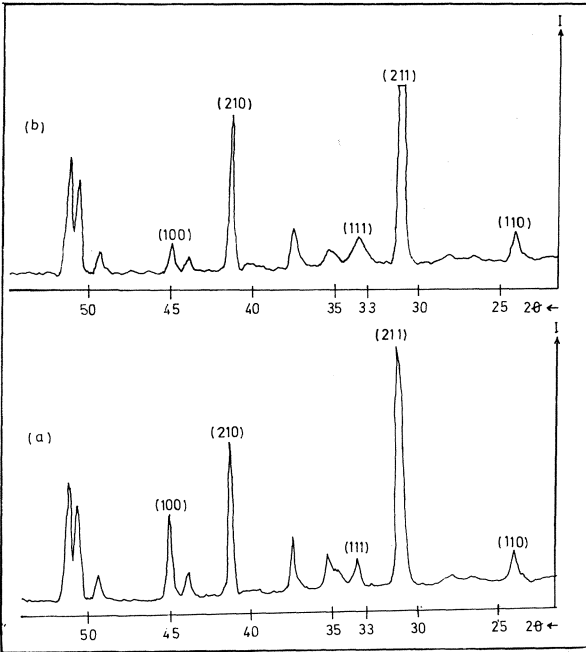
1- A ZONU (Üst Trona Zonu Üstü) Dolomit + K- Feldspat + İllit + Smektit + Kuvars + Kalsit + Manyezit + Analsim + Pirit + Biotit + Horblend
2- B ZONU (Üst Trona Zonu) Trona + Dolomit + İllit + Kuvars + Smektit
3- C ZONU (İki Trona Zonu Arası) Dolomit + Feldspat + İllit + Kuvars
4- D ZONU (Alt Trona Zonu) Trona + Pirsonit + Dolomit + Nakolit + Smektit
5- E ZONU (Alt Trona Zonu) Dolomit + K Feldspat + İllit + Kuvars + Analsim + Kalsit

Tablo 1: Hırka formasyonundaki mineral toplulukları
Table 1: Mineral assemblages of the Hırka formation.

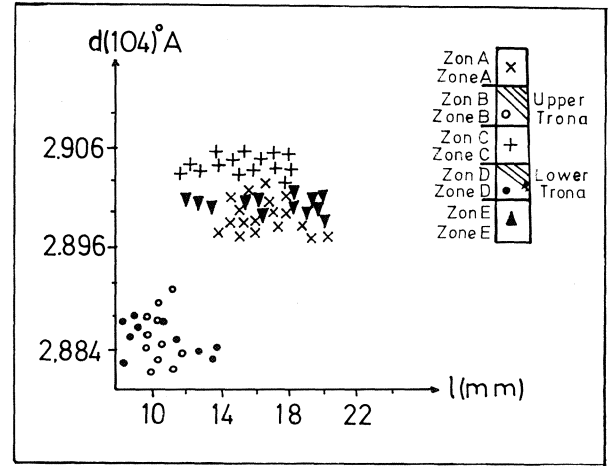
	l (mm)	d (104) °A	Ortalama
A ZONU	13-22 mm	2,896-2,906°A	2,901°A
B ZONU	9,7 - 12 MM	2,880-2,896°A	2,889°A
C ZONU	12-18 mm	2,906-2,902°A	2,904°A
D ZONU	6-14 mm	2,882-2,890°A	2,886°A
E ZONU	12-20 mm	2,898-2,900°A	2,899°A

Tablo 2: Dolomitlerin d (104) °A ve l mm. değerleri

Table 2: Values of d (104)° A and l mm. of dolomi-



Şekil 3: Trona zonlarındaki (a) ve diğer seviyelerdeki (b) dolomitlerin X ışınları difraktogramı
Figure 3: X rays diffractogram of the dolomites in the Trona zones (a) and the other levels (b).



Şekil 4: Dolomitlerin kristallik derecesi (lmm.) ile d (104) °A yansıması arasındaki ilişki

Figure 4: Diagram showing the relation between crystallinity index (l mm.) of dolomites with reflection of d (104) °A.

Düzenli Ca-Mg kristal yapısında gerekli (100), (111) ve (211) yansımaları (Gaines, 1977; Zenger, 1972) özellikle trona ile birlikte gözlenen dolomitlerde saptanmıştır. Diğer seviyelerdeki dolomitlerde ise (100) yansımalarının çok zayıfladığı (bazen yok olduğu) (111) yansımalarının ise genişlediği görülmüştür (Şekil: 3).

Dolomitlerin kristallik dereceleri ölçülmüş ve her seviyede bu değerlerin farklı olduğu görülmüştür (Şekil: 4). Ayrıca, her seviyedeki dolomitlerin d(104) mesafesi ile bu yansımanın yarı yükseklikteki genişlikleri (l mm) hesaplanmış ve bu iki parametre arasındaki ilişkiler araştırılmıştır. Tablo 2 ve şekil 4'te de görüleceği gibi alt ve üst trona zonlarındaki dolomitlerin kristallik dereceleri diğer seviyelere göre daha yüksektir ve d(104) mesafeleri de 2,880°A ile 2,896°A arasında değişir. Diğer seviyedeki dolomitlerin ise kristallik dereceleri daha düşük (lmm : 16, 1 mm.)d(104) mesafeleri

de daha büyüktür (Ortalama: 2.901°A). Bu özelliklerine göre alt ve üst trona seviyesindeki dolomitler ideal dolomit özelliği göstermektedirler (ideal Dolomit'in d(104) mesafesi 2.886°A 'dır). Diğer seviyelerdeki dolomitler ise Ca-Dolomit olarak adlandırılabilir özelliktedir (Graf ve Goldsmith, 1958).

TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Beypazarı (Ankara) Miyosen Havzasında Tronalı Hırka Formasyonunda optik ve X ışınları difraksiyonu yöntemleri ile yapılan incelemede : formasyonun hemen tüm litolojik birimlerinde dolomit saptanmıştır.

Dolomit'in tanımlanmasında kullanılan temel parametrelerden biri kristal yapıdaki düzenliliğin araştırılmasıdır. X ışınları incelemelerine göre düzenli Ca-Mg kristal yapısında (100), (111) ve (211) yansımalarının bulunması gerekir (Gaines, 1977; Zenger, 1972). İnceleme konusu dolomitlerden trona ile beraber bulunanların tümünde sözü edilen yansımalar saptanmıştır. Ayrıca trona ile birlikte bulunan

dolomitlerdeki (104) yansımasının (d) uzaklığı (ortalama: $2,889^{\circ}A-2,886^{\circ}A$) ideal dolomitin d(104) mesafesine ($2,886^{\circ}A$) oldukça yakındır. Bu özelliklerine göre trona ile beraber bulunan dolomitlerin düzenli kristal yapısında ve ideal dolomit olduğu ortaya konmuştur. Buna karşın trona seviyeleri haricindeki diğer dolomitlerin ise, kristal yapısı düzensiz, kristallik dereceleri düşük (1 mm : 16,1 mm) ve d(104) aralıkları büyük (ortalama : $2,901^{\circ}A$) olan Ca-Dolomit (Graf ve Goldsmith, 1958) özellikli oldukları saptanmıştır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ataman, G., 1976, Türkiye'de yeni bir analsim oluşuğu ve zeolitli serilerle plaka tektoniği arasında muhtemel ilişkiler, *Yerbilimleri*, 1, 9-23.
- Gaines, A.M., 1977, Protodolomite redefined, *Jour. Sed. Petrol.*, 47, 543-546.
- Gökmen, V., 1965, Nallıhan-Beyşehir (Ankara) civarındaki linyit ihtiva eden Neojen sahasının jeolojisi hakkında rapor, MTA Raporu : 3802 (Yayınlanmamış).
- Göktunalı, K., 1963, Beyşehir linyitlerinin jeolojik etüdüleri hakkında rapor. MTA Raporu No : 3391 (Yayınlanmamış).
- Graf, D.L. ve Goldsmith, J.R., 1958, Structural and composition variations in some natural dolomites. *Journ. Geol.*, 66, 678-692.
- Gündoğdu, M.N., Tenekeci, Ö., Öner, R., Dünder, A., ve Kayakıran, S., 1985, Beyşehir Trona yatağının kil mineralojisi: Ön çalışma sonuçları, II. Ulusal kil sempozyumu, 141-153.
- Helvacı, C., İnci, U. ve Yağmurlu, F., 1987, Beyşehir Trona yataklarının jeolojik konumu ve mineralojisi, *TJ.K. Bildiri Özleri*, 41-42.
- Helvacı, C., Yılmaz, H. ve İnci, U., 1988, Beyşehir (Ankara) yöresi Neojen tortullarının kil mineraleri ve bunların dikey ve yanal dağılımı, *Jeoloji Mühendisliği*, 32-33, 33-42.
- Şener, F., 1981, Ankara-Beyşehir soda aramaları ön raporu, MTA Raporu No : 6926
- Tenekeci, Ö., Kayakıran, S. ve Çelik, E., 1983, Ankara-Beyşehir Trona yatağı ara değerlendirme raporu, MTA Raporu No : 7321
- Wedding, H., 1965, Çayırhan Neojen Havzası (Nallıhan-Beyşehir-Ankara), MTA Raporu No : 3924 (Yayınlanmamış).
- Yağmurlu, F., Helvacı, C. ve İnci, U., 1988, Beyşehir linyit yataklarının jeolojik konumu ve geometrik özellikleri, 6. Kömür Kongresi, 529-545.
- Zenger, D.H., 1972, Significance of supratidal dolomitization in geologic record, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, 1-12.

Aktaş (Kızılcahamam) yöresinin pelajik kireçtaşlarının biyostratigrafisi

The Biostratigraphy of pelagic Limestones of Aktaş (Kızılcahamam) region

MAHMUT TUNÇ CÜMF Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas

ÖZ: Yörede yüzeyleyen Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarının çoğunluğu pelajik fasiyeste olup, oldukça bol Calpionellid içermektedir. Bu kireçtaşlarının Calpionellidlere dayalı biyostratigrafisini yapmak ve Jura-Kretase sınırını saptamak amacıyla, yörede 4 adet ölçülü stratigrafi kesit alınarak birimin kalınlığının yaklaşık 500 m. olduğu saptanmıştır. Toplanan örneklerin ince kesitlerle yapılan sedimantolojik ve petrografik incelemeleri sonucunda kireçtaşlarının genelinde mikrit, yer yer de pelmikrit, sparit ve pelsparit olduğu, alt düzeylerde 15-20 m. kalınlıkta dolomitik bir zon ile en üst düzeyde yine 15-20 m. kalınlıkta breşik bir zonu varlığı saptanmıştır. Paleontolojik tayinler sonucunda yaşının Titoniyen-Albiyen olduğu saptanan birim içerisinde, Crassicolaria intermedia zonu (Üst Titoniyen'in altı) Calpionella alpina zonu (Üst Titoniyen'in üstü), Calpionella elliptica zonu (Alt Berriyasiyen), Calpionellopsis simplex-Calpionellopsis oblonga zonu (Üst Barriyasiyen), calpionellites darderi zonu (Valanjiniyen) ve Tintinnopsella carpathica zonu (En Üst Valanjiniyen) olmak üzere 6 adet Calpinoellid biyozonu ayırtlanmıştır. Saptanan bu zonlar, standart Calpionellid zonu ve yapılan diğer çalışmalarda zonlar ile karşılaştırılmıştır. Ayrıca, tayin edilen Calpionellid türlerinin stratigrafik dağılımlarını gösteren bir tablo da hazırlanmıştır. Jura-Kretase sınırının ise, Calpionella elliptica CADISCH türünün ortaya çıkış düzeyi olan 270'inci metre olduğu saptanmıştır.

ABSTRACT: The pelagic limestones locating in the studied area rich in Calpionellids. Three stratigraphic columnar sections were measured to study biostratigraphy of calpionellids and to define the boundary of Jurassic-Cretaceous. The thickness of the unit is about 500 m. According to sedimentologic and petrographic studies of thin sections, these limestones are generally micrite, locally pelmicrite, sparite and pelsparite. At the bottom there is a dolomitic level and at the top there is a breccic level which are both 15-20 m. in thickness. However the paleontologic studies are pointed out that, the limestones are Tithonian-Albian age and contain 6 calpionellid biozones which are Crassicolaria intermedia zone (At the bottom of Upper Tithonian), Calpionella alpina zone (at the top of Upper Tithonian), Calpionella elliptica zone (Early Berriasian), Calpionellopsis simplex-Calpionellopsis oblonga zone (Late Berriasian), Calpionellites darderi zone (Valanginian) and Tintinnopsella carpathica zone (at the top of Valanginian). All these zones are compared with standard Calpinoellid zones and the other previous studies. On the other hand a table drawn showing the stratigraphical distribution of Calpionellid species. The boundary of Jurassic-Cretaceous is on the 270 m. with appearance of Calpionella elliptica CADISCH.

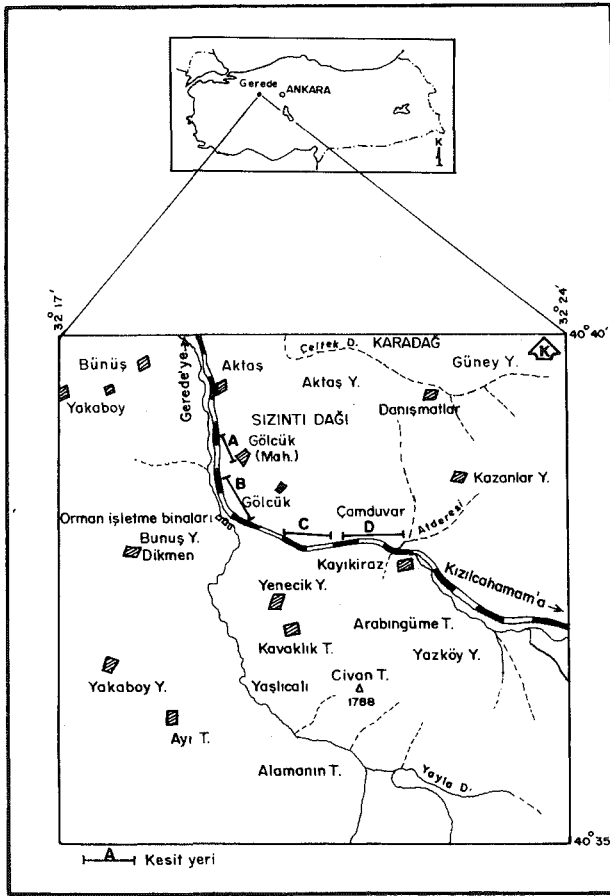
GİRİŞ

İnceleme alanı Ankara'nın KB'smda Ankara-İstanbul karayolu üzerindeki Aktaş yöresidir (Şekil 1). Bölgede ve yakın yöresinde, başta ekonomik olmak üzere, tektonik, sedimantolojik, stratigrafik, mineralojik ve genel jeoloji amaçlı çalışmalar yapılmıştır. Bunlardan bazıları, Stehbinsky (1942), Blumenthal (1948), Fourquin, v.d. (1970), Canik (1970), Varol, v.d. (1980), Tunç (1980), Yılmaz v.d. (1981), Öztürk, v.d. (1984) ve Önal, v.d. (1988) dir.

Yörede yüzeyleyen Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarının büyük bölümü Üst Titoniyen-

Valanjiniyen zaman aralığında sürekli bir çöküm sonucu oluşmuş Calpinoellid'li pelajik fasiyeste kireçtaşlarıdır. Bu kireçtaşlarının Calpionellidlere dayalı biyostratigrafisini yapmak ve yine onların yardımıyla Jura-Kretase sınırını belirlemek amacıyla 4 adet ölçülü stratigrafi kesit yapılmıştır (Şekil 1) Bu kesitlerden derlenen toplam 110 örnek ince kesitlerle sedimantolojik, petrografik ve paleontolojik yönlerden incelenmişlerdir.

Sonuçta yaklaşık 500 m. kalınlıkta oldukları saptanan kireçtaşı serisinin 170 m'lik alt bölümü, Kimmeriye-Alt Titoniyen yaşlı, sparit dokulu, bol pellet, yer yer Oolit veya Pseudoolit içeren sığ ve hareketli bir or-



Şekil 1: Yer buldum haritası ve kesitler
Figure 1: Location map and sections

tamda çökemiş kireçtaşı olduğu saptanmıştır (Şekil 2). Yaklaşık orta düzeylerinde, 15-20 m kalınlıkta oldukça düzgün dolomit kristallerin gözleendiği (Levha 1, Şekil 1) dolomitik bor zonda içeren bu alt kireçtaşı birimi mikroskopta biyopelsparit (Folk, 1968) olarak saptanmıştır. Saptanan fosiller de şunlardır: Trocholina cf. elongata (LEOPOLD) (L-1, Ş-2), Pseudocyclamina cf. lituus (YOKOYAMA) (L-1.Ş-3), Clypeina jurassica FAVRE (L-1, Ş-4), Kurnubia sp., Textulariidae, Miliolidae, Miliolidae, Lituolidae, Mercan ve Mollusca kavkıları.

Bu düzeyin üzerinde uyumlu olarak, 20 m. kalınlıkta, mikrit dokulu, bol Rodiolaria, Saccocoma ve Sünger Spikülleri içeren, Alt Titoniyen'in en üstüne karşılık gelen bir kireçtaşı düzeyi yer alır (L-1, Ş-5).

Serinin Titonik fasiyesteki, mikrit dokulu, bol Calpinoellid içeren 250 m. kalınlıktaki pelajik kireçtaşı bölümü bu birimin üzerine uyumlu olarak gelir. Üst Titoniyen-Valanjiniyen yaşında olan ve daha sonra detaylı olarak ele alınacak olan birim içerisinde, Cr intermedia, C. alpia, C. elliptica, Cs. Simplex-Cs. Oblonga, Ct. darderi ve T. Carpathica olmak üzere 6 adet Calpionellid biyozonu ayırtlanmıştır.

Bu birimin üzerine de yine uyumlu olarak, tüm serinin en üst düzeyini oluşturan, 60 m. kalınlıkta, Hotri-

vijen ? - Albiyen yaşlı, sığ deniz fasiyesindeki kireçtaşı birimi gelir (şekil 2). Gri bej renkli, kristalize, bol neritik foraminifer içeren ve üst düzeyi breşik kireçtaşı fasiyesinde olup, mikrit bağlayıcı içerisinde Albiyen yaşını veren pelajik foraminiferler gözlenir (L-1, Ş-6). Bu breşik kireçtaşı Albiyen sonundaki Austriyen Orojenik fazını işaret eder (Tunç, 1980, Önal, 1988, Tunç v.d.) 1991. Yani tüm seri bu kıvrılma fazı ile su üstü olmuştur ve üzerinde Üst Kretase yaşlı sütun (veya kolon) bazaltlar (Randot, 1956) uyumsuz olarak yer alır. Birim içerisinde gözlenen fosiller şunlardır; Ticinella sp., Globigerinella sp., Orbitolina sp., Lenticulina sp., Miliolidae, Textulariidae, Lituolidae, ostracoda, Mollusca ve Mercan kavkıları.

PELAJİK KİREÇTAŞI

Çalışma sahasındaki kalınlığı yaklaşık 250 m. olan birim, Alt Titoniyen'in en üst düzeyini oluşturan Radiolaria ve Saccocoma'lı Mikrit dokulu kireçtaşı üzerinde uyumlu olarak yer alır. Üzerine ise, yine uyumlu olarak neritik fasiyesteki sparit dokulu kireçtaşı birimi gelir (Şekil 3).

Sahada, genelde sarı-bej ve açık kahverenkli, yer yer de gri renkli olarak gözlenen, tipik titonik fasiyeste gelişmiş olan birim, çok düzgün orta-kalın katmanlı (L-2, Ş-1) ve yer yer kıvrımlıdır (L-2, Ş-2), tabakaların doğrultusu yaklaşık D-B, dalınılan da yaklaşık 45° G'dir.

Genelde Akdeniz Bölgesinde sıklıkla rastlanan bu fasiyes (şekil 4) bu bölge dışında yalnızca Kuzey Amerika'nın D sahilleri ile Basra Körfezi civarında gözlenmiştir (Trejo, 1975-1976-1980), (Pop, 1976). Bunların dışında, bir de orta Himalayalarda, Tibet'te yalnızca Calpionella alpina LORENZ'nın gözleendiği benzer bir seri saptanmıştır (Heim ve Gansser, 1939). Ülkemizde de, özellikle pontid kuşağında oldukça yaygın olarak gözlenir (Tunç, 1979-1980), (Burşuk, 1975).

Birimden derlenen tüm örnekler mikroskopta biyomikrit olarak saptanmış ve bol Calpionellid içerdikleri gözlenmiştir. Çalışmanın temel amacına yönelik olarak bu formlar paleontolojik ve biyostratigrafik açıdan incelenmiştir.

Biyostratigrafi

Yapılan biyostratigrafik incelemelerden elde edilen veriler ışığında birimin 5 adet bilinen, 1 adet de yeni Calpionellid biyozonu içerdiği saptanmıştır. Bunlar alttan üste doğru şöyledir;

Crassicolaria intermedia Zonu

Tanım: Cr. intermedia (DURAN DELGA)'nın yaşam süreci.

Çeşidi: Menzil Zonu.

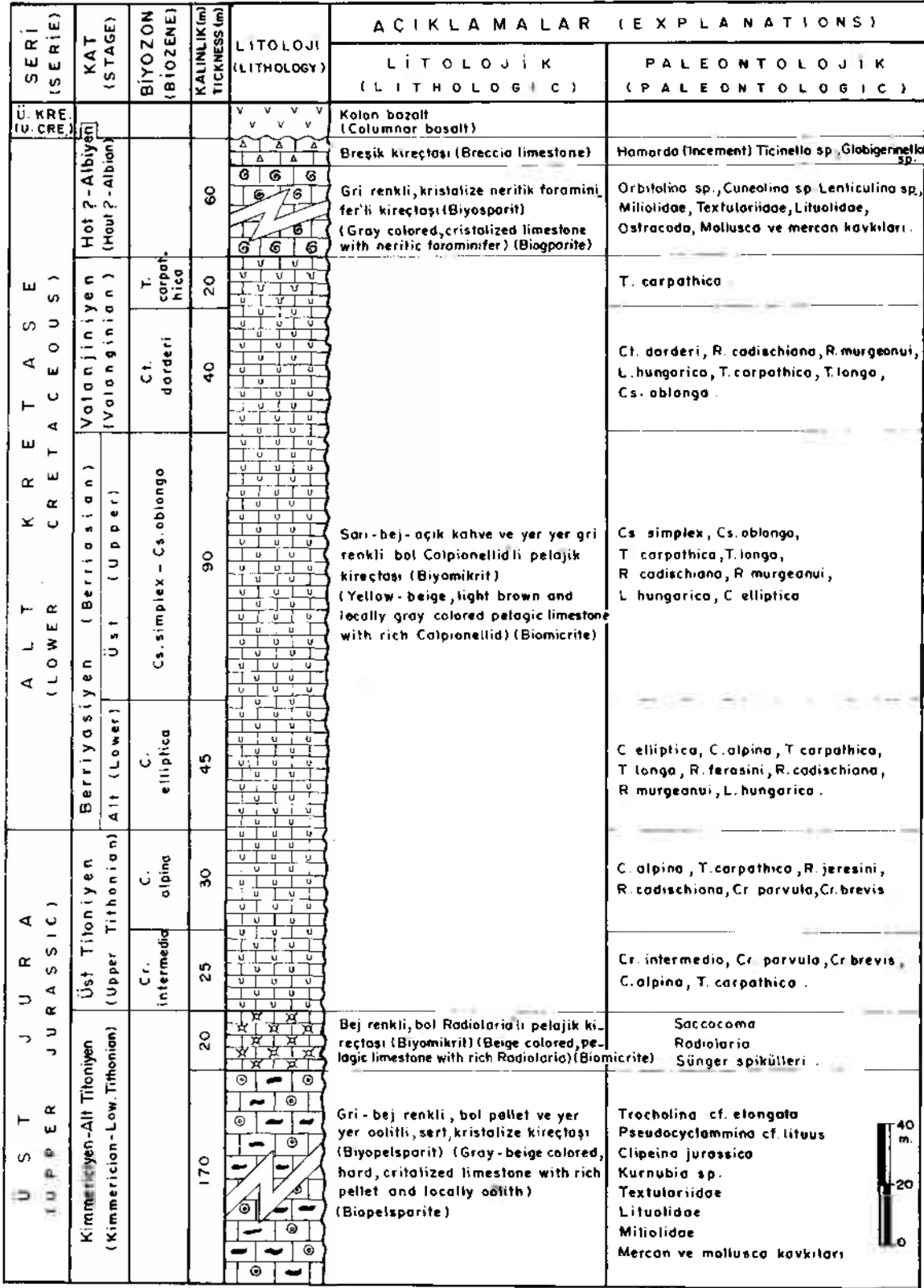
Zonu Tanımlayan: Catalano ve Liguori (1970).

Kalınlık: 25 m.

Stratigrafik Düzey: Üst Titoniyen'nin altı

Fosil Topluluğu: Cr intermedia (D.D.). Cr. parvula

AKTAŞ PELAJİK KİREÇTAŞLARI



Şekil 2: Çalışma alanının genelleştirilmiş dikme kesiti

Figure 2: Generalized columnar section of the studied area

REMANE Cr. brevis RAMANE Tintinnopsella carpathica (MURG. ve FİLİP) ve Calpionella alpina LORENZ. Biyozon, 1970 Roma standart zonlarından "Crassico-

laria" zonuna karşılıktır. Fares ve Lasnier (1970) Catalano ve Liguori (1970) ve Allemann, v.d. (1975) zonu aynı adla kullanmışlardır. Remane (1986) ise, aynı

S E R İ (S E R I E)	K A T (S T A G E)	B İ Y O Z O N (B İ O Z E N E)	K A L İ N L İ K (m) T I C K N E S S (m.)	L İ T O L O J İ (L I T H O L O G Y)	A Ç I K L A M A L A R (E X P L A N A T I O N S)					
					L İ T O L O J İ K (L I T H O L O G I C)	P A L E O N T O L O J İ K (P A L E O N T O L O G I C)				
ÜST KRE. (UP.CR)						Gri renkli yer yer kristalize kireçtaşı (Gray colored locally cristalized limestone)				
A L T K İ T A S E (L O W E R C R E T A C E O U S)					Valanjiniyen (Valanginian)	Tintinnopsella carpathica	20		Tintinnopsella carpathica Radiolaria (Çok bol) (too many)	
					Berriyasiyen (Berriasian) Üst (Upper)	Calpionellites dorderi	40		Calpionellites dorderi, Remaniella cadischiana, Remaniella murgeanui, Lorenziella hungarica, Tintinnopsella carpathica, Tintinnopsella longa, Calpionellopsis oblonga	
A L T K İ T A S E (L O W E R C R E T A C E O U S)					Berriyasiyen (Berriasian) Alt (Lower)	Calpionellopsis simplex-Calpionellopsis oblonga	90		Sarı - bej - açık kahve ve yer yer de gri renkli, bol Calpionellidli pelajik kireçtaşı (Biyomikrit) (Yellow - beige - light brown and locally gray colored pelagic limestone with rich Calpionellid) (Biomicroite)	Calpionellopsis simplex, Calpionellopsis oblonga, Tintinnopsella carpathica, Tintinnopsella longa, Remaniella cadischiana, Remaniella murgeanui, Lorenziella hungarica Calpionella elliptica
					Calpionella elliptica	45		Calpionella elliptica, Calpionella alpina, Tintinnopsella carpathica, Tintinnopsella longa, Remaniella jerasini, Remaniella cadischiana, Remaniella murgeanui, Lorenziella hungarica		
Ü S T J U R A (U P P E R J U R A S S I C)					Üst Titoniyen (Upper Tithonian)	Calpionella alpina	30		Calpionella alpina, Tintinnopsella carpathica Remaniella jerasini, Remaniella cadischiana, Crassicolaria parvula, Crassicolaria brevis	
					Crassicolaria intermedia	25		Crassicolaria intermedia, Crassicolaria parvula, Crassicolaria brevis, Calpionella alpina, Tintinnopsella carpathica		
Ü S T J U R A (U P P E R J U R A S S I C)					Kimmeriyan-Alt Tit. (Kimmerian-Low.Tit)				Bej renkli, bol Radiolaria'lı pelajik ki- reçtaşı (Biyomikrit) (Beige colored pelagic limestone with rich radiolaria) (Biomicroite)	Saccocomo Radiolaria Sünger spikülleri
									Gri-bej renkli, bol pellet ve yer yer oolitli, sert, kristalize kireçtaşı (Biyopelsparit) (Gray-beige colored, hard, cristalized limestone with rich pellet and locally oolith) (Biopelsparite)	Trocholonia cf. elongata, Pseudocyclammina cf. Lituus, Clipeina Jurassica, Kurnubia sp. Textulariidae, Lituolidae, Miliolidae, Mercan ve mollusca kavkaları

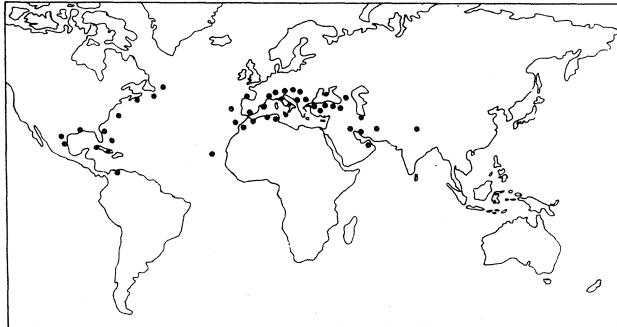
Şekil 3: Palejik kireçtaşlarının dikme kesiti ve Calpionellid biyozonları

Figure 3: Columnar section of pelagic limestones and biozones Calpionellid

Zonlar (Zone) Katlar (Stages)	Standart zonlar (Standart zones) (Rome)(1970)	Bonet (1956)	Fares ve Lasnier (1970)	Catalano ve Liguori (1970)	Pop (1974 - 1976)	Alleman,Grün Wiedmann(1975)	Trejo (1980)	Tunç (1980)	Remane (1986)	Tunç (Bu çalışma) (This study)	
Hotriviyan (Hautrivian)								?			
Valanjinian (Valanginian)	Üst (Upper)							?			
	Alt (Lower)	Calpionellites	Tintinnopsella carpathica	Zon D Calpionellites	Calpionellites darderi	Calpionellites darderi	Calpionellites darderi	T. Carpathica	Calpionellites darderi	E	Calpionellites darderi
Berriyasiyan (Berriasiyan)	Üst (Upper)	Calpionellopsis		Zon C Calpionellopsis	Calpionellopsis simplex - Calpionellopsis oblonga	Calpionellopsis oblonga	Calpionellopsis simplex	Remaniella dadyi Cs. oblonga	Calpionellopsis simplex - Calpionellopsis oblonga	3	Calpionellopsis simplex - Calpionellopsis oblonga
	Alt (Lower)	Calpionella	Tintinnopsella (=Calpionellopsis oblonga)	Zon B Calpionella	Calpionella elliptica	Calpionella elliptica	Calpionella elliptica	Remaniella cadischiana Calpionella elliptica	Calpionella elliptica	D 2	Calpionella elliptica
Üst Titoniyen (Upper Tithonian)		Crassicolaria	Calpionella alpina	Zon A Crassicolaria	Crassicolaria brevis-parvula Crassicolaria intermedia	Crassicolaria intermedia	Crassicolaria intermedia	Crassicolaria	Calpionella alpina	1	Crassicolaria intermedia

Tablo 1: Değişik çalışmaların yayınlarından alınan Calpionellid zonlarının karşılaştırılması

Table I: Comprison of Calpionellid zonetions from publications by different authors



Şekil 4: Dünyada Calpionellidli çökellerin coğrafi dağılımı

Figure 4: Geographic distribution of the sediments with Calpionellid.

düzeeye "zon A" demıştır (Tablo 1).

Calpionella alpina Zonu

Tanım: Cr intermedia (D.D.)'nın kayboluşuyla, C. elliptica CADISCH'nm ortaya çıkışı arasındaki süreç. Bu süreç içerisinde C. alpina LORENZ çok baskın durumdadır.

Çeşidi: Aşmalı menzil Zonu (veya bolluk zonu)

Zonu Tanımlayan: Catalano ve Liguori (1970)

Kalınlık: 30 m.

Stratigrafik Düzey: Üst Titoniyen'in üstü.

Fosil Topluluğu: C. alpina LORENZ, T Carpathica (MURG, ve FİLİP), Remaniella farasini (CATALANO), R. Cadisehiana (COLOM), Cr. parvula REMANE ve Cr. brevis REMANE.

Biyozon, Roma standart zonlarından "Calpionella" zonunun tabanına karşılıkür. Fares ve Lasnier (1970)'nin tanımladıkları "Zon B Calpionella" zonunun da tabanına karşılıkür. Trejo (1980) aynı düzeyi "Calpionella" zonu olarak, Remane (1986) ise, biraz daha geniş bir düzeyi "Zon B olarak" tanımlamışlardır. Diğer çalışmalarda aynı düzey aynı adla tanımlanmıştır. Pop (1974-1976) ise, aynı alt düzeyden başlayıp Üst Berriyasiyen'e dek olan düzey için "Calpionella" zonu tanımlayıp, bu düzeyi C. alpina alt biyozonu olarak ayırtlamışür (Tablo 1).

Calpionella elliptica Zonu

Tanım: C. elliptica CADISHCH'nın ortaya çıkışıyla Cs. simplex (COLOM)'in ortaya çıkışı arasındaki süreç.

Çeşidi: Aşmalı menzil zonu

Zonu Tanımlayan: Catalano ve Liguori (1970).

Kalınlık: 45 m.

Stratigrafik Düzey: Alt Berriyasiyen.

Fosil Topluluğu: *C. elliptica*, CADİSCH, *C. alpina* LORENZ, *T. Carpathica* (MURG. ve FİLİP), *T. Longa* (COLOM), *R. ferasini* (CATALANO), *R. cadischiana* (COLOM), *R. murgeanui* (R. dadayi) (POP) ve *Lorenziella hungarica* KNAUER ve NAGY.

Biyozon, standart zonlardan "Calpionella" zonunun üst düzeyine karşılıktır. Aynı düzeyi, Pop (1974-1976) "Calpionella" zonunun yine üst düzeyine, Trejo (1980) ise, "Tintinnopsella" zonunun en alt düzeyine karşılık gelen alt biyozonlar olarak ayırtlamışlardır. Diğer çalışmalar da aynı düzey ve aynı adla kullanmıştır (Tablo 1).

Calpionellopsis simplex-*Calpionellopsis oblonga* Zonu

Tanım: *Cs. simplex* (COLOM)'in ortaya çıkışıyla *Ct. dardari* (COLOM)'nin ortaya çıkışı arasındaki süreç.

Çeşidi: Aşamalı menzil zonu

Zonu Tanımlayan: Catalano ve Liguori (1970)

Kalınlık: 90 m.

Stratigrafik Düzey: Üst Berriyasiyen

Fosil Topluluğu: *Cs. simplex* (COLOM), *Cs. oblonga* (CADİSCH), *T. Carpathica* (MURG. ve FİLİP), *T. longa* (COLOM), *R. cadischiana* (COLOM), *R. murgeanui* (POP), *L. Hungarica* KNAUER ve NAGY ve *C. elliptica* CADİSH.

Biyozon, standart zonlardan yaklaşık "Calpionellopsis" zonuna karşılıktır. Aynı düzeyi Fares ve Lasnier "Zon C Calpionellopsis" olarak, Catalano ve Liguori (1970) ile Tunç (1980) ise aynı adla kullanmışlardır. Pop (1974-1976) ile Allemann, v.d. (1975) yaklaşık aynı düzeyi "Calpionellopsis" zonu olarak adlayıp değişik adlarla alt biyozonlar ayırtlamışlardır. Trejo (1980) ise, aynı düzey için "Tintinnopsella" zonu içerisinde kesin olmayan üç ayrı altı zon ayırmıştır. Remane (1986) de, yaklaşık aynı düzeye "D" zonu demiş ve üç alt düzey ayırmıştır.

Calpionellites darderi Zonu

Tanım: *Ct. darderi* (COLOM)'nin yaşam süreci.

Çeşidi: Menzil zonu.

Zonu Tanımlayan: Catalano ve Liguori (1970)

Kalınlık: 40 m.

Stratigrafik Düzey: Valanjiniyen'in alttan büyük bölümü

Fosil Topluluğu: *Ct. darderi* (COLOM), *R. Cadischiana* (COLOM), *R. murgeanui* (POP), *L. hungarica* KNAUER ve NAGY, *T. carpathica* (MURG ve FİLİP.), *T. longa* (COLOM), *Cs. oblonga* (CADİSCH).

Biyozon, standart zonlarda "Calpionellites" zonuna karşılıktır. Zon tüm Valanjiniyen katma karşılık olarak Fares ve Lasnier (1970) tarafından "Zon D Calpionellites", Tunç (1980) tarafından "Ct. darderi" olarak adlandırılmıştır. Catalano ve Liguori (1970), Pop (1974-1976), Allemann, v.d. (1975) zonu aynı adla kullanmışlardır. Ancak, son iki çalışmada alt sınır biraz daha üstten başlar. Trejo (1980) ise, "Tintinnopsella"

zonu içerisinde, bu çalışmadaki zona göre daha dar bir düzeyi aynı adla alt biyozon olarak tanımlamıştır. Remane (1986) de yaklaşık aynı düzeyi "E" Zonu olarak adlandırmıştır (Tablo 1).

Tintinnopsella carpathica Zonu

Tanım: *T. carpathica* (MURG ve FİLİP) dışındaki tüm Calpionellid türlerin kayboluşuyla bu türün yokoluşu arasındaki süreç.

Çeşidi: Aşamalı menzil zonu.

Zonu Tanımlayan: Tunç (1980).

Kalınlık: 20 m.

Stratigrafik Düzey: Valanjiniyen'in en üst düzeyi.

Fosil Topluluğu: *T. Carpathica* (MURG. ve FİLİP.)

Bonet (1956)'nin tanımladığı, yaklaşık Üst Berriyasiyen'den Hotriviyen sonuna dek süren "*T. carpathica*" zonu ile bu zon arasında isim benzerliği dışında hiç bir benzerlik yoktur. Trejo (1980) "Tintinnopsella" zonu içerisinde "*T. carpathica*" adıyla, bu çalışmadaki gibi üst sınırı şüpheli ve biraz daha geniş bir düzey için alt biyozon tanımlanmıştır. Tunç (1980) de, aynı tamındaki zonu şüpheli olarak Hotriviyen katma karşılık olarak kullanmıştır (Tablo 1).

Stratigrafik Dağılım

Saptanan Calpionellid'lerin stratigrafik yay ılımları şöyledir; ilk kez gözlenen türlerin dışında *T. carpathica*'nın ince duvarlı küçük formları gelir. Bu formula birlikte tüm Crassicolaria türleri *Cr. intermedia* zonunda bir arada bulunurlar. Bunlardan yalnızca *Cr. intermedia*, *C. alpina* zonuna geçmez. *Cr. brevis*, *C. alpina* zonunun ortalarına, *Cr. parvula* ise *C. elliptica* zonunun başlarına dek gözlenir (L-3, Ş-1) (Tablo 2). *T. carpathica*, *C. alpina* zonunda ilk formlara oranla daha büyüktür. *C. elliptica* zonundan sonra da tipik boyutuna ulaşır ve Valanjiniyen sonuna dek değişmez (L-3 Ş-2). (Tablo 2). *C. alpina*, kendi adıyla anılan zondaki tipik formundan daha ince kabuklu ve daha uzun olan şekliyle *Cr. intermedia* zonunun sonlarında ortaya çıkar. *C. alpina* zonunda hem tipik formuna dönüşür hem de çok baskın duruma gelir' (L-3,Ş-3). *C. elliptica* zonuyla birlikte de hem azalmaya hem de küçülüp incelmeye başlar ve bu zonun sonlarına doğru yokolur (Tablo 2). Bu arada, *C. alpina*-*C. elliptica* zon sınırına, yani Jura-Kratase sınırına yakın yerlerde, *C. alpina*-*C. elliptica* geçiş formları oldukça boldur (L-3-Ş-4). Tipik *C. elliptica*, kendi adıyla anılan zon ile birlikte, yani Jura-Kretase sınırında ortaya çıkar ve *Cs. simplex*-*Cs. alpina* zonunun ortalarında *Remaniella* cinsinin en kısa ömürlü, en küçük ve en ilkel formu olan *R. ferasini* ortaya çıkar ve *C. elliptica* zonunun ortalarına doğru da yokolur (L-3, Ş- 6) (Tablo 2). *C. alpina* zonunun sonlarında doğru *R. cadischiana* görülmeye başlar ve *Ct. darderi* zonunun sonuna dek gözlenir (L-3, Ş-7) (Tablo 2). Diğer *Remaniella* türü olan *R. murgeanui* (= *R. dadayi*) ise, *C. elliptica* zonunun ortalarında görülmeye başlar ve *Ct. darderi* zonunun ortalarında yok

AKTAŞ PELAJİK KİREÇTAŞLARI

Katlar (Stages)	UST TITONİYEN (UPPER TITHONIAN)	BERRİYASİYEN (BERRIASIAN) ALT (LOWER)	BERRİYASİYEN (BERRIASIAN) ÜST (UPPER)	VALANJİNİYEN (VALANGINIAN)	
Türler (Species)	Cr. intermedia	C. alpina	C. elliptica	Cs. simplex Cs. oblonga	Ct. darderi
Cr. intermedia	←				
Cr. brevis	←				
Cr. parvula	←				
T. carpathica	←				
T. longa		←			
C. alpina		←			
C. elliptica		←			
R. ferasinii		←			
R. cadischiana			←		
Cs. simplex			←		
Cs. oblonga			←		
L. hungarica			←		
R. murganui (=dadayi)			←		
Ct. darderi			←		

Tablo 2: İnceleme alanındaki Calpionellidlerin stratigrafik dağılımı

Table 2: Stratigraphic distribution of the Calpionellids in the investigated area.

olur (L-3, Ş-8) (Tablo 2). Bilinen tüm fosil Calpionellidlerin en büyüğü olan (Boy: 0,2 mm, En: .065 mm) T. longa da, C. elliptica zonunun başlarında görülmeye başlar ve Ct. darderi zonunun sonuna dek sürer (L-3,Ş-9) (Tablo 2). Bu arada, T. carpathica ve T. longa türleri Cs. simplex-Cs. oblonga zonunun ikinci yarısında oldukça baskın duruma gelirler. Lorenziella cinsinin tek türü olan L. hungarica ise, C. elliptica zonunun sonlarına doğru orta-ya çıkar ve Ct. darderi zonunun ortalarında yokolur (L-4,Ş-1). Calpionellopsis türleri, Cs. simplex-

Cs. oblonga zonunun başlamasıyla ortaya çıkarlar. Çok az daha önce ortaya çıkan Cs. simplex (Tablo 2), zon boyunca sürer ve yokolur (L-4,Ş-2). Çok az farkla ortaya çıkan Cs. oblonga (Tablo 2) ise, zon süresince daha baskın durumdadır. Ct. darderi zonuyla birlikte azalmaya başlar ve sonlarına doğru yokolur (L-4,Ş-3). Ct. darderi'nin tipik formu kendi adıyla anılan zonla, yani Valanjiniyen'le birlikte ortaya çıkar ve zonun sonunda da yokolur (L-4,Ş-4) (Tablo 2). Zonun ortalarında ise, aynı türün uzun formu görülmeye başlar ve sonlarında da yokolur (L-4,Ş-5).

Calpionellidlerin Evrimi

Doben (1963)'in saptadığı Chitinoidella beneti DOBEN her ne kadar mikro-granüler kabuklu ise de calpionellidlerin atası sayılır (L-4,Ş-6a). Orta Titoniyen'in üst düzeylerinde, bu formun evrimi sonucu, dışta mikrogranüler içte hiyalin kabuklu olan ve Borza (1974) tarafından saptanan Praetintinnopsella andrusovi BORZA oluşur (L-4,Ş-6b). Her iki formda şekil olarak T. carpathica'nın aynıdır. Gerçekten de Üst Titoniyenle birlikte, bu türlerin şekil olarak aynıdır ancak hiyalin kabuklusu olan, küçük boyutlu ilkel Tintinnopsella türü T. Remanei BORZA ortaya çıkar (Borza, 1969-Remane, 1986). İlk gerçek calpionellid olan bu türün evrimi ile, bir yandan T. carpathica, diğer yandan da Cr. intermedia türleri oluşur. Bu çalışmada ilk rastlanan türler bunlardır (Tablo 3). T. carpathica giderek büyür, kabuğu kalınlaşır ve Berriyasiyen başlarında T. longa'yı oluşturur. Cr. intermedia ise, Cr. brevis ve Cr. parvula evrimini gerçekleştirir. C. alpina olasılı olarak Cr. parvula'nın ev-

Katlar (Stages)	Biyozonlar (Biyozones)
Valanjiniyen (Valanginian)	T. carpathica
	Ct. darderi
Berriyasiyen (Berriasian) Üst (Upper)	Cs. simplex - Cs. oblonga
Berriyasiyen (Berriasian) Alt (Lower)	C. elliptica
Üst Titoniyen (Upper Tithonian)	C. alpina
Üst Titoniyen (Upper Tithonian)	Cr. intermedia
Orta Titoniyen (Middle Tithonian)	

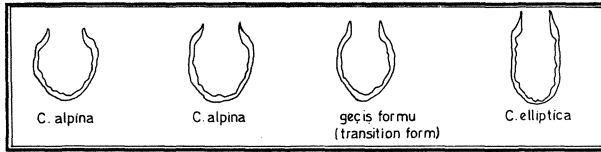
Oblik kesitlerde ayırtılemeyenler (Oblique sections indistinguishable)

Filojenetik geçişli olanlar (Phylogenetic transition)

Tablo 3: Calpionellidlerin filojenetik evrimi

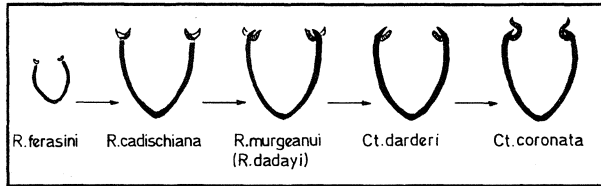
Table 3: Phylogenetic evolution of the Calpionellid.

rimi sonucu ortaya çıkar. Kesin bir geçiş gözlenememekle birlikte bu iki formun oblik kesitleri birbirine oldukça benzerdir. *C. alpina* Üst Titoniyen sonlarına doğru azalmaya başlar ve *C. alpina* - *C. elliptica* arasındaki geçiş formları bu aralıkta oldukça boldur. İlk tipik *C. elliptica* Berriyasiyen başında ortaya çıkar (Şekil 5). Üst Titoniyen'in sonlarına doğru ortaya çıkan *R. ferasini*, giderek *R. cadischiana*, *R. murgeanui* ve *Ct. darderi*'yi oluşturur. *R. ferasini* -> *R. cadischiana* evriminin boyutsal olmasına karşın, *R. cadischiana* -> *R. murgeanui* -> *Ct. darderi* -> *Ct. coronata* TREJO evrimi, yakanın değişmesi şeklinde gerçekleşir (Şekil 6). Berriyasiyen'in ortalarına doğru görülmeye başlayan *L. hungarica* zayıf bir olasılıkla *T. remanei*'nin evrimi sonucu ortaya çıkmış olabilir. Remane (1968)'nin *L. plicata* REMANE olarak tanımlandığı form *T. remanei* ile *L. hungarica* arasında bir geçiş formu gibi görülmektedir. Üst Berriyasiyen'in hemen başında ortaya çıkan *Cs. simplex*'in henüz hiçbir çalışmada hangi formun evrimi sonucu oluştuğuna ait bir kanıt gözlenememiştir. Bu türün evrimi sonucu da Üst Berriyasiyen'in hemen başlarında *Cs. oblonga* ortaya çıkar.



Şekil 5: *C. alpina* → *C. Elliptica* evrimi

Figure 5: Evolution of *C. alpina* → *C. Elliptica*



Şekil 6: Remeniella -> Calpinellites evrimi

Figure 6: Evolution of Remeniella -> Calpionellites

Paleontolojik Tanımlamalar

Çalışma sahasında gözlenen Calpionellid cinslerinin ortaya çıkış sırası Tintinnopsella, Crassicolaria, Calpionella, Remaniella Calpionellopsis, Lorenziella ve Calpionellites şeklindedir. Bu cinslerin ve bu çalışmada gözlenen türlerinin paleontolojik tanımlamaları bu sıraya göre verilecektir. Calpionellid'lerin familya ve daha üst düzeydeki sistematiği kesinlik kazanmadığından, tanımlamalar cins ve tür düzeyinde yapılacaktır.

Cins: Tintinnopsella COLOM, 1948

Tintinnopsella cinsi çok kolay farkedilebilen bir yaka sahiptir. Yakalar, duvarlardan bir dik açı yaparak dışa doğru saparlar ve en uç kısımları hafifçe yukarıya

doğru kavislidir. İnce kesitlerde, yukarıya doğru eğrilik gösteren aboral kısımlarıyla hafifçe kavisli bir üçgen görünümündedirler. Açıklık daima çok geniştir.

Tür: Tintinnopsella carpathica (MURGEANU ve FİLÎPESCU): Bu tür, az çok oval, uzamış bir kabuk, kabuğun maximum çapından daima daha az olan bir ağız açıklığı, duvarın devamı şeklinde olan ve aniden dışarıya doğru kıvrılarak uç kısımlarında belirli bir ölçüde konkavlık gösteren yakalarla karakteristiktir (Levha 3, Şekil 2). İlk ortaya çıkan ve en son yokolan Calpionellid türüdür (Üst Titoniyen-Hotriviyen).

Tür: Tintinnopsella longa (COLOM): Çok uzamış silindirik bir kabukla, dik duvarlara sahip olan bu tür 200 mikrona ulaşan uzunluğuyla çabucak ayırt edilir ve bilinen Calpionellidlerin en irisidir (Levha 3, şekil 9). Anca, bazı oblik kesitlerde Tintinnopsella carpathica ile karıştırılabilir. Ağız açıklığının çapı, yakaların dışa doğru aniden kıvrılmış olmalarından ötürü, yaklaşık kabuğun çapına eşittir (Alt Berriyasiyen-Alt Valanginiyen).

Cins: Crassicolaria REMANE, 1962

Bu cinsde yakaların duvarlara birleştiği yerin hemen altında az veya çok bir şişkinlik gözlenir. Ancak, Calpionella cinsindeki gibi tam anlamıyla bir omuz olarak tanımlanamaz. Bu cinsin Calpionella cinsinden farkı, yakanın vücuda düz olarak bağlanmayışı ve ağız açıklığının daha geniş olmasıdır. Yaka şekli türlere göre değişkendir.

Tür: Crassicolaria intermedia (DURAN DELGA): Tür, önce dik, sonra aniden dışa doğru bükülen bir yaka şekliyle uzamış bir kabuğa sahiptir. Yakaların altında yuvarlak biçimli az çok bir şişkinlik gözlenir. Kabuk çevresi, sapın eklentisinden ötürü silindirimsi konik şeklindedir. Örneklerin hemen hepsinde yakaların dışa doğru açık olan çıkıntıları hasar gördüğünden resimlendirilememiştir (Üst Titoniyen'in altı).

Tür: Crassicolaria parvula REMANE: Kabuk şekli düzensiz eliptik şekillidir. Aboral bölge aslında sivri olmasına karşın, oblik kesitlerde hafif yuvarlaklaşmış biçimde görülür. Yakalar az çok bir daralma ile kabuğa bağlanır. Boyundaki şişlik, cinsin diğer türlerine oranla daha az belirgindir. Oblik kesitlerde *C. elliptica*'dan bu özelliği ile ayırt edilir (Üst Titoniyen-Alt Berriyasiyen) (Levha 3, Şekil 1-2).

Cins: Calpionella LORENZ, 1902

Calpionella cinsi, kabuktan açıkça daha dar olan, kısa, silindirik ve kabuğa düz olarak bağlanan yaka şekliyle tanınır. Yaka kaidesi tüm kesitlerde tipik bir omuz şekli oluşturacak şekilde gelişmiştir. Aboral bölge, yani sapın eklendiği kısım her zaman yuvaraktır.

AKTAŞ PELAJİK KÎREÇTAŞLARI

Tür: *Calpionella alpina* LORENZ: Sferik veya hafifçe uzamış bir kabukla, kabuğunkinden daima küçük çapta olan, düz ve silindirik bir yakaya sahiptir. Yükseklik/genişlik oranı en küçük olan formdur (1,20-1,35) (Levha 3, şekil 3). Üst Titoniyen'in üst düzeylerinde uzunluğun artmasıyla daha oval şekilli ara formlar ortaya çıkar (Levha 3, Şekil 4) (Üst Titoniyen'in üstü-Alt Berriyasiyen).

Tür: *Calpionella elliptica* CADİSCH: *C. alpina*'ya oranla daha uzamış, düz bir silindirik kabuğa sahiptir. Ancak duvarların paralellığı yalnızca aksiyal kesitlerde gözlenebilir. Genellikle oblik olan kesitlerde daima eliptik şekillidir (Levha 3, Şekil 5). Yaka şekli cins özelliğindeki gibidir. Ender olarak, yaka uçlarının içe doğru eğik durumda olanlarına da rastlanır (Alt Berriyasiyen-Üst Berriyasiyen'in başı).

Cins: *Remaniella* CATALANO, 1965

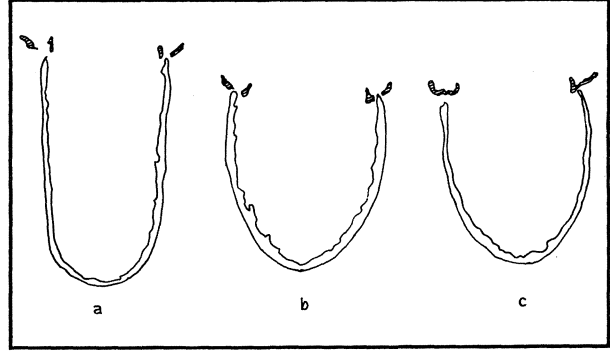
Kabuk genelde oval ve çan biçiminde, bazan da uzamış silindirik şekilli olabilir. En karakteristik özelliği, yakanın kabukla bağlantısız oluşudur. Yakalar, duvarların ucunda, onlardan ayrı olarak, yanlamasına veya yerev şekilde yer alırlar.

Tür: *Remaniella ferasini* (CATALANO): Bu tür, *Remaniella* türlerinin en küçüğü ve en kısa ömürlü olanıdır. Kabuk şekli ovaldir. Yakalar duvarlardan kopuk olarak, genelde yanlamasına bir konumdadırlar. Üçgen biçimli iki parçadan oluşan yakaların, yalnızca içteki parçası görülür (L-3,Ş-6). Dıştaki genellikle korunmadığından gözlenemez (Üst Titoniyen'in en üstü - Alt Berriyasiyen'in en alü).

Tür: *Remaniella cadischiana* (COLOM): Kabuk şekli silindirik veya ovaldir. Yakalar duvarların üzerinde ve yerev olarak iki parçadan oluşur (L-3,Ş-7). Dış parça genellikle yarım ay şeklindedir ve duvarla 40°'lik bir açı yapacak konumdadır. İç parça ise düzdür ve silindirik olan formlarda duvara paralel, çan biçiminde olanlarda ise, duvara 45°'lik açı yapacak konumdadır. Bazı formlarda ise, bu iki parça birleşerek yukarıya doğru konkav bir yay şeklini almıştır (Şekil 7) (En Üst Titoniyen-Valanjiniyen).

Tür: *Remaniella murgeanui* (pop) (= *R. "dadavi"* (KNAUER): Kabuk çan biçimindedir ve yakalar yine iki parçadan oluşmuştur. Ancak, bunlardan içte olan parça kabuk duvarına bağlı konumdadır (L-3,Ş-8). Bu tür *R. cadischiana* ile *Ct. darderi* türleri arasında bir geçiş formu konumunda olduğundan (Şekil 6) bazı kesitlerde onlarla karşılaştırılabilir (En Üst Berriyasiyen - Alt Valanjiniyen).

Cins: *Lorenziella* KNAUER ve NAGY, 1963



Şekil 7: *Remaniella cadischiana* (COLOM)

- a) Silindirik form
- b) Çan biçimli form
- c) Yakası konkav form

Figure 7: *Remaniella cadischiana* (COLOM)

- a) Cylindrical form
- b) Bell shaped form
- c) Concavcollar shaped form

Cinsin en tipik özelliği, yakanın alt bölümünün daralarak girinti yaptığı oral bölge yapısıdır. Kabuk oral bölgede hem incilir, hemde dışbükey tarafı içe doğru kıvrık olan bir yay şeklini alır. Yakalar da, bu ince ve daralan duvarlara, dışa doğru 120°'lik bir açı yapacak şekilde bağlanmışlardır. Ağız açıklığının çapı kabuğunkinden 2-3 kat daha dar olduğundan, karakteristik bir parabolik görünüm sunar.

Tür: *Lorenziella hungarica* KNAUER ve NAGY: Cinsin tek türüdür ve onun tüm özelliklerini taşır (L-4, Ş-1) (Üst Berriyasiyen'in ortası-Alt Valanjiniyen'in alü).

Cins: *Calpionellopsis* COLOM, 1948

Kabuk genellikle silindirik olup, ağız genişliği kabuğunkiyle yaklaşık aynıdır. Açıklığın iç kenarı, çapraz nikoller altında bakıldığında değişik sönme gösterebilen ayrı bir halkadan oluşmuştur. Bu cinsin yakaları, genelde iyi saklanmadığından görülemez. Bu nedenle bu optik özelliği ayırında ön planda yer alır. Çoğu kez yakalarla duvarlar arasında bir boşluk oluşur ve bu nedenle de yakalar duvarlar üzerinde duran iki nokta izlenimini verirler.

Tür: *Calpionellopsis simplex* (COLOM): Geniş ve silindirik bir kabuğa sahip olan bu türün aboral bölgesi hafifçe yuvarlaklaşmıştır. Ağız açıklığı, yaklaşık kabuğunkine eşit çaptadır. Yakalar duvarların uzantısı şeklinde olup onların üzerinde yer almışlardır (L-4, Ş-2). Bu tür, *Cs. oblonga*'dan, yan duvarların yaklaşık paralel oluşu ve kabuğun daha geniş oluşuyla ayırılır (Üst Berriyasiyen).

Tür: *Calpionellopsis oblonga* (CADİSCH): Kabuk bu

türde de yaklaşık silindirik olmakla birlikte, duvarlar oral tarafa doğru gidildikçe daralır ve bu nedenle de ağız açıklığı kabuğa göre daha dardır. Yakalar, bu türde de duvarların devamında ve onlardan ayrı olarak üzerlerinde yer alırlar. Şekilleri yaklaşık dikdörtgen biçimli olan bu yakalar kabuğuyla farklı sönme açısına sahiptirler (L-4, S-3). Cs. simplex'den kama biçimli ve daha uzamış bir kabuk şekline ve daha sivri bir aboral bölgeye sahip oluşu nedeniyle kolayca ayırdedilebilirler (Üst Berriyasiyen-Orta Valanjiniyen).

Cins: Calpionellites COLOM, 1948

Bu cins, yan duvarların oral tarafta 45°'lik bir açı ile içe doğru sarmaları sonucu oluşan bir ağız yapısıyla karakteristiktir. Kabuk şekli, genellikle çan biçiminde, ender olarak da silindriktir. Calpionellopsis cinsinde olduğu gibi duvarlarla farklı sönme açısına sahip olan yakalar genelde huni biçimli olup, duvarlara içten bağlanırlar.

Tür: Calpionellites darderi (COLOM): Cinsin, bu çalışmada gözlenen tek türüdür. Çoğunlukla çan biçimli (L-4, Ş-4) dirler. Ancak, uzamış silindirik olanları da gözlenir (L-4, Ş-5). Cinsin tüm özelliklerini taşır (Valanjiniyen).

DEĞİNİLEN BELGELER

- Allemann, R., Grün, W. ve Wiedmann, J., 1975. The Birriasian of Caravaca (Prov. of Murcia) in the subbetic zone of Spain and its importance for defining this stage and the Jurassic-Cretaceous boundary. Colloque sur la limite Jurassic-Crétacé, Lyon, Neuchâtel, Sep., 1973. Mem. Bur. Rech. geol. minieres, 86, 14-22.
- Blumenthal, M. 1948. Bolu civarı ve aşağı Kızılırmak mecrası arasında Kuzey Anadolu silsilelerinin jeolojisi. MTA yayını. Seri B, 13, 165.
- Bonet, F., 1956, Zonification microfaunistica de las calzas Cretacicas del Este de México. Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol, 8, 389-488.
- Borza, K., 1969, Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unter Kreide der Klippenzone der Westkarpaten. Veri. Slow. Akad. Wiss., Bratislava, 302 pp.
- Borza, K., 1974, Die Stratigraphische Verwendung von Calpionelliden in der Westkarpaten. Proc. Xth. Congr-Balkan. Geol. Assoc, 1973, 31-35.
- Burşuk, A., 1975, Bayburt yöresinin mikropaleontolojik ve stratigrafik irdelenmesi. İ.Ü. Fen. Fak. Doktora tezi (yayımlanmamış).
- Canik, B., 1970. Ayaş içmece ve kaplıcalarının jeolojisi ve hidroloji etüdü. MTA derleme, 4380 (Yayımlanmamış).
- Catalano, R. ve Ligouri, V., 1970, Facies a Calpionelle

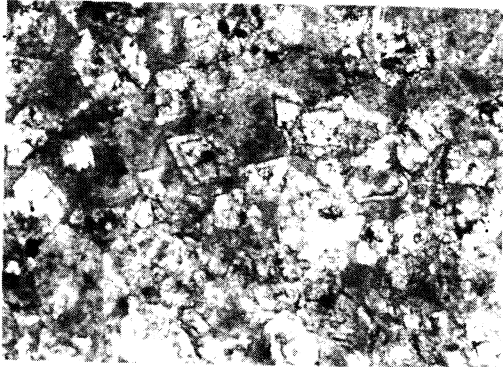
della Sicilia Occidentale. Proc. II. Plankt. Conf., Roma, 1970, 1, 167-210.

- Doben, K., 1963. Ueber Calpionelliden an der Jura/Kreide-Grenze. Mitt. Bayer. Staatssamml. Paleontol. Hist. Geol., 3, 35-50.
- Fares, F. ve Lasnier, J., 1970, Les Tintinnogdiens fossiles, leur position stratigraphique et leur répartition en Algérie du Nord. Sec. Micropal. Conf. Rome, 539-553.
- Folk, R.L., 1968. Petrology of sedimentary rock. Himpills Bookstore Austin, Tex, 170 p.
- Fuourquin, C, Paicheler, S.C., Sauvage, J., 1970, Premières données sur la stratigraphie du "Massif Galate d'Andesites": étude palinologique de la base des diatomites Miocènes de Beşkonak au Nord-Est de Kızılcahamam (Anatolia-Turquie). CR. Acad. Sc. Paris. Série D, 270, 2253-2255.
- Heim, A. ve Gansser. A., 1939, Central Himalaya geological observations of the Swiss expedition. Denkschr. Schweiz. Naturforsch. Ges., 73, 1-245.
- Önal, M., Helvacı, C, İnci, U., Yağmurlu, R, Meriç, E. ve Tansel, İ., 1988. Çayırhan, KB Ankara kuzeyindeki Soğukçam kireçtaşı, Nardin Formasyonu ve Kızılçay grubunun stratigrafisi, yaşı, fasiyesi ve depolanma ortamları. T.P.J.D. bül. C, 1/2, 152-163.
- Öztürk, A., İnan, S. ve Tutkun, S.Z. 1984, Abant-Yeniçağa (Bolu) yöresinin stratigrafisi. Cum. Üniv. Müh. Fak. Derg., Seri A, Yerbilimleri, 1, 1, 1-18.
- Pop, G., 1974, Les zones de calpionellidés Tithonique-Valanginiennes du silion de Resita (Carpatés méridionales). Rev. Roumanie Geol. Geophys. Geogr., 18, 109-125.
- Pop, G., 1976, Tithonian-Valanginian Calpionellid zones from Cuba. Dari Seama Sedint., 62(1974-75), 237-266.
- Remane, J. ve Le Hegarat, G., 1968 Tithonique Supérieur et Berriasien de la bordure cévenole. Corrélation es Ammonites et des Calpionellites. Geobios, 1, 7-70.
- Remane, J. 1986, 12 Calpionellids. Plankton Stratigraphy, 1, 1032, Cambridge Üniversity. 555-572.
- Rondot, J., 1956, 1/1.000.000lik 39/2 (Güney kısmı) ve 39/4 nolu paftaların jeolojisi (Seben-Nallıhan-Beypazarı ilçeleri). MTA derleme 2517 (Yayımlanmamış).
- Stchepinsky, V., 1942, Beypazan-Nallıhan-Bolu-Gerede bölgesi jeolojisi hakkında rapor. MTA derleme, 1963 (Yayımlanmamış).
- Trejo, M., 1975, Los Tintinnidos Mesozoicos de México. Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé, Lyon, Neuchâtel, Spet. 1973. Mem. Bur. Rech. geol. minieres., 86, 95-104.

AKTAŞ PELAJİK KİREÇTAŞLARI

- Trejo, M., 1976, Tintinnidos Mesozoicos de Mexico (taxonomia y datos paleobiologicos). Bol. Assoc. Mex. Geol. Petrol, 27, 329-449.
- Trejo, M., 1980, distribucion estratigrafica de los Tintinnidos Mesozoicos Mexicanos. Rev. Inst. Mex. Pet., 12, 4-13.
- Tunç, M., 1979, Ankara civarında Calpionellerin stratigrafik dağılımları ve Akdeniz basenine ait diğer çalışmalarla karşılaştırılması. TÜBİTAK VI. bilim kongr. teb., 71-79.
- Tunç, M., 1980, Çayırhan (Beypazarı) ile Seben (Bolu) arasında kalan ve Aladağçay boyunca olan bölgenin stratigrafisi. A.Ü. Fen Fak. doktora tezi (Yayımlanmamış).
- Tunç, M., Tutkun, S., Özçelik, O., ve Gökçe, A., 1991. Dİvriği-Yakuplu-İliç-Hamo (Sivas) yöresinin temel jeoloji özellikleri. TÜBİTAK doğa Tr. jour, of engin, and envir. sciences, 15, 225-245.
- Varol, B. ve Kazancı, N., 1980, Seben bölgesi volk'ano-tortullan (Bolu GD). Tr. jeol. kur. bül., 23, 1, 53-58.
- Yılmaz, Y., Gözübol, A.M., Tüysüz, O. ve Yiğitbaş, E., 1981, Abant (Bolu)-Dokurcan (Sakarya) arasında kalan birliklerin jeolojik evrimleri. MTA derleme 7085 (Yayımlanmamış).

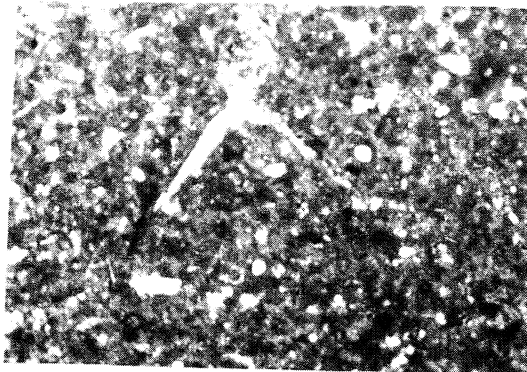
LEVHA I - PLATE I



1



3



5



2



4

Şekil 1: Dolomitik kireçtaşının mikroskoptaki görünümü, x 50.

Şekil 2: Trocholina cf. elongata (LEOPOLD), x 50.

Şekil 3: Pseudocyclammina cf. lituus (YOKOYAMA). x50

Şekil 4: Clypeina jurassica FAVRE . x5

Şekil 5: Saccocomali mikrit. x50.

Figure 1: Showing of dolomite limestone in microscope . x50.

Figure 2: Trocholina cf. elongata (LEOPOLD). x50.

Figure 3: Pseudocyclammina cf. lituus (YDKOYAMA). x50.

Figure 4: Clypeina jurassica FAVRE. x50.

Figure 5: Micrite with saccocomma. x50.

LEVHA II - PLATE II



1



2

Şekil 1: Pelajik kireçtaşlarından bir görünüş.

Şekil 2: Aynı kireçtaşlarından gözlenen bir kıvrım örneği.

Figure 1: A view of pelagic limestones.

Figure 2: A fold observed in the same limestones,

LEVHA III - PLATE III



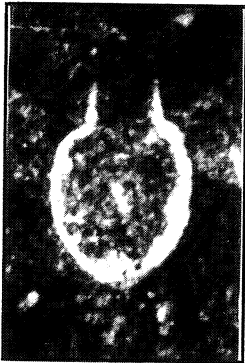
1



2



3



4



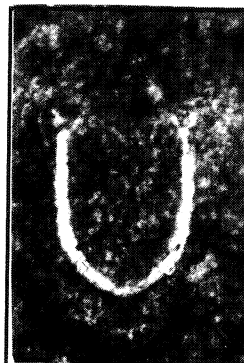
5



6



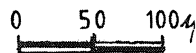
7



8



9



LEVHA IV - PLATE IV



1



2



3



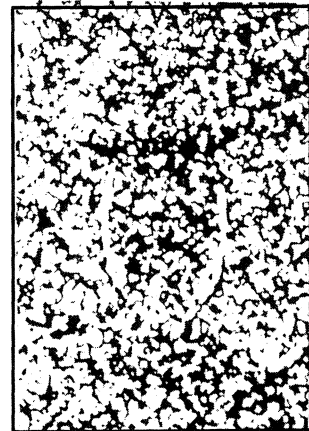
4



5



6.a



6.b

0 50 1004

LEVHA III - PLATE III

- Şekil 1 : *Crassicolaria brevis* REMANE.
 Şekil 2 : *Tintinnopsella carpathica* (MURG. ve FILIP).
 Şekil 3 : *Calpionella alpina* LORENZ.
 Şekil 4 : *Calpionella alpina* LORENZ-*Calpionella elliptica* CADISH geçiş formu.
 Şekil 5 : *Calpionella elliptica* CADISH.
 Şekil 6 : *Remaniella ferasini* (CATALANO)
 Şekil 7 : *Remaniella cadischiana* (COLOM)
 Şekil 8 : *Remaniella murgeanui* (POP).
 Şekil 9 : *Tintinnopsella longa* (COLOM).

- Figure 1 : *Crassicolaria brevis* REMANE.
 Figure 2 : *Tintinnopsella carpathica* (MURG. ve FILIP.)
 Figure 3 : *Calpionella alpina* LORENZ
 Figure 4 : *Calpionella alpina* LORENZ-*Calpionella elliptica* CADISH transtion form
 Figure 5 : *Calpionella elliptica* CADISH.
 Figure 6 : *Remaniella ferasini* (CATALAND).
 Figure 7 : *Remaniella cadischiana* (COLOM).
 Figure 8 : *Remaniella murgeanui* (POP).
 Figure 9 : *Tintinnopsella longa* (COLOM).

LEVHA IV - PLATE IV

- Şekil 1 : *Lorenziella hungarica* KIVAUER ve MAGY.
 Şekil 2 : *Calpionellopsis simplex* (COLOM)
 Şekil 3 : *Calponellopsis oblonga* (CADISCH).
 Şekil 4 : *Calpionellites darderi* (COLOM) (Tipik form)
 Şekil 5 : *Calpionellites darderi* (COLOM) (Silindirik uzun form).
 Şekil 6a : *Chitinoidella boneti* DOBEN (Remane, 1986).
 Şekil 7b : *Praetinnopsella andrusovi* BORZA (Remane, 1986).

- Figure 1 : *Lorenziella hungarica* KIVAUER ve MAGY.
 Figure 2 : *Calpionellopsis simplex* (COLOM)
 Figure 3 : *Calponellopsis oblonga* (CADISH).
 Figure 4 : *Calpionellites darderi* (COLOM) (Tipik form)
 Figure 5 : *Calpionellites darderi* (COLOM) (Silindirik uzun form).
 Figure 6a: *Chitinoidella boneti* DOBEN (Remane, 1986).
 Figure 7b: *Praetinnopsella andrusovi* BORZA (Remane, 1986).

Çünür Köyü yöresindeki (Isparta kuzeyi) Üst Kretase-Eosen yaşlı birimlerin planktik foraminiferalar ile biyostratigrafik incelemesi

Biostratigraphic investigation of the Upper Cretaceous-Eocene units around Çünür Village (North of Isparta) based on planktic foraminifera

AYŞEGÜL YILDIZ
VEDİA TOKER

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

ÖZ: Bu çalışmada Isparta İli'nin 10 km kuzeyindeki Çünür köyü ve civarında yer alan Üst Kretase-Eosen zaman aralığındaki birimlerin ayrıntılı biyostratigrafisini açıklığa kavuşturmak için planktik foraminiferalardan yararlanılmıştır.

İnceleme alanında ölçülen stratigrafi kesitlerinden toplanan tortul kayaç örneklerinden 31 planktik foraminifera türü tanımlanmış ve aşağıdaki 6 planktik foraminifera zonu ayrılanmıştır.

Üst Kretase'de (Maestrihtiyen): Gansseriana gansseri ve Abathomphalus mayaroensis zonları, Alt Eosen'de (İpresiyen) Morozovella formosa formosa, Morozovella aragonensis, Acarinina pentacamerata zonları, Orta Eosen'de (Lütseyen): Acarinina bullbrooki Zonu.

Bu planktik foraminifera zonları, dünya üzerinde aynı stratigrafik zaman aralıklarında yapılmış çalışmalarla korele edilmiş ve bu planktik foraminifera topluluğunun ılıman kuşağa ait olduğu görülmüştür.

ABSTRACT: This study, based on planktic foraminifera, reveals the detailed biostratigraphic subdivisions of the Upper Cretaceous-Eocene unit, outcropping in the Çünür Village and closed area, 10 km North of Isparta City. Thirty-one planktic foraminifera species have been identified and six planktic foraminifera zones have been defined in the sedimentary rock samples taken from the measured stratigraphic sections in the investigated area.

In the Upper Cretaceous (Maestrihtian): Gansserina gansseri and Abathomphalus mayaroensis zones, in the Lower Eocene (Ypresian): Morozovella formosa formosa, Morozovella aragonensis, Acarinina pentacamerata zones, in the Middle Eocene (Lutetian): Acarinina bullbrooki Zone.

The planktic foraminifera zones have been correlated with the other studies for the same stratigraphic level the world. The study showed that the defined planktic foraminifera assemblages belong to the temperate region.

GİRİŞ

İnceleme alanı, Batı Toroslar'ın Isparta Bölümü olarak nitelenen kesiminde yer alan, Isparta İli'nin 10 Km kuzeyindeki Çünür Köyü ve civarıdır (Şekil 1). Bu alan 1/25.000 ölçekli Isparta M₂₄-b₂, M₂₄-b₃, M₂₅-a₁, M₂₅-a₄ paftalarını kısmen kapsar (Şekil 2).

Bu yöre ve civarında, daha önce yapılan ve halen de yapılmakta olan değişik amaçlı jeolojik incelemelerde, genelde otokton seri olarak yorumlanan Batı Toroslar'ın en üst kesimlerindeki Kretase ve Eosen yaşlı birimlerin varlığı saptanmıştır.

Toros kuşağında halen var olan birçok jeolojik ve stratigrafik sorunların birinin çözümüne yönelik olarak

sürdürülen bu çalışmada, anılan birimlerin içerdikleri planktik foraminiferalardan yararlanılarak ayrıntılı biyostratigrafi ortaya konmuştur.

İnceleme alanı ve çevresi, temel jeolojik amaçlı bir çok çalışmaya konu olmuştur. Blumenthal (1974), Dumont (1976), Dumont ve diğ., (1980), Özgül (1971 ve 1976), Özgül ve Arpat (1973) Guinic (1977), Koçyiğit (1984) bunlardan birkaçıdır.

Bu incelemeye konu olan planktik foraminiferalar kumtaşı ve kireçtaşlarından ince kesitler yapılarak, marm ve şeyl örneklerinden ise perhidrol (H₂O₂) yöntemi kullanılarak yıkanıp ayıklanmış ve tanımlamaları, binoküler, biyojen ve polarizan mikroskopta yapılmıştır.



Şekil 1: Yer bulduru haritası
Figure 1: Location map

STRATİGRAFİ

İnceleme alanı, Beydağları otokton birliğinde yer alır. Güneybatısından Likya Napları, Kuzeyinden ve Doğusundan da Beyşehir-Hoyran Napları ile çevrilidir.

Bölgede gözlenen kaya birimleri, Üst Kretase-Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner zaman aralıklarında oluşmuş çökeller olmak üzere, iki kısımda ele alınabilir.

Litostratigrafi

İnceleme alanında görülen en yaşlı birim neritik özellikte başlayan, yarı pelajik ve pelajik özellikte devam eden, kireçtaşı litolojisindeki Üst Kretase yaşlı çökellerdir. Paleosen yaşlı tortullar sahada gözlenmemektedir. Üst Maestrihtiyen yaşlı birimin üzerine İpresiyen yaşlı marn ve killi kireçtaşı ardalanmalı birim ve onunda üzerine İpresiyen-Alt Lütasiyen yaşlı, fliş fasiyesinde ve tabanda çakıllarla başlayan, daha sonra kireçtaşı, marn, kumtaşı ardalanması ile devam eden birim gelmektedir. Bu birim, önce sığ sonra giderek derinleşen bir deniz ürünüdür. Bu birimlerin de üzerine Pliyosen yaşlı karasal çökeller ve onlarla eş zamanlı asidik volkanizmaların tüf ve lavları bulunmaktadır. En üstte alüvyon ve yamaç molozları yer alır (Şekil - 3).

Bu çalışmada kullanılan formasyon adları Karaman ve diğ., 1988'den alınmıştır. Yazarlar yörede daha çok sedimentolojik ve tektonik ağırlıklı bir çalışma sunmuşlardır, birimlerin yaşlarını çok az sayıdaki fosile dayanarak vermişlerdir. Bizim yörede yaptığımız çalışma diğerleriyle benzerlik göstermekle birlikte amacımız birimlerin ayrıntılı biyostratigrafisini ortaya koymaktır.

Formasyonlara verilen adlar Türkiye Stratigrafi Komitesi'nin 1986'da yayınlamış olduğu "Stratigrafi Sınıflama ve Adlama Kurallarına uygun olmadığından resmi değildir, ancak karışıklığa meydan vermemek

amacıyla bu birimler "Stratigrafi Sınıflama ve Adlama" kurallarına uygun şekilde yazılarak yeniden bu makalede kullanılmıştır.

Senirce Kireçtaşı

Tanım Birimin adı inceleme alanının kuzeyindeki Senirce Köyüden alınmıştır.

Tip Yeri ve Tip Kesiti İnceleme alanında birimin en iyi gözlenebildiği yerler, Büyük Söbü Tepe, Küçük Söbü Tepe güneybatısı, Göltaş Çimento Fabrikası dolayları, Senirce köyü ve Bozanönü Köyü dolaylarıdır.

Burada ölçülen kesit, birimin Torosların değişik yerlerinde daha büyük kalınlıklar göstermesi nedeniyle referans kesit niteliğindedir.

Bu kesit M_{25a4} paftasında X: 4193375 m, Y: 282450 m, Z: 1030 m koordinatlarından başlar ve X: 4193375 m, Y: 282375 m, Z: 1020 m koordinatlarında son bulur.

Kaya Türü Egemen litolojisi sarı-bej renkli, tabanda yarı pelajik üstte doğru pelajik kireçtaşlarından oluşur ve çört bantları içerir.

Tabaka kalınlığı 30-50 cm arasında değişmektedir.

Alt ve Üst Sınır, Kalınlık, Yanal Yayılım Birimin tabanı Söbüdağ kireçtaşı ile uyumsuzdur. Üst sınırı ise İpresiyen yaşlı Kızılkırma formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülür.

İnceleme alanında yaklaşık 60 m kalınlık gösteren birim Toroslar'da 150 m ye yakın kalınlık sunar (Dumont ve diğ., 1980).

İnceleme alanında yaklaşık birim Büyük Söbü Tepe, Küçük Söbü Tepe güneybatısı, Göltaş Çimento Fabrikası dolayları, Senirce Köyü, Bozanönü Köyü, Seyrekler Tepe ve Kır Tepe'nin kuzeyinde yayılım gösterir.

Yanal olarak değişik kalınlıklarda Beydağları otokton birliğinde devam eder.

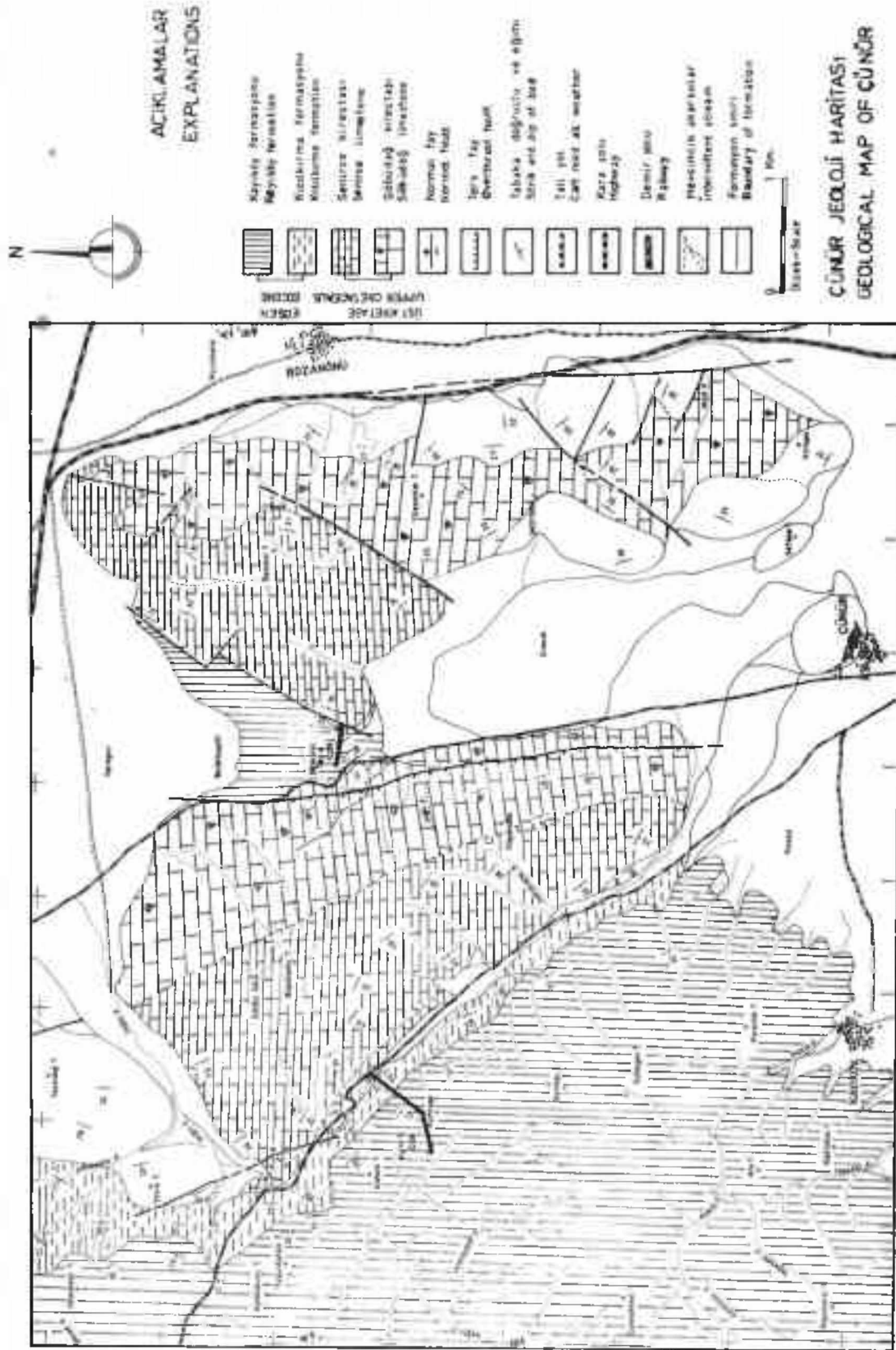
Fosiller ve Yaş Formasyonu oluşturan çökeller bol miktarda planktik foraminiferalar içerir. Yaşı Orta-Üst Maestrihtiyen'dir.

Kızılkıran Formasyonu

Tanım Formasyonun adı Kızılkırma Tepesi'nden alınmıştır.

Tip Yeri ve Tip Kesiti Formasyonun en iyi gözlenebildiği yer Kızılkırma Tepesi'dir. İnceleme alanında ölçülen kesit, formasyonun Torosların değişik yerlerinde daha büyük kalınlıklar göstermesi nedeniyle referans kesit niteliğindedir. Bu kesit M_{24b3} paftasında X: 4193100 m Y: 279250 m, Z: 1170 m, koordinatlarında başlar ve X: 4192900 m, Y: 279175 m, Z: 1175 m, koordinatlarında son bulur.

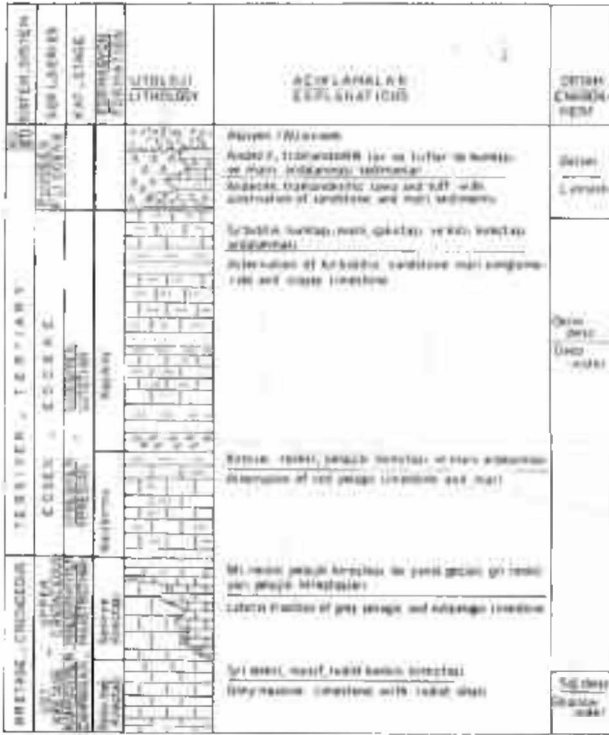
Kaya Türü Kırmızı-şarabi renkli marn ve killi kireçtaşı ardalanmasından oluşmuştur. Tabaka kalınlıkları 30-40 cm arasında değişmektedir ve formasyonun derin deniz fasiyesi niteliğindedir.



No: Bu harita Yayınevi 1985 dan dönüştürerek alınmıştır.

Şekil 2: Çünür yöresinin jeoloji haritası ve ölçülü stratigrafi kesitlerinin yerleri

Figure 2: Geological map of Çünür village and location of measured stratigraphic sections.



Şekil 3: İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti

Figure 3: Generalized columnar section of the investigated area.

Alt ve Üst Sınır, Kalınlık, Yanal Yayılım Formasyon tabanda Orta-Üst Maestrihtiyen yaşlı Senirce kireçtaşı üzerine uyumsuz olarak gelir.

Tavanda ise, Kayıköy formasyonu ile uyumlu olarak örtülür.

İnceleme alanında yaklaşık 5 m kalınlık gösteren formasyon Batı Toroslar'da 250 m. kalınlığa erişir (Dumont ve diğ., 1980).

Formasyon inceleme alanında Söbü Tepe ile Kurt Tepe arasında ve Demirci Tepe'nin hemen batısına yayılım gösterir ve yanal olarak değişik kalınlıklarda Beydağları otokton birliğinde devam eder.

Fosiller ve Yaş Formasyonu oluşturan çökeller planktik foraminifer ve az miktarda alt seviyelerden taşınmış halde bentik foraminifer içermektedir. Bunun yanında ayrıca kırmızı alg, briyozoa ve lamellibrans kabuk parçalarına rastlanmıştır. Yaşı İpresiyen'dir.

Kayıköy Formasyonu

Tanım Birimin adı özelliklerinin en iyi gözlemlendiği ve en yaygın yüzeylendiği yer olan, incelenen alanın güneyinde bulunan Kayıköy'den alınmıştır.

Tip Yeri ve Tip Kesiti İnceleme alanında formasyonun en iyi gözlemlendiği yer Kabak Tepe'dir. Burada ölçülen kesit, formasyonunu Toroslar'ın değişik yerlerinde daha büyük kalınlıklar göstermesi nedeniyle referans kesit niteliğindedir. Bu kesit formasyonun alt seviyeleri için M24b3 paftasında X: 4192900 m, Y:

279175 m, Z: 1175 m, koordinatlarından başlar ve X: 4192564 m, Y: 278750 m, Z: 1230 m koordinatlarında son bulur, üst seviyeleri için ise M25a4 paftasında X: 4193375 m, Y: 282375 m, Z: 1020 m, koordinatlarında başlar ve X: 4193400 m, Y: 282000 m, Z: 1000 m, koordinatlarında son bulur.

Kaya Türü Formasyon tabanda çakıl taşlarıyla başlar, üste doğru gri-kahve renkli kumtaşı, marn ardalanması ile devam eder. En üstte ise kumtaşları ve çörtlü türbiditik kireçtaşı ardalanmalı, kırmızı şarabı renkli marnlarla son bulur. Bu özellikleriyle formasyon sığ denizel fasiyes özellikleriyle başlayıp, giderek derinleşen bir deniz karakterini yansıtır.

Alt ve Üst Sınır, Kalınlık, Yanal Yayılım Formasyon, tabanda Kızılkırma formasyonu üzerine transgresif olarak gelir.

Tavanda ise, Genç Pliyosen çökelleri tarafından uyumsuz olarak örtülür.

İnceleme alanında 297 m kalınlık gösteren formasyon, Toroslar'da yaklaşık 1000 m kalınlığa erişir (Dumont ve diğ., 1980).

İnceleme alanında formasyonun alt seviyelerinin en iyi gözlemlendiği yerler, Kabak Tepe ve batısı, üst seviyelerinin en iyi gözlemlendiği yerler ise Demirci Tepe ile Söbü tepe arasındır ve yanal olarak değişik kalınlıklarda, Beydağları otokton birliğinde devam eder.

Fosiller ve Yaş Formasyonu oluşturan çökeller bol miktarda planktik foraminifera ve az miktarda da bentik foraminifera içermektedir.

Yaşı İpresiyen-Alt Lütesiyen'dir.

Biyostratigrafi

Bu çalışmanın esas konusunu oluşturan biyostratigrafi zonları için tanımlamalar, Bolli (1957), Stainforth ve diğ., (1975) genel zonlamaları ve Bolli ve diğ., (1985) esas alınarak verilmiştir.

İnceleme alanında tanımlanan planktik foraminifera zonları, yaşlıdan genç doğru aşağıda sunulmuştur.

Gansserina gansseri Zonu

Tanım Gansserina gansseri (Bolli) ile Abathomphalus mayaroensis (Bolli)'nin ilk ortaya çıkışları arasındaki süreçtir.

Zonu Tanımlayan Brönnimann, 1952

Yaş Orta Maestrihtiyen

Lokalite Bu zonu fosil formları, inceleme alanında Senirce kireçtaşı üst seviyelerinden alınan Ag₂004,005,006 nolu örneklerde saptanmıştır.

Yaygın Türleri Gansserina gansseri (Bolli), Globotruncana aegyptiaca Nakkady, Globotruncana bulloides Vogler, Globotruncana lapparenti Brotzen, Globotruncanina conica (White), Globotruncanina elevata (Brotzen), Globotruncanina stuarti (de Lapparent), Globotruncanina

ÇÜNÜR KÖYÜ YÖRESİ

SAYILAN STAGES	BOLLI 1957 TRINIDAD	MOHLER ve WADE 1966 İSVİÇRE	BECKMANN ve DİĞ. 1967 MİSİR	BARR 1972 LİBYA	TOKER 1977 TÜRKİYE (HAYMANA)	DİZER - MERİÇ 1981 TÜRKİYE	CARON 1985 MERKEZİ TEFİS	ÖZGÜR 1985 TÜRKİYE (SİNOP)	EU ÇALIŞMA
ÜST MAESTRIHTIYEN	ABATHOMPHALUS MAYAROENSIS	GLOBOTRUNCANA MAYAROENSIS	ABATHOMPHALUS MAYAROENSIS	ABATHOMPHALUS MAYAROENSIS	GLOBOTRUNCANA MAYAROENSIS	ABATHOMPHALUS MAYAROENSIS	ABATHOMPHALUS MAYAROENSIS	ABATHOMPHALUS MAYAROENSIS	ABATHOMPHALUS MAYAROENSIS
ORTA MAESTRIHTIYEN	GLOBOTRUNCANA GANSSERI	GLOBOTRUNCANA CONTUSA CONTUSA	GLOBOTRUNCANA GANSSERI	GLOBOTRUNCANA GANSSERI	GLOBOTRUNCANA GANSSERI	GLOBOTRUNCANA GANSSERI	GANSSERINA GANSSERI		GANSSERINA GANSSERI

Çizelge 1: Üst Krease planktik foraminifera biyozonları genel karşılaştırılması.

Table 1: General correlation of the Upper Cretaceous planktic foraminifera biozones.

stuartiformis (Dalbicz), Heterohelix globulosa (Ehrenberg), Rosita fornicata (Plummer), (Çizelge 2).

Karşılaştırma ve Yorum Mohler ve Wade (1966) İsviçre'deki çalışmasında Orta Maestrihtiyen için Globotruncana contusa Zonu'nu kullanmıştır. Bunun dışında Bolli (1957-1966) Trinidad'ta Türkiye (Haymana)'de, Dizer ve Meriç (1981) Türkiye (KB Anadolu)'de, Caron (1985) Merkezi Tiflis de Orta Maestrihtiyen için bu zonu kullanmışlardır.

İnceleme alanımızda da bu zon, litoloji ve fosil topluluğu içeriği yönünden diğer araştırmacılarınkine benzerlik göstermesi nedeniyle tarafımızdan da saptanıp kullanılmıştır (Çizelge 1).

Abathomphalus mayaroensis Zonu

Tanım Bu zonu, Abathomphalus mayaroensis (Bolli)'nin yaşam süreci belirler.

Zonu Tanımlayan Brönnimann, 1952

Yaş Üst Maestrihtiyen

Lokalite Bu zonun fosil formları, Senirce kireçtaşı üst seviyelerinden alınan Ag2006, 007 nolu örneklerde saptanmıştır.

Yaygın Türleri Abathomphalus mayaroensis (Bolli), Gansserina gansseri (Bolli), Globotruncana elevata (Brotzen), Heterohelix globulosa (Ehrenburg), (Çizelge 2).

Karşılaştırma ve Yorum Dizer ve Meriç (1981) Türkiye (KB Anadolu)'de yaptıkları çalışmada üst Maestrihtiyen'in altı için Globotruncana contusa contusa, üstü için ise Globotruncana mayaroensis Zon'larını kullanmışlardır. Bunun dışında Bolli (1957 ve 1966) Trinidad'ta, Mohler ve Wade (1966) İsviçre'de, Barr (1972) Libya'da, Toker (1977) Türkiye (Haymana)'de, Özgür (1985) Türkiye (Sinop)'de, Caron (1985) Merkezi Tiflis'de Üst Maestrihtiyen için bu zonu kullanmışlardır.

İnceleme alanımızda da bu zon litoloji ve fosil topluluğu içeriği yönünden diğer araştırmacılarınkine benzerlik göstermesi nedeniyle tarafımızdan da saptanıp kullanılmıştır (Çizelge 1).

İnceleme alanında Üst Maestrihtiyen yaşlı çökellerin

üzerine uyumsuzlukla İpresiyen yaşlı çökeller gelmiştir ve İpresiyen de tanımlanan ilk planktik foraminifer zonu Morozovella formosa formosa Zonu'dur.

Morozovella formosa formosa Zonu

Tanım Bu zonu, Morozovella formosa formosa (Bolli)'nin yaşam süreci belirler.

Zonu Tanımlayan Bolli, 1957

Yaş İpresiyen

Lokalite Bu zonun fosil formları Kızılkırma formasyonundan alınan Ag₁ 002, 003, 004 nolu örneklerde saptanmıştır.

Yaygın Türleri Acarinina soldadoensis soldadoensis (Brönnimann), Globigerina linaperta Finlay, Globorotalia pseudotopilensis (Subbotina), Morozovella formosa gracilis (Bolli), Morozovella spinulosa (Cushman), Morozovella subbounae (Morozova), (Çizelge 2).

Karşılaştırma ve Yorum Bolli (1957 ve 1966) Trinidad'ta, Beckmann ve diğ. (1967) Mısır'da, Ejel (1967) Suriye'de, Stainforth ve diğ. (1975) genel zonlamalarında, Toker (1977) Türkiye (Haymana)'de, Tomarkine (1978) Afrika'da, Tourmarkine ve Luterbacher (1985) Akdeniz için İpresiyen'e karşılık olarak bu zonu kullanmışlardır (Çizelge 3).

Çalışılmış bölgelerdeki benzer fosil topluluğu ile bu zon inceleme alanında da tanımlanıp kullanılmış fakat örneklerde Morozovella formosa (Bolli) türüne rastlanılmadığından zonun üst sınırı Morozovella formosa gracilis (Bolli)'nin son görünümü ile çizilmiştir (Çizelge 2).

Morozovella aragonensis Zonu

Tanım Morozovella formosa formosa (Bolli) türünün son kez görünüşünden, Acarinina pentacamerata (Subbotina)'nın ilk ortaya çıkışı arasındaki bir süreçtir.

Zonu Tanımlayan Bolli, 1957

Yaş İpresiyen

Localite Bu zonun fosil formları Kayıköy formasyonu alt seviyelerinden alınan Ag1 005, 009, 010, 011, 014, 015, 016, 021, 023, 025 nolu örneklerde saptanmıştır.

KAM. MAAS CAM. MAAS	MAESTRIHTIYEN MAASTRICHTIAN		IPRESIYEN YPRESIAN		LUTESIYEN LUTETIAN		PLANKTİK FORAMİNİFERA TÜRLERİ PLANKTIC FORAMINIFERA SPECIES
	GANSSERİNA GANSSERI	ABATHOMPHALUS MAYAROENSIS	MOROZOVELLA FORMOSA	MOROZOVELLA CAUCASICA	ACARININA BROEDERMANNI	ACARININA BULLBROOKI	
							Heterohelix globulosa
							Globotruncana aegyptiaca
							Globotruncana arca
							Globotruncana bulloides
							Globotruncanita conica
							Globotruncanita elevata
							Rosita formicata
							Gansserina gansseri
							Globotruncana lapparenti
							Globotruncana falsocalcarata
							Abathomphalus mayaroensis
							Globotruncanita stuarti
							Globotruncanita stuartiformis
							Globorotalia pseudotopilensis
							Acarinina broedermanni
							Acarinina bullbrooki
							Acarinina sol soldadoensis
							Morozovella aragonensis
							Morozovella formosa gracilis
							Morozovella caucasica
							Morozovella subbotina
							Morozovella spinulosa
							Morozovella crassata
							Turborotalia centralis
							Turuncorotaloides rohri
							Globigerina tinaperta
							Globigerina senni
							Globigerina turgida
							Globigerina yeguaensis
							Globigerinoides higginsi

Çizelge 2: Çünür yöresi Üst Kretase-Orta Eosen planktik foraminifera türleri ve stratigrafik yayılımları.

Yaygın Türleri *Acarinina broedermanni* (Cushman ve Bermudez), *Globigerina tinaperta* Finlay, *Globigerina senni* (Beckmann), *Globigerina turgida* Finlay, *Globorotalia pseudotopilensis* (Subbotina), *Morozovella aragonensis* (Nuttal), *Morozovella caucasica* (Glacssner), *Mo-*

Table 2: Upper Cretaceous-Middle Eocene planktic foraminifera species and their stratigraphic distribution in Çünür region.

rozovella crassata (Cushman), *Morozovella subbotinae* (Morozova), (Çizelge 2).

Karşılaştırma ve Yorum El-Naggar (1966) Mısır'da İpresiyen'in tümü için *Globorotalia wilcoxensis* Zonu'nu kullanmıştır. Beckmann ve diğerleri (1967) Mısır'da

ÇÜNÜR KÖYÜ YÖRESİ

YAZAR YIL	OLUŞTURULAN ZON	YER	YER	YER	YER	YER	YER	YER	YER	YER	YER
BOLLI 1957 TRINIDAD		EL NAGGAR 1965 MISIR	DECKMANN ve diğ. 1967 MISIR	EJEL 1967 Suriye	STAINFORTH ve diğ. 1975 GENEL ZONLAMA	LUTERBACHER ve diğ. 1985 GENEL ZONLAMA	TOMARKINE ve Bolli 1975 İTALYA	TOKER 1977 TÜRKİYE (HAYMANA)	TOMARKINE 1978 AFRİKA	TOMARKINE ve diğ. 1985 AFRİKA	
LÜTESİYEN LÜTESİYEN	HANTKENINA ARAGONENSIS		GLOBOROTALIA BULLBROOKI	GLOBOROTALIA BULLBROOKI	GLOBOROTALIA BULLBROOKI	GLOBOROTALIA BULLBROOKI	GLOBOROTALIA BULLBROOKI	GLOBOROTALIA BULLBROOKI	GLOBOROTALIA BULLBROOKI	GLOBOROTALIA BULLBROOKI	ACARININA BULLBROOKI
LÜTESİYEN LÜTESİYEN			GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	ACARININA SUBBOTINAE
LÜTESİYEN LÜTESİYEN			GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	ACARININA SUBBOTINAE
LÜTESİYEN LÜTESİYEN			GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	ACARININA SUBBOTINAE
LÜTESİYEN LÜTESİYEN			GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	ACARININA SUBBOTINAE

Çizelge 3: Alt-Orta Eosen planktik foraminifera zonları genel karşılaştırılması.

Table 3: General correlation of the Lower Middle Eocene planktic foraminifera biozones.

Globorotalia aragonensis Zonu'nu İpresiyen'in üst seviyeleri için kullanmışlardır. Bolli (1957 ve 1966) Trinidad'da, Ejel (1967) Suriye'de, Stainforth ve diğ. (1975) genel zonlamaları içerisinde, Tomarkine ve Bolli (1975) İtalya'da Toker (1977) Türkiye (Haymana)'de, Tomarkine (1978) Afrika'da yapıları çalışmalarında bu zonu İpresiyen'in orta düzeylerinde, Tourmarkine ve Luterbacher (1985) Akdeniz'de orta ve üst düzeylerine karşılık olarak kullanmışlardır (Çizelge 3).

Çalışılmış bölgelerdeki benzer fosil topluluğu ile bu zon inceleme alanında da tanımlanıp kullanılmıştır. Örneklerde *Acarinina pentacamerata* (Subbotina) türüne rastlanılmadığından, bu zonu alt sınırı *Morozovella formosa gracilis* (Bolli)'nin son görünümünü, üst sınırı ise, *Globigerinoides higginsi* Bolli'nin ilk görünümü ile belirlenmiştir (Çizelge 2).

Acarinina pentacamerata Zonu

Tanım Bu zonu *Acarinina pentacamerata* (Subbotina) türünün yaşam sürecini belirler.

Zonu Tanımlayan Krasheninnikov, 1965

Yaş İpresiyen

Lokalite Bu zonu fosil formları Kayıköy formasyonu orta düzeylerinden alınan Ag1 026, 030, 034 nolu örneklerde saptanmıştır.

Yaygın Türleri *Acarinina broedermanni* (Cushman ve Bermudez), *Globigerina linaperia* Finlay, *Globigerinoides higginsi* Bolli, *Morozovella aragonensis* (Nuttall) (Çizelge 2).

Karşılaştırma ve Yorum Bolli (1957 ve 1966) Trinidad'da, Tomarkine (1978) Afrika'daki çalışmalarında bu zonu karşılık olarak *Globorotalia pulmerae* Zonu'nu kullanmışlardır.

Bunun dışında, Ejel (1967) Suriye'de, Stainforth ve diğ. (1975) genel zonlamaları içerisinde, Tomarkine ve Bolli (1975) İtalya'da, Toker (1977) Türkiye (Haymana)'de, Tourmarkine ve Luterbacher (1985) Akdeniz'de İpresiyen'in üst düzeylerine karşılık olarak kullanmışlardır.

Çalışılmış bölgelerdeki benzer fosil topluluğu ile bu zon inceleme alanında da tanımlanıp kullanılmıştır. Örneklerde *Acarinina pentacamerata* (Subbotina) türüne rastlanılmadığından zonu alt sınırı *Globigerinoides higginsi* Bolli'nin ilk görünümü, üst sınırı ise *Acarinina bullbrooki* (Bolli)'nin ilk görünümü ile belirlenmiştir (Çizelge 2-3).

Acarinina bullbrooki Zonu

Tanım *Acarinina pentacamerata* (Subbotina)'nın son görünümünden itibaren bu zon başlar.

Zonu Tanımlayan Luterbacher, 1964

Yaş Lütesiyen

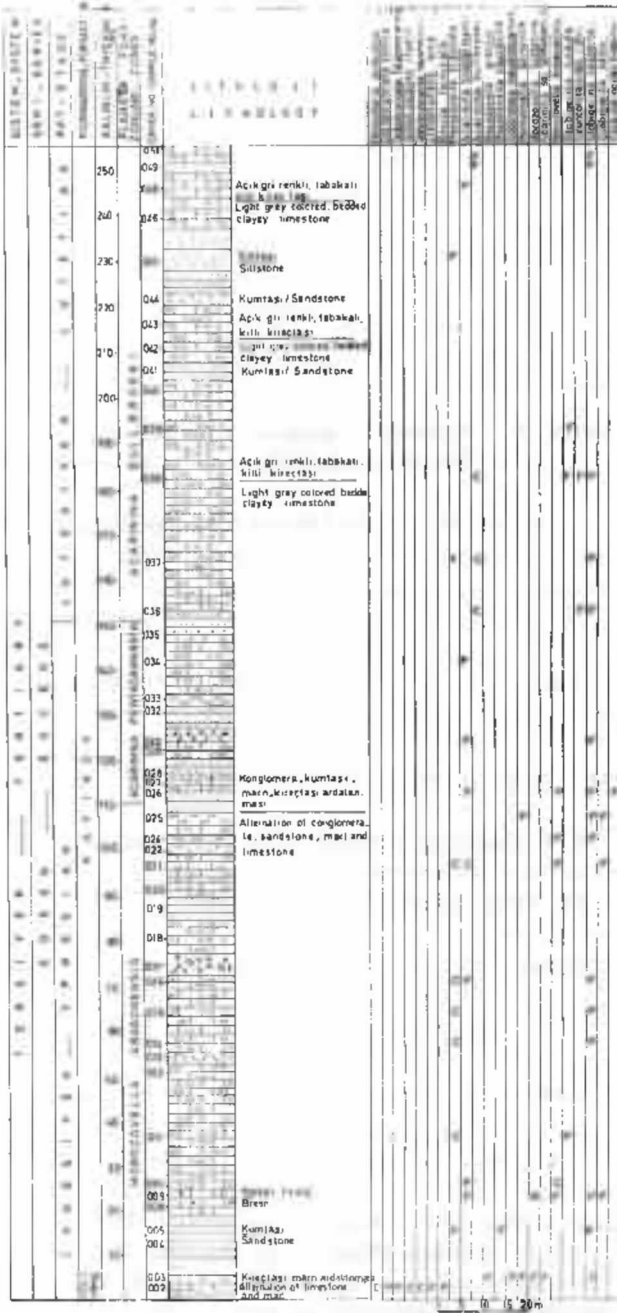
Lokalite Bu zonu fosil formları inceleme alanında Kayıköy formasyonu üst düzeyinden alınan Ag1 036, 037, 038, 039, 045, 048, 049, 050 nolu örneklerde saptanmıştır.

Yaygın Türleri *Acarinina broedermanni* (Cushman ve Bermudez), *Acarinina bullbrooki* (Bolli), *Globigerina linaperia* Finlay, *Globigerina senni* Beckmann, *Globigerina turgida* Finlay, *Globigerina yeguaensis* Weinzierl ve Applin, *Morozovella aragonensis* (Nuttall), *Morozovella crassata* (Cushman), *Morozovella spinulosa* (Cushman), *Turborotalia centralis* (Cushman ve Bermudez), *Turborotalia rohrri* Brönnimann ve Bermudez, (Çizelge 2).

Karşılaştırma ve Yorum Bolli (1957 ve 1966) Trinidad'da, Stainforth ve diğ. (1975) genel zonlamalarında, Tomarkine ve Bolli (1975) İtalya'da, Tomarkine (1978) Afrika'da bu zonu karşılık olarak *Hantkenina aragonensis* Zonu'nu saptamışlardır.

Beckmann ve diğ. (1967) Mısır'da, Ejel (1967) Suriye'de, Toker (1977) Türkiye (Haymana)'de bu zonu saptamışlardır. Tourmarkine ve Luterbacher (1985) Akdeniz için yaptıkları zonlamada bu zonu karşılık olarak *Morozovella edgan* Zonunu kullanmışlardır (Çizelge 3).

Çalışılmış bölgelerdeki benzer fosil topluluğu ile bu zon inceleme alanında da tanımlanıp kullanılmıştır. Bu zonu alt sınırı *Acarinina bullbrooki* (Bolli)'nin ilk görünümü ile çizilmiştir (Çizelge 2).



Şekil 4: Kurt yöresi ölçülü stratigrafi kesiti.
Figure 4: Measured stratigraphic section of the Kurt Tepe area.

- A: Çok bol / Abundance
C: Yaygın / Common
F: Az / Few
R: Çok az / Rare

Ölçülü Stratigrafi Kesitleri

Beydağları orokton biriminde yer alan inceleme alanında, Üst Kretase-Eosen yaşlı birimlerde biyostratigrafik bir çalışma için 2 stratigrafi kesiti ölçülmüştür.

Kurt Tepe Ölçülü Stratigrafi Kesiti Bu kesit

M24b3 paftasında X: 4193125 m, Y: 279250 m, Z: 1160 m. koordinatlarından başlayıp KD-GB yönünde ilerler ve X: 4192564 m, Y: 278750 m, Z: 1230 m, koordinatlarında son bulur. Kesit 225 m kalınlıktadır. (Şekil 2-4)

Kesit tabanda açık gri renkli tabakalı kireçtaşlarıyla başlar, bu birim Senirce kireçtaşı biriminin en üst düzeyine karşılık gelmektedir ve tabakaların durumları K30°B, 20°B dir. Kesitte 2 m kalınlıkta olan bu seviyenin yaşı kampaniyen-Maestrihtiyen'dir ve bu birimin üzerinde uyumsuz olarak Kızılkırmı formasyonunun açık şarabi renkli, marn ve tabakalı kılı kireçtaşı ardalanması görülür. Bu birimin kalınlığı kesitin ölçüldüğü yerde 5 m olarak tespit edilmiştir.

Bu birimin üzerinde, kesitin tavanına kadar devam eden Kayıköy formasyonuna ait olan ince taneli kumtaşı, kılı kireçtaşı, iri taneli kumtaşı ve çakıltı ardalanmalı birim bulunmaktadır. Bu formasyonunun tabakalarının durumları K35°B, 25°GB ve K37°B, 45°GB arasında değişmektedir. Tabaka kalınlıkları, kireçtaşlarında yaklaşık olarak 30-35 cm arasında, kumtaşlarında ise 30-40 cm arasında değişir.

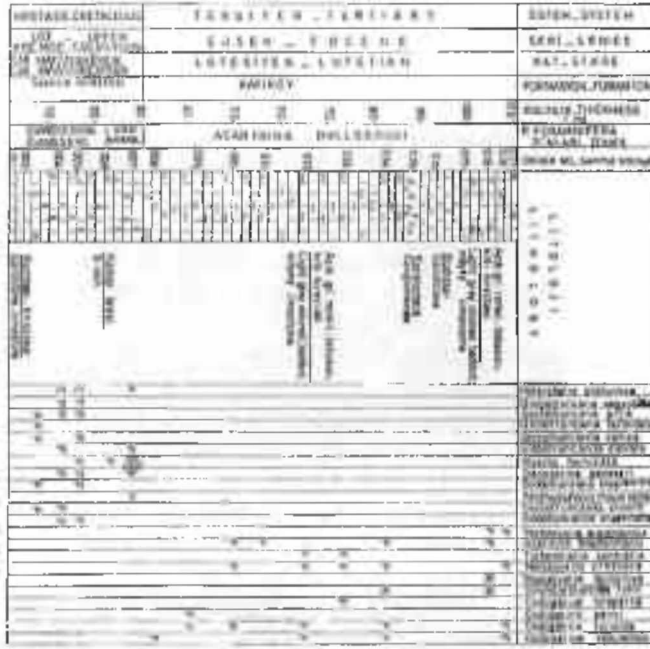
Ölçülen kesit boyunca 75 örnek toplanmış ve örneklerin kapsadığı 23 planktik foraminifera türü tanımlanmıştır. Kesitin ilk 2 metresinde bulunan türlere dayanılarak bu seviyenin yaşının Kampaniyen-Maestrihtiyen olduğu belirlenmiştir. Ölçülü kesitin bu seviyesi üzerine gelen İpresien yaşlı birim ise, tabaka doğruluğu ve dalımlarının aynı olmasına karşılık büyük bir stratigrafik boşluğu belirlemekte ve iki birim arasındaki uyumsuzluğu göstermektedir. İstif Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı birimin üzerinde doğrudan doğruya Morozovella formosa Zonu ile başlamaktadır. Uyumsuzluktan itibaren 6. metreye kadar olan kısmın Morozovella formosa zonu 6 ile 110 metreleri arasında kalan bölümün Morozovella aragonensis Zonu ile 110 m. den itibaren 150 m. ye kadar olan kısmının Acarinina pentacamerata Zonu ile kesitin 150 m.den tavanına kadar olan kısmının ise Acarinina hullbrookii Zonu ile temsil edildiği belirlenmiştir.

Bu zonlar Eosen'in İpresiyen ve Lütesiyen katlarına karşılık gelmektedirler.

Demirci Tepe Ölçülü Stratigrafi Kesiti Bu kesit M25a4 paftasında X: 4193375 m, Y: 282450 m, Z: 1030 m koordinatlarından başlayıp D-B yönünde ilerler ve X: 4193400 m, Y: 282000 m, Z: 1000 m, koordinatlarında son bulur. Kesit 111 m kalınlıkta ölçülmüştür (Şekil 2-5).

Kesitin tabanından itibaren 32. metreye kadar olan kısım Senirce kireçtaşı biriminin üst düzeylerine aittir. Bu birim tabanda açık gri renkli tabakalı kireçtaşlarıyla başlar ve bunların üzerine yaklaşık olarak 1,5 m kalınlıkta yine aynı renkte, ince taneli kumtaşları gelmektedir. Kumtaşlarında üzerine formasyonun tavanına

ÇÜNÜR KÖYÜ YÖRESİ



Şekil 5: Demirci tepe yöresi ölçülü stratigrafi kesiti.
Figure 5: Measured stratigraphic section of the Demirci Tepe area.

A: Çok bol / Abundance
C: Yaygın / Common
F: Az / Few
R: Çok az / Rare

kadar olan kısmında açık gri renkli, tabakalı yapıda kal-ker breşi yer almaktadır. Bu tabakaların durumları K12° B, 30°KD dur.

Killi kireçtaşı tabakalarının durumları K15°B, 12°D ve K65°B, 45°KB arasında değişmektedir. Kayıköy formasyonuna ait olan bu birim kendi içerisinde antiklinal ve senklinal yapıları sunar.

Ayrıca, altta bulunan Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı Seniroc kireçtaşı birimi bu formasyonun üzerine bindirmiştir.

Kayıköy formasyonu içerisindeki kireçtaşlarının tabaka kalınlıkları 30-50 cm, kumtaşlarında ise 30-40 cm arasında değişmektedir.

Kesit boyunca 25 örnek toplanmış ve örneklerin kapsadığı 22 planktik foraminifera türü tanımlanmıştır.

Kesitin ilk 6 metresinde zon tanımlanamamış fakat, bu kısmın yaşının Kampaniyen-Maestrihtiyen olduğu bulunan türlere dayanılarak saptanmıştır.

Ölçülü kesitin 6. ile 20. metreleri arasında kalan bölümün Gansserina gansseri Zonu ile, 20. ile 32. metreleri arasında kalan bölümün Abathomphalus mayoroensis Zonu ile temsil edildiği saptanmıştır.

Bu zonlar Üst Kretase'nin Maestrihtiyen katının orta ve üst düzeylerine karşılık gelmektedir.

ölçülü kesitin bu düzeyi üzerinde bulunan ve Kayıköy formasyonunun üst düzeylerine karşılık gelen

birim Lütesiyen yaşlıdır ve kesitin bu kesiminin yanı sıra 32. metreden 111. metreye kadar olan kısmının ise Acarinina bullbrooki Zonu ile temsil edildiği saptanmıştır.

KATKI BELİRTME

Yazarlar bu incelemede, arazi çalışmaları için gerekli olanağı sağlayan MTA Genel Müdürü Sıtkı Sancar'a, İsparta Jeoloji Etüdüleri Kamp Şefi Sami Yalçınkaya'ya ve diğer teknik elemanlara teşekkürlerini sunarlar.

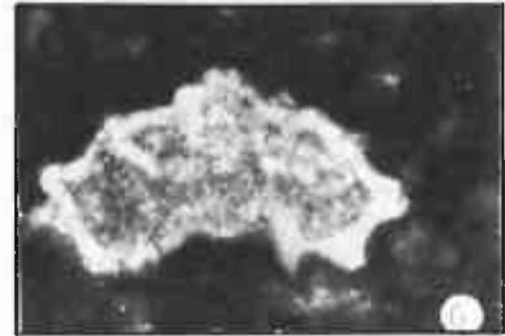
Örneklerin sedimentolojik tayinlerinin yapılmasında yardımcı olan Prof. Dr. Suat Erk'e ve Doç. Dr. Baki Varol'a teşekkürü borç bilirler.

DEĞİNİLEN BELGELER

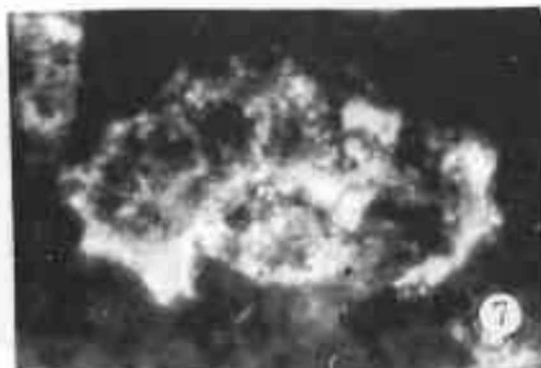
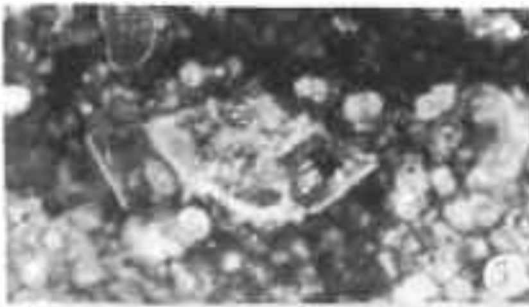
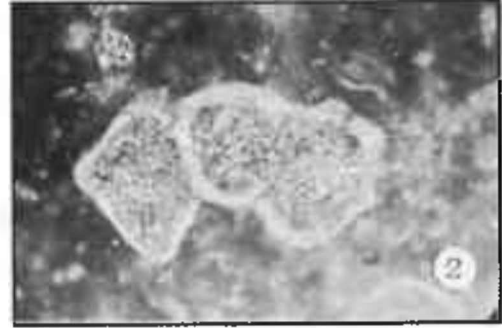
- Bart, F.T., 1972, Cretaceous biostratigraphy and planktonic foraminifera of Libya. *Micropal.*, vol. 18, no. 1, p. 18-25.
- Beckmann, J.P., El-Heiny, I., Kerdany, M., Said, R. ve Viotti, C., 1967. Standard planktonic zones in Egypt. *Proceed First Inter. Conf. Planktonic microfossils*, vol. 1, p. 93-103.
- Blumenthal, M., 1947, *Geologie der Taurusketten im Hinterland von Seydişehir und Beyşehir*. M.T.A yayınları serisi D, no. 2, P. 242.
- Bolli, H.M., 1957, Planktonic foraminifera from the Eocene Naved and San Fernando Formations of Trinidad. *B.W.I., U.S. Nat. Mus. Bull.*, no. 215, p. 42-168.
- Bolli, H.M., 1966, Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera. *Assoc. Venezolana Geol. Minería Petrol.* vol. 9, n. 1, p. 3-32.
- Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K., 1985, *Plankton Stratigraphy* sayfa, 17-155.
- Brönnimann, P., 1952, Trinidad Paleocene and Lower Eocene Globigerinidae. *Bull. Am. Paleont.*, vol. 34, p. 7-21.
- Caron, M., 1985, Cretaceous planktic foraminifera (Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K., 1985. "Plankton Stratigraphy" içinde bölüm 4, sayfa 17-87.)
- Dizer, A. ve Meriç, E., 1981. Kuzeybatı Anadolu'da Üst Kretase-Paleosen biyostratigrafisi. *M.T.A. dergisi* sayı. 95/96, s. 149-163.
- Dumont, J.F., 1976, İsparta Kıvrımı ve Antalya Napları'nın orijini. *Toroslar'ın Üst Kretase tektoniği ile oluşmuş düzeninin büyük bir deşman, transtorik arızasıyla ikiye ayrılması varsayımı*. M.T.A. dergisi sayı. 86, s. 56-57.
- Dumont, J.F., Uysal, Ş., Poisson, A. ve Orsay 1980. *Batı Toros platformları*. M.T.A. raporu, no. 6861.
- Ejel, F., 1967, *Zones stratigraphiques du Paléogène et*

- problème de la limited Eocène moyen-Eocène supérieur dans la région de Damas (Syrie). Proceed First Intern. Conf. Planktonic microfossils, 2, 175-181.
- El-Naggar, Z.R., 1966, Stratigraphy and planktonic foraminifera of the Upper Cretaceous-Lower Tertiary succession in the Esna region, Nile Valley Egypt. British Mus. Bull. Geology suppl. 2, 111-130.
- Gutnic, M., 1977. Geologie du Taurus Pisidien au nord d'Isparta, Turquie. Principaux résultats extraits des notes de M.Gutnic entre 1964 et 1971 par o. Monod. Univ. de Paris-Sud Orsay, 130.
- Karaman, M.E., Meriç, E., Tansel, İ., 1988. Çünür (Isparta) dolaylarında Kretase-Tersiyer geçişi: Cumhuriyet Üniversitesi I. Jeoloji ve Madencilik Sempozyumu.
- Koçyiğit, A., 1984, Hoyran Gölü (Isparta Bölümü) dolayının tektoniği. Türkiye Jeoloji Kur. Bül. 26, (1), 1-9.
- Krashennikov, V.A., 1965, Zonalya stratigrafiya paleogenovykh otlozhenii (Zonal stratigraphy of Paleogene deposits). Akad. Nauk SSSR Izd., Moskva, 37-61.
- Luterbacher, H., 1964, Studies in Some Globorotalia from the Paleocene and Lower Eocene of the Central Appennines. Ecl. Geol. Helv., 57, (2), 634-694.
- Luterbacher, H., Caro, P.Y., Perch-Nielsen, K., Premoli-Silva, I., Riedel, W.R. ve Sanfilippo, A., 1975. Zonations a l'aide de microfossiles pelagiques du Paléocène supérieur et de l'Eocène inférieur. Bull. de la Soc. Geol. de France, XVII, 1-122.
- Mohler, H.P. ve Wade, M., 1966. Calcareous nannofossils from Nal'chik (NW Caucasus). Ecl. Geol. Helv., 59, (1) 379-399.
- Özgül, N., 1971, Orta Toroslar'ın Kuzey kesiminin yapısal gelişiminde blok hareketlerinin önemi. Türkiye Jeol. Kur. Bül., 14, (1), 85-101.
- Özgül, N., 1976, Toroslar'ın temel jeolojik özellikleri. Türkiye Jeol. Kur. Bül., 91/1, 65-78.
- Özgül, N. ve Arpat, E., 1973. Structural Units of the Taurus orogenic belt and their continuation in neighbouring regions. Bull. Soc. Geol. Greece, 10, 156-164.
- Özgür, S., 1985. Akveren Formasyonu'nun (Sinop-Genç) planktonik foraminifer faunası ve stratigrafik konumu. Karadeniz Üniversitesi Dergisi, 4, (1-2), 55.
- Stainforth, R.M., Lamb, J.L. ve Luterbacher, H., 1975, Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms. Univ. Kansas Paleont. Contr., Art. 62, 168-230.
- Toker, V., 1977, Haymana yöresinin (SW Ankara) planktonik foraminifera ve nannoplanktonlar'la biyostratigrafik incelenmesi (Doçentlik Tezi), 59-92.
- Toumarkine, M., 1978, Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Paleogene of sites 360 to 364 and the Neogene of sites 362 a, 363 and 364 Leg 40 Initial Rep. Deep Sea Drilling Project. 40, 679-721.
- Toumarkine, M., ve Bolli, M.H., 1975, Foraminifères planctoniques de L'Eocène et supérieur de la Coupe de Possagno. Sch. weiz. Palcont. Abh. 97, 69-83.
- Toumarkine, M., ve Luterbacher, H., 1985, Paleocene and Eocene planktonic foraminifera (Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K., 1985. "Plankton Stratigraphy" içinde bölüm 5, sayfa 87-155).

LEVHA I - PLATE I



LEVHA II - PLATE II



LEVHA I – PLATE I

- Şekil 1: *Globotruncana aegyptiaca* Nakkady (Ag₂005), X 130
Şekil 2: *Globotruncana arca* (Cushman) (Ag₁001), X 70.
Şekil 3: *Globotruncana bulloides* Vogler (Ag₂003), X 118
Şekil 4: *Globotruncanita conica* (White) (Ag₂005), X 75.
Şekil 5: *Globotruncanita elevata* (Brotzen) (Ag₂004), X 48
Şekil 6: *Globotruncanita conica* (White) (Ag₂005), X 80
Şekil 7: *Globotruncanita elevata* (Brotzen) (Ag₂007), X 37
Şekil 8: *Globotruncana falsocalcarata* Kerdany ve Abdelsalams (Ag₁001), X 75

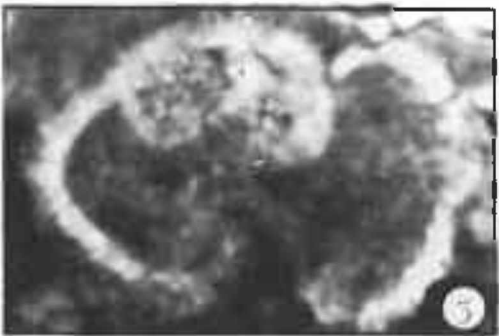
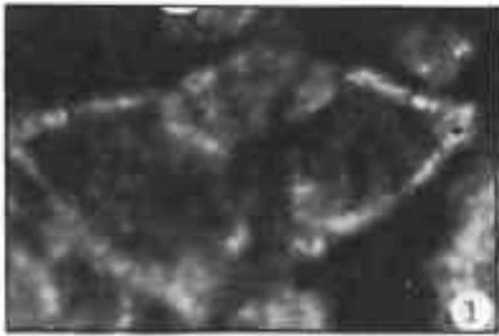
- Figure 1: *Globotruncana aegyptiaca* Nakkady (Ag₂005), X 130
Figure 2: *Globotruncana arca* (Cushman) (Ag₁001), X 70
Figure 3: *Globotruncana bulloides* Vogler (Ag₂003), X 118
Figure 4: *Globotruncanita conica* (White) (Ag₂005), X 75
Figure 5: *Globotruncanita elevata* (Brotzen) (Ag₂004), X 48
Figure 6: *Globotruncanita conica* (White) (Ag₂005), X 80
Figure 7: *Globotruncanita elevata* (Brotzen) (Ag₂007), X 37
Figure 8: *Globotruncana falsocalcarata* Kerdany and Abdelsalam (Ag₁001), X 75

LEVHA II – PLATE II

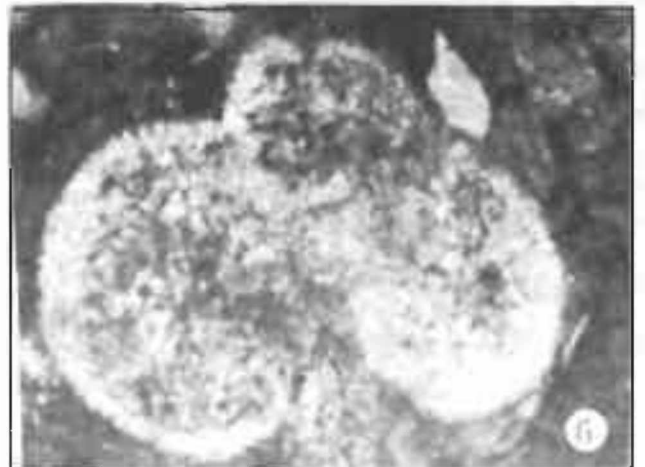
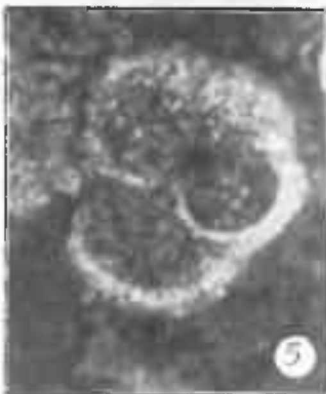
- Şekil 1: *Rosita fornicata* (Plummer) (Ag₂005), X 120
Şekil 2: *Gansserina gansseri* (Bolli) (Ag₂007), X 105
Şekil 3: *Globotruncana lapparenti* Brotzen (Ag₂005), X 110
Şekil 4: *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli) (Ag₂007), X 48
Şekil 5: *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent) (Ag₁001), X 60
Şekil 6: *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez) (Ag₁001), X 70
Şekil 7: *Pulvinulina tricarinata* Quereau (Ag₂004), X 82.

- Figure 1: *Rosita fornicata* (Plummer) (Ag₂005), : 120
Figure 2: *Gansserina gansseri* (Bolli) (Ag₂007), X 105
Figure 3: *Globotruncana lapparenti* Brotzen (Ag₂005), X 110
Figure 4: *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli) (Ag₂007), X 48
Figure 5: *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent) (Ag₁001), X 60
Figure 6: *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez) (Ag₁001), X 70
Figure 7: *Pulvinulina tricarinata* Quereau (ag₂004), X 82.

LEVHA III - PLATE III



LEVHA IV - PLATE IV



LEVHA III – PLATE III

- Şekil 1: *Morozovella aragonensis* (Nuttal) (Ag₂019), X 93
- Şekil 2: *Acarinina broedermanni* (Cushman ve Bermudez) (Ag₁026), X 137
- Şekil 3: *Acarinina broedermanni* (Cushman ve Bermudez) (Ag₁026), X 137
- Şekil 4: *Acarinina bullbrookii* (Bolli) (Ag₁037), X 68
- Şekil 5: *Morozovella crassata* (Cushman) (Ag₂019), X 73
- Şekil 6: *Morozovella spinulosa* (Cushman) (Ag₂018), X 80
- Şekil 7: *Globorotalia pseudotopilensis* (Subbotina) (Ag₁009), X 88

- Figure 1: *Morozovella aragonensis* (Nuttal) (Ag₂019), X 93
- Figure 2: *Acarinina broedermanni* (Cushman and Bermudez) (Ag₁026), X 137
- Figure 3: *Acarinina broedermanni* (Cushman and Bermudez) (Ag₁026), X 137
- Figure 4: *Acarinina bullbrookii* (Bolli) (Ag₁037), X 68
- Figure 5: *Morozovella crassata* (Cushman) (Ag₂019), X 73
- Figure 6: *Morozovella spinulosa* (Cushman) (Ag₂018), X 80
- Figure 7: *Globorotalia pseudotopilensis* (Subbotina) (Ag₁009), X 88

LEVHA IV – PLATE IV

- Şekil 1: *Turborotalia centralis* (Cushman ve Bermudez) (Ag₂012), X 53
- Şekil 2: *Turuncorotaloides rohri* Brönnimann ve Bermudez (Ag₁036), X 64
- Şekil 3: *Globigerinoides higginsi* Bolli (Ag₁026), X 76
- Şekil 4: *Globigerina linaperta* Finlay (Ag₁016), X 83
- Şekil 5: *Globigerina turgida* Finlay (Ag₂012), X 70
- Şekil 6: *Globigerina yeguaensis* Weinzierl ve Applin (Ag₂019), X 100

- Figure 1: *Turborotalia centralis* (Cushman and Bermudez) (Ag₂012), X 53
- Şekil 2: *Turuncorotaloides rohri* Brönnimann and Bermudez (Ag₁036), X 64
- Şekil 3: *Globigerinoides higginsi* Bolli (Ag₁026), X 76
- Şekil 4: *Globigerina linaperta* Finlay (Ag₁016), X 83
- Figure 5: *Globigerina turgida* Finlay (Ag₂012), X 70
- Figure 6: *Globigerina yeguaensis* Weinzierl and Applin (Ag₂019), X 67

İzmir yöresinin (Batı Anadolu) Jurasik-Tersiyer kalker algleri (Solenoporaceae)

Notes on the Jurassic-Tertiary calcareous Algae of the İzmir region (West Anatolia) (Solenoporaceae)

MUSA KAZIM DÜZBASTDLAR DEÜ Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, İzmir

ÖZ: Çalışma bölgesinde Solenoporaceae'ye ait Elianella, Solenomeris, Solenopora, Pycnoporidium ve Thaumtoporella türlerinin sistematik incelenmesi yapılmıştır. Çalışma bölgesinde bulunan bu fosiller Türkiye için yenidir. Diğer taraftan alglerin stratigrafik yayılımlarının daha önceki çalışmalar ile olan benzerlik ve ayrıcalıkları saptanmıştır.

ABSTRACT: The systematic investigation of species of Elianella, Solenomeris, Solenopora, Pycnoporidium and Thaumtoporella of the Solenoporaceae has been conducted in the study area. These fossils have been found in this area for the first time in Turkey. The similarities and differences between our result and those of earlier workers and the stratigraphic distribution of algae have been put forth.

PALEONTOLOJİ

Bu çalışma Bornova ve yakın yöresinde bulunan turbiditlerdeki kireçtaşı çakılan ile bloklarında bulunan Solenoporaceae familyasına ait bazı alglerin sistematigini kapsamaktadır.

Çalışma alanımızın kapsamına giren turbiditlerin dağılımı Şekil 1'de çevreden soyutlayarak verilmiştir. Söz konusu turbiditler, üzerinde ilk kez Philippon (1911) tarafından çalışılmış ve bunları çoğunlukla paleozoyik yaşta kabul etmiştir. Parejas (1940) ise Kemalpaşa yöresindeki benzer oluşukları Kretase olarak yaşlandırmıştır. Daha sonraki araştırmacılar Verdier (1963), Dora (1964, 1970), Oğuz (1966 a, 1966 b), İzdar (1970) ve Düzbastılar (1971), kısmen Parejas (1940) m verilerine, kısmen de kendi bulgularına dayanarak Kretaseyi vurgulamışlardır. İlk kez Konuk (1977), değinilen turbiditlerin Kretasede başlayıp çoğunlukla Paleosende geliştiğini bulduğu fosillere dayanarak ortaya koymuştur. Bu fosiller turbidit içinde yer alan "Wild-flycsh" düzeyindeki kireçtaşı çakıl ve bloklarından elde edilmiştir.

Filum: RHODOPHYCOPHYTA PAPENFUSS, 1946
Klasis: RHODOPHYCEAE RÜPRECHT, 1851
Ordo: CRYPTONEMATALES SCHMITZ in ENGLER, 1892

Familiya: SOLENOPORACEAE PIA, 1927

Tanım: Gövde aşağı yukarı birbirine koşut, ince uzun tüb şeklindeki dallardan yapılmış, yuvarlak, boğumlu, masif demet şeklindedir. Tüb dallar, boyuna uzanmış hücre dizilerinden oluşmuştur. Enine kesitlerinde hücreler çok köşeli veya dairesel olarak görülür. Tüb dalların ara bölmeleri kalsitleşmenin kötü olmasından dolayı iyi görülmiyebilir.

Solenoporaceae üyeleri paleozoyikten beri tanımlanmaktadır. Jurasikte gelişmelerin en üst noktasına varır, Eosenden sonra ise görülmez.

Genus: Elianella Pfender ve Basse, 1947

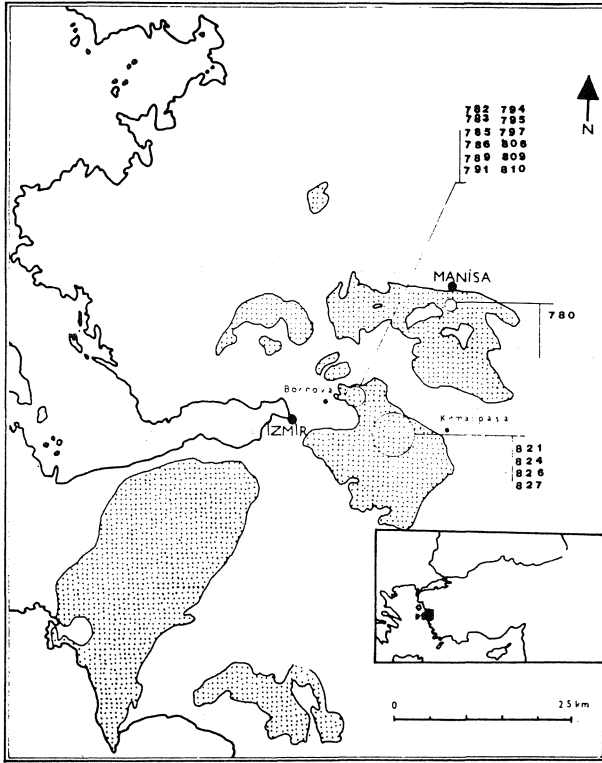
Tiptür: Elianella elegans Pfender ve Basse, 1947

Tanım: Gövde ışımsal veya ışımsala yakın gelişmiş hücre dizilerinden oluşan iplikçilerden yapılmıştır. Hücre iplikçileri çok sayıda hücrelerin üstüste inci tanesi gibi dizilmesi ile meydana gelmiştir (Hang ve Ott, 1975). Bu hücrelerin alt ve üst çeperleri iç bükey, yan çeperleri ise düzdür. Ara çeperler yan çeperlerden daha kalındır. Hücre iplikçiklerinin enine kesitleri yuvarlak veya çok köşelidir.

Gövde büyüme kuşakları çok iyi bir şekilde gözlenir.

Yaşı: Paleosen-Eosen

Coğrafi yayılımı: Türkiye, İtalya, İsviçre, Almanya, Madagaskar, Venezüella.



Şekil 1: Örnekleme haritası. Noktalı yerler bölgedeki türbiditlerin dağılımı, rakamlar, örnek no'ları.

Figure I: Sample location map. Dotted areas show the distribution of turbidites, numbers give the sample no's.

Eiianella türleri:

	LXG	l	e	Yaşı	Yeri
<i>E.elegans</i> Pfender ve Basse	4 000X3 000	0.013	0.030	Paleosen	Fransa
Poignant ve Chaffaut Du		0.015	0.032		
1970H. <i>elegans</i> Pfender ve Basse		0.015	0.030	Paleosen	Almanya
Hagn ve ott, 1975		0.020	0.060		

L= Görülen gövde boyu

G= Görülen gövde eni

l= Hücre boyu

e= Hücre eni

Eiianella elegans Pfender ve Basse, 1947
(Levha I, Şekil 1-5)

1947 *Eiianella elegans* Pfender ve Basse, s. 275-278, lev. 12.

1970 *Eiianella elegans* Pfender ve Basse Poignant ve Chaffaut Du, s. 208, lev 2, şek. 11

1975 *Eiianella elegans* Pfender ve Basse Magn ve Ott, s. 121-124, lev. II, şek. 12

Tanım: Gövde, inci tanesi gibi dizilmiş hücrelerden oluşan hücre iplikçiklerinden yapılmıştır. Enine kesitle-

rinde yuvarlak veya çok köşeli olan bu hücrelerin alt ve üst çeperleri iç bükeydir. İç bükey olan ara çeperler, yan çeperlerden belirgin bir şekilde daha kalındır. Gelişmiş gövdelerde, gövdeye eş merkezli bir görünüm veren büyüme kuşakları gözlenir.

Ölçümler (mm olarak):

K.n.	L	G	I	e	t ¹	t ²
780-2			0.040-0.060-0.040	0.045-0.035-0.050	0.012	0.006-0.009
			0.080-0.020-0.060	0.050-0.045-0.045	0.004	0.009-0.006
785-2			0.040-0.040	0.070-0.060-0.050		
				0.070-0.050-0.040		
785-2			0.060-0.055-0.035	0.060-0.055-0.035	0.006	0.003
785-4			0.020-0.040	0.040		
786-1				0.040-0.050-0.045		
				0.050-0.040		
789-6	5.600	5.200	0.020-0.020-0.030	0.030-0.030-0.040	0.003	
	6.000	2.800	0.030-0.050-0.025	0.035-0.040-0.051	0.006	
			0.020-0.030-0.020		0.006	
			0.039		0.003	
791			0.100	0.0250.030-0.040		
794			0.049	0.030		
795			0.025-0.030	0.050-0.045-0.040		
				0.045-0.040-0.035		
797			0.120-0.120-0.120	0.060-0.055-0.035	0.005	0.005
			0.100-0.070-0.065	0.045		

K.n. = Kesit no

G = Görülen gövde eni

L = Görülen gövde boyu

l = Hücre boyu

e = hücre eni

t¹ = Hücre çeperi kalınlığı

t² = Hücre ara bölme kalınlığı

Yaşı: Paleosen

Yeri: 780, 785, 786, 791, 795, 797 (Bakınız örnekleme haritası).

Coğrafi yayılımı: Almanya, Alpler (İsviçre), Pireneler (Fransa), Venezüella, Madagaskar.

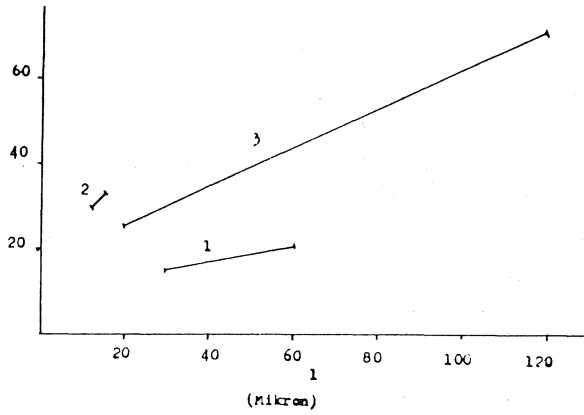
Bulunduğu topluluk: *Ethelia alba*, *Peyssonelia antiqua*, *Acroporella anceps*, *Broeckella belgica*, *Cymopolia velice*, *Jodotella sloveniaensis*, *Pycnoporidium levantinum*, *Marinella lugeoni*, *Salpingoporella annulata*, *Cymopolia elongata*, *Cymopolia kurdistanensis*, *Cymopolia tibetica*.

Tartışma: *Eiianella elegans* sistematik açıdan oldukça sorunludur. Pfender ve Basse (1947. s. 275)'nin ilk tanımından sonra, birçok yazarlar tarafından *Parachaetetes asvapatii*'ye eş tutulmuştur (Pia, 1936; Johnson ve Kaska, 1960; Cegonzac 1962; Elliott, 1964; Johnson, 1964). Poignant ve Chaffaut Du (1970: s. 208) "Incertae familia" adı altında *Eiianella elegans*'ı tanımlamışlardır.

JURASİK-TERSİYER KALKER ALGLERİ

Hang ve Otto (1975: s. 121-124) sistematik durumunu önceki yazar ile karşılaştırıp -bizim de kabul ettiğimiz gibi- Solenoporaceae familyası içinde inceleyip eş tutulan Parachaetetes asvapatii'den ayırıcı özelliklerini gösterip, ilk tanımını pekiştirmiştir.

Örneklerimiz şekil 2 de görüleceği gibi boyutsal olarak oldukça geniş bir aralık gösterir. Karşılaştırmasını yaptığımız örneklerden (Poignant ve Chaffaut Du, 1970: Hagn ve Ott, 1975) hücre boyutları bakımından oldukça büyüktür. Bunun yanında yapısal özellikler (hücre iplikçiklerinin dizilişi, hücre alt ve üst çeperlerinin iç bükey olması gibi...) tam bir benzerlik gösterir.



Şekil 2: Elanella elegans Pfender ve Basse, örneklerimizin, Almanya ve Fransa örnekleri ile karşılaştırılması, 1- Almanya örnekleri (Hagn ve Ott, 1975), 2- Fransa örnekleri (Poignant ve Chaffaut Du, 1970), 3- Örneklerimiz.

Figure 2: Comparison of our specimens of Elanella elegans Pfender and Basse with specimens of German and France, 1- specimens of Germany (Hagn and Ott, 1975), 2- specimens of France (Poignant and Chaffaut Du, 1970), 3- our specimens.

Genus Solenomeris Douville, 1924

Tipltür: Solenomeris o'gormanı Douville, 1924

Tanım: Yumrulu büyüme gösteren gövde, dar hücrelerden oluşan hücre kuşağı ile geniş hücrelerden oluşan kuşağın almaçlı olarak sıralanmasından meydana gelmiştir. Böylece gövde karakteristik olan şeritli yapı görünümünü kazanmıştır. Hücreler enine ve boyuna kesitlerinde düzensiz ve çok köşelidir. Düzensiz köşelerin birleşmesi ile zikzak görünümü verirler. Üreme organı olarak spor keseleri bulunur.

Yaşı: Paleosen - Eosen

Coğrafi yayılımı: Fransa, İtalya, İspanya, Rusya, Pakistan, Orta Doğu Ülkeleri.

Solenomeris türleri

	l	e	Yaşı	Yeri
S. douvillei Pfender Segonzac, 1966			Eosen	Fransa
S.o'gormanı Douville Poignant ve Chaffaut Du, 1970	0.080-0.100	0.035-0.050	Paleosen	Fransa
S.o'gormanı Douville Douville, 1924		0.040-0.060	Alt Eosen	Fransa
S.o'gormanı Douville Elliott, 1965	0.65	0.026	Paleosen	Irak

l= Hücre boyu,
e= Hücre eni

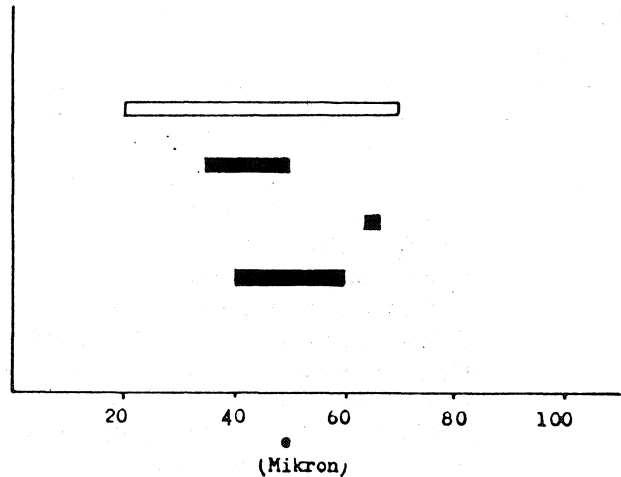
Solenomeris o'gormanı Douville, 1924 (Levha II, Şekil 1-3)

1924 Solenomeris o'gormanı Douville, 196

1965 Solenomeris o'gormanı Douville - Elliott, s. 697-698, lev. 105, Şek. 1-2, lev. 106, şek. 1-3, lev. 107, şek. 1-2, lev 108, şek 3.

1970 Solenomeris o'gormanı Douville - Poignant ve Chaffaut Du, s. 206.

Tanım: Gövdenin boyuna ve enine kesitlerinde çok köşeli hücrelerden oluştuğu gözlenir. Geniş ve dar hücrelerin oluşturduğu kuşaklar ardışık olarak birbirini izler. Büyüme kuşakları açıkça gözlenir. Cinsin özelliği olan zikzak görünüm belirgindir. Spor keselerinin şekli uzayıp yukarıya doğru sivrilmiştir. Spor açıklığı gözlenmemiştir.



Şekil 3: Solenomeris o'gormanı Douville örneklerimiz ile diğer örneklerin karşılaştırılması.

Figure 3: Comparison of our specimens of Solenomeris o'gormanı Douville, other specimens.

Ölçümler (mm olarak):

K.n.	l	e	cw	di	t ¹
809-1	0.050-0.050-0.060	0.020-0.030-0.030	0.120	0.070	
			0.160	0.100	
810-1	0.060-0.065-0.065	0.020-0.025-0.020			0.006
	0.100	0.025			
810-1	0.050-0.060-0.060	0.020-0.025-0.030			0.006
801-2	0.060-0.070-0.070	0.060-0.020-0.070			0.006

K.n.= Kesit no

l= Hücre boyu

e= Hücre eni

cw= Spor kesesi genişliği

ch= Spor kesesi yüksekliği

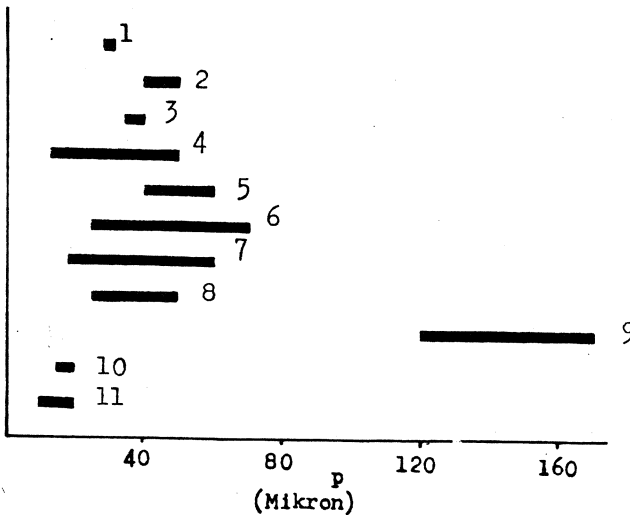
t*= Hücre çeperi kalınlığı

Yaşı: Paleosen - Eosen

Yeri: 809,810 (Bakınız örnekleme haritası)

Coğrafi yayılımı: Pireneler, Korsika (Fransa), Kirkuk, Liwa (Kuzey Irak)

Bulunduğu topluluk: Subterraniphyllum thomasi.



Şekil 4: Solenopora sp. örneklerimiz ile diğer Solenopora türleri ile karşılaştırılması.

1- Our specimens (örneklerimiz), 2- Solenopora urgonian (Masse ve Poignant, 1971), 3- Solenopora coromandelensis (S.R.N.Rao, 1944), 4- Solenopora liasica (Düzbastılar, 1976), 5- Solenopora liasica (Le Maitre, 1937), 6- Solenopora jurassicus (Brown, 1894), 7- Solenopora helvetica (Peterhans, 1929), 8- Solenopora champagnensis (Peterhans, 1929), 9- Solenopora caprii (Zuffardi-Comerci, 1937), 10- Solenopora condensa (Düzbastılar, 1976), 11- Solenopora codensa (Peterhans, 1929).

Figure 4: Comparison of our specimens of Solenopora sp. with other species of Solenopora.

Tartışma: Douville (1924; s. 169) Fransa Pireneleirinde Alt Eosen örnekleri ile yaptığı çalışmada hücre genişliğinin 0.040 - 0.060 mm olarak vermiştir. İlk tanımlanan bu örneklerin boyutlarına göre örneklerimiz daha büyüktür (Şekil 3). Ayrıca örneklerimiz, Elliott (1965, s. 697) un Kuzey Irak Paleosen örnekleri ile, Poignant ve Chaffaut Du (1960; s. 208), Korsika Lütasiyen örneklerine göre boyutsal bakımdan daha geniş yayılım gösterir (Şekil 3). Bunun yanı sıra gövde yapısı, büyüme kuşaklarının belirginliği, zikzak görünümü gibi yapısal özellikleri bakımından tam bir uyum vardır.

Genus: Solenopora Dybowski, 1877

Tiptür: Solenopora spongioides Dybowski, 1877

Tanım: Gövde hemen hemen birbirine koşut, ince ve túb şeklindeki dallardan yapılmış olup, demet şeklindedir. Gövde bazen yumruludur. Túb dalla çeperleri ince ve düzgündür. Enine kesitte dairesel veya çok köşeli olarak görülür. Bir túb dalın çapı dal boyunca değişmez. Ara bölmeleri her zaman görülmez. Türleri boyutlarına göre ayrılır.

Yaşı: Kambriyen - Alt Kretase

Coğrafi yayılımı: Yaklaşık olarak dünyanın her yerinde bulunur.

Solenopora türleri (Jurastik - Kretase):

	l	e	Yaşı	Yeri
S. condensa Merian	0.020	0.010	Jurasik	İsviçre
Peterhans, 1929	0.060	0.020		
S. condensa Merian		0.010	Alt Jurasik	Türkiye
Düzbastılar, 1976		0.015		
S. caprii Zuffardi-Comerci	0.300	0.120	Jurasik	İtalya
Zuffardi-Comerci, 1937		0.170	Kretase	
S. champagnensis Peterhans	0.040	0.025	Jurasik	İsviçre
Peterhans, 1929	0.150	0.050		
S. de angelisi Zuffardi-Comerci	0.180		Jurasik	İtalya
Zuffardi-Comerci, 1937				
S. helvetica Peterhans	0.080	0.018	Jurasik	İsviçre
Peterhans, 1929	0.569	0.060		
S. jurassicus (Brown)	0.040	0.025	Jurasik	İngiltere
Brown, 1894	0.320	0.070		
S. jurassicus lingoensis Garnet ve Mercier	0.060	0.050	Jurasik	Fransa
Garnet ve Mercier, 1947	0.115	0.060		
S. jurassicus delepinei Lemoine	0.040	0.020	Jurasik	Fransa
Lemoine, 1928	0.030	0.075		
S. liasica Le Maitre	0.070	0.040	Jurasik	Monako
Le Maitre, 1937	0.150	0.060		
S. liasica Le Maitre		0.013	Resiyen	Türkiye
Düzbastılar, 1976		0.050		
S. coromandelensis (SRN Rao)	0.015	0.035	Alt Jurasik	Hindistan
S.R.N. Rao, 1944	0.025	0.040		
S. urgoniana Pfender		0.040	Alt Kretase	Fransa
Nasse ve Poignant, 1971		0.50		

JURASİK-TERSİYER KALKER ALGLERİ

l = Hücre boyu
e = Hücre eni

Solenopora sp.
(Levha II, Şekil 4,5)

Tanım: Tüb şeklinde dallardan meydana gelen demet şeklindeki gövdenin çok ince ve uzun olan dalları ışınala yakın bir düzen içinde gelişmişlerdir. Enine kesitlerinde yuvarlak görülen dalların çeperi incedir.

Ölçümler (mm olarak)

K.n	LXW	p	t ¹
783-1	6.000 x 2.800	0.030	0.005

K.n. = Kesit no
L = Görülen gövde boyu
W = Görülen gövde eni
p = Tüp dal çapı
t¹ = Hücre çeperi kalınlığı

Yaşı: Kretase

Yeri: 783 (Bakınız örnekleme haritası)

Bulunduğu topluluk: Diversocallis meosicus, Macroprorella pygmaea.

Tartışma: Solenopora sp. olarak tanımladığımız örneklerimiz, Solenopora cinsinin tanımına tam uyum göstermekte ise de gövdenin boyuna ve enine bir tek kesiti olması, tür adını saptamamıza olanak vermemiştir. Buna karşın, şekil 4'de yaptığımız karşılaştırmadan da görüleceği gibi Somenopora condensa (Peterhans, 1929; Düzbastılar, 1976) örneklerinden, boyutsal olarak büyüktür. Solenopora caprii (Zuffardi-Comerci, 1937) örneklerinden de çok küçüktür. Solenopora champangnensis (Peterhans, 1929), Solenopora helvetica (Peterhans, 1929), Solenopora jurassicus (Brown, 1894) ve Solenopora liasica (Düzbastılar, 1976) örneklerinin dal çapı aralıkları içine düşmesine karşın, ölçümlerin az olması ve ölçümleri kuvvetlendiren yapısal özelliklerin yetersizliği sonucu bunlardan her hangi biri içinde düşünememekteyiz.

Genus: Pycnoporidium yabe ve Toyama, 1928

Tiptür: Pycnoporidium lobatum Yabe ve Toyama, 1928

Tanım: Gövde yuvarlağımsı olup, kümeler halindedir. Tüb şeklindeki dallar, kümenin orta kısmından çevreye doğru, ışınal ve ışınala yakın bir şekilde gelişir. İçten çevreye doğru dalların çapı az bir değişme gösterir. Dalların enine kesitleri daireseldir ve düzensiz bir şekilde sıralanan belirgin ara bölümlerin oldukça kalın olup az çok aynı düzeylerde çatallanması nedeni ile gövdeye hafif tek merkezli bir yapı görünümü verirler.

Yaşı: Permiyen - Paleosen

Coğrafi yayılımı: Türkiye, Yunanistan, Almanya, Fransa, İspanya, Portekiz, Guatemala, Japonya, Irak.
Pycnoporidium türleri (Jurassic - Paleosen):

	LXW	e	l	Yaşı	Yeri
P.lobatum Yabe ve Toyama Yabe ve Toyama, 1928		0.050 0.070		Jurasik	Japonya
P.lobatum Yabe ve Toyama Johnson ve Kaska, 1965		0.038 0.094		Apsiyen	Guatemala
P.lobatum Yabe ve Toyama Imaizumi, 1965	5.800x2.020	0.049 0.127	0.050 0.457	Üst Jurasik	Japonya
P.lobatum ve Yabe Toyama Düzbastılar 1976	6.360x4.000 18.000x11.000	0.650 0.104	0.78 0.104	Ladinyen	Türkiye
P.levantinum Johnson Johnson, 1964		0.039 0.069	0.140 0.265	Paleosen	Irak
P.levantinum Johnson Hagn ve Ott, 1975		0.050 0.090		Paleosen	Almanya
P.liasicum Elliot Elliot, 1963		0.130		Jurasik	Yunanistan
P.sinuosum Johnson-Konishi Johnson ve Kaska, 1965	2.773x0.880 7.656x2.640	0.024 0.079	0.049 0.127	Üst Kretase	Guatemala
P.sinuosum Johnson-Konishi Lauvertaj ve Poignant, 1978		0.050		Kretase	Portekiz
P.melobesoides Pfender Pfender, 1930		0.040 0.100	0.150 0.300	Jurasik	Fransa

L = Görülen gövde boyu
W = Görülen gövde eni
e = Hücre eni
l = Hücre boyu

Pycnoporidium levantinum Johnson, 1964
(Levha II, Şekil 6-8)

1964 Pycnoporidium levantinum Johnson, s. 212, lev. 3, şek. 7

1975 Pycnoporidium levantinum Johnson - Hagn ve Ott, s. 124, lev. 11, şek. 1.

Tanım: Gövde düzensiz ve birbirine karışmış iri boşluklu hücrelerden oluşmuş dallardan yapılmıştır. Dallarını meydana getiren hücrelerin ara çeperlerinde boşluklar bulunur. Hücre yan çeperleri kalındır. Enine kesitleri çokgen veya yarı daireseldir. Dallanma düzensiz ve seyrektilir.

K.n.	L	W	e	t ¹	t ²
786-1			0.070-0.120-0.140 0.170	0.005	0.005
786-2			0.050-0.060-0.080	0.005	0.005
786-2			0.040-0.140	0.005	0.005
789-4	4.400	2.800	0.120-0.140-0.190	0.005	0.005

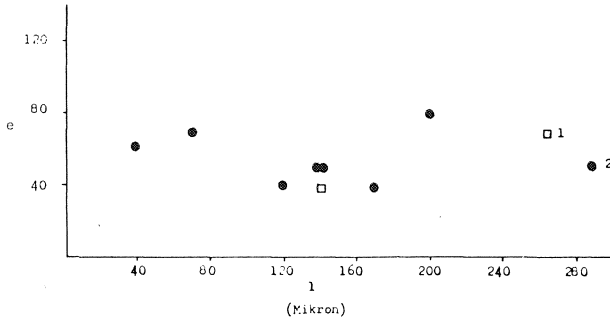
L Görülen gövde boyu
 W = Görülen gövde eni
 e = Hücre eni
 l = Hücre boyu
 t¹ = Hücre çeperi kalınlığı
 t² = Hücre ara bölme kalınlığı

Yaşı: Paleosen

Yeri: 786, 789 (Bakınız örnekleme haritası)

Coğrafi yayılımı: Elianella elegans, Ethelia alba, Marinella lugeoni, Acicularia izdari, Brockella belgica, Jodotella sloveniaensis, Salpingoporella annulata, Cymopolia barberae, Cymopolia elongata, cymopolia kurdistanensis.

Tartışma: Kuzey Irak Paleoseninde Johnson (1964; s. 212) tarafından tanımlanan Pycnoporidium levantinum diğer Pycnoporidium türlerine göre yapısal ve yaş farklılığı gösterir. Yapısındaki düzensizlik, dalların şekli ve dallanma ile diğer türlerden kolaylıkla ayrılır. Şekil 5'de görülen Irak (Johnson, 1964) örnekleri ile yaptığımız boyutsal karşılaştırmada örneklerimizin boyudan genellikle uyum gösterir (Hücre boyutları Irak örneklerinde e = 0.039 - 0.069 mm, l = 0.140 - 0.265 mm, örneklerimizde ise e = 0.040 - 0.080 mm, l = 0.040 - 0.290 mm dir).



Şekil 5: Pycnoporidium levantinum Johnson örneklerimizin, Irak örnekleri ile karşılaştırılması. 1- Irak örnekleri (Johnson, 1964), 2- Örneklerimiz.

Figure 5: Comparison of specimens of Pycnoporidium levantinum Johnson with specimens of Iraq. 1- Specimens of Iraq (Johnson, 1964), 2- Our specimens.

Pycnoporidium lobatum Yabe ve Toyama, 1928
 (Levhal III, şekil 1-2)

1928 Pycnoporidium lobatum Yabe ve Toyama, s. 146-149, lev. XXI, şek. 3, lev XXI, şek. 1-5, lev. XXII, şekil 1.

1961 Pycnoporidium lobatum Yabe ve Toyama - Endo, s. 58-59, lev. 11, Şek. 1-3

1965 Pycnoporidium lobatum Yabe ve Toyama - Imaizumi, s. 54-56, lev 9, şek.7, lev. 10, şek. 1-6.

1976 Pycnoporidium lobatum Yabe ve Toyama - Düzbastılar, s. 28-30, lev. III, şek. 1-5

1977 Pycnoporidium lobatum Yabe ve Toyama - Düzbastılar, s. 40-43, lev. II, şek. 1-5.

Tanım: Gövde elipsoid şeklindedir. Dallar uzun ve düzensiz hücre sıralarından yapılmıştır. Dal kesitleri daireseldir ve çaplan önemli bir değişiklik göstermezler. Dal çeperi ara bölmelere göre daha kalındır (Düzbastılar, 1976).

Ölçümler (mm olarak):

K.n.	l	e	t ¹	t ²
821-2	0.100	0.060	0.01	0.005
	0.100	0.070		
		0.080		
782	0.070	0.040	0.010	0.007
	0.090	0.050		
	0.090	0.060		
	0.110			

l = Hücre boyu

e = Hücre eni

t¹ = Hücre çeperi kalınlığı

t² = Hücre ara bölme kalınlığı

Yaşı: Liyas - Kretase

Yeri: 782, 821 (Bakınız örnekleme haritası)

Coğrafi yayılımı: Karaburun Yarımadası (Türkiye), Guatemala, Honshu, Shikohu (Japonya)

Bulunduğu topluluk: Liyasda; Thaumtoporella parvovesiculifera, Cayuexia moldavica Teutloporella tabulata, Kretasede; Macroporella pygmaea.

Tartışma: Pycnoporidium lobatum, bu cinsin ilk tanımlanan türüdür. Yabe ve Toyama (1929, s. 146) "genellikle ara bölmelerinin varlığı, ince kesitte koyu hatlar oluşturması ve düzensizliği..." tarafından Japonya'da Jurasik kırıcaşlarında tanımlanmıştır. İlk tanımlanan bu örneklerde yalnız hücre genişliği verilmiştir (e = 0.050 - 0.070). Böyle örneklerimizle yapısal benzerliğin yanında boyutsal olarak da uyum gösterir (örneklerimizde e = 0.040 - 0.070). Şekil 6'da görüleceği gibi örneklerimiz Imaizumi (1965) Japonya ve Düzbastılar (1976) Karaburun Yarımadası örneklerinin verdiği boyutlar arasında yer alır. Yalnız genelde bu iki örnekten de boyutsal olarak daha küçüktür. Bunun yanında yapısal özellikler bakımından tam bir benzerlik gösterir.

Pycnoporidium sinuosum Johnson ve Konishi, 1960
 (Levha III, şekil 3-4)

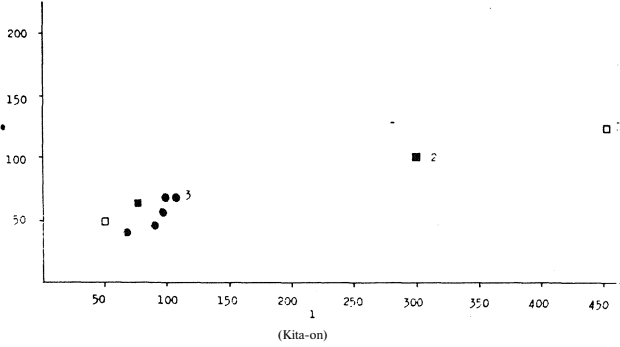
1960 Pycnoporidium sinuosum Johnson ve Konishi, s. 1100-1101, lev. 134.

1965 Pycnoporidium sinuosum Johnson ve Konishi -

JURASİK-TERSİYER KALKER ALGLERİ

Johnson ve Kaska, s. 62, lev. 9, şek. 1-3, lev. 10, şek. 1-2.

1978 Pycnoporidium sinuosum Johnson ve Konishi - Laauvertaj ve Poignant, s. 124.



Şekî 6: Pycnoporidium lobatum Yabe ve Toyama örneklerimiz ile diğer örneklerin karşılaştırılması. 1- Imaizmi (1965), 2- Düzbastılar (1976), 3- Örneklerimiz.

Figure 6: Comparison of our Specimens of Pycnoporidium lobatum Yabe and Toyama with other specimens. 1- Imaizumi (1965), 2- Düzbastılar (1976), 3- Our specimens.

Tanım: Gövde düzensiz olup, belli şekli yoktur. Birbirine karışmış ve gevşek olan dallar hücre dizilerinden yapılmıştır. Merkezde daha sık olan bu dalların dışı doğru gevşeklikleri artar. Hücrelerden oluşan bu dalların ara bölmelerinde büyük boşluklar bulunur. Bu bölümler düzensizdir. Dallanma seyrektr.

Ölçümler (mm olarak):

K.n.	l	e
791	0.080	0.050
	0.100	0.060
	0.120	0.070
791-3	0.050	0.050
	0.090	0.070

Yaşı: Paleosen.

Yeri: 791 (Bakınız örnekleme haritası)

Coğrafi yayılımı: Portekiz, Guatemala.

Bulunduğu topluluk: Elanella elegans, Cymopolia barbara, Cymopolia elongata.

Tartışma: Pycnoporidium sinuosum bu cinsin diğer türlerinden dalların büyük boşluklar içermesi, dallanması gibi yapısal özellikleri yanında boyutsal olarak da fark gösterir. Örneklerimizi, Guatemala örnekleri (Johnson ve Kaska, 1965; s. 63) ile karşılaştırdığımızda Şekil 7'de görüldüğü gibi boyutsal olarak tam bir uyum gösterir. Bunun yanında gövdenin belli bir şeklinin olmaması dallarda büyük boşlukların bulunması ve dallanmanın şekli gibi yapısal özellikleri ile diğer Pycnoporidium türlerinden ayrılırken, Guatemala örneklerine tam uyar.

Genus: Thaumtoporella Pia, 1927

Tipltür: Gyroporella parvovesiculifera Raineri, 1922

Tanım: Gövde tek bir hücre tabakasından meydana gelmiştir. Hücreler boyuna kesitte yaklaşık dikdörtgen, enine kesitte ise çokgenseldir. Gövde bir yere yapışık olarak gelişir, ender olarak serbesttir.

Düşünceler: Pia (1927)'nm tanınmış olmasına karşın sistematik durumu tartışmalı olduğu için bir çok araştırmalarda değişik ad altında tanımlanmıştır (Elliott, 1957; Polygonella, Foslie, 1909; Lithoporella) (Düzbastılar 1976, s. 30). Üreme organı gözlenmemiştir.

Yaşı: Triyas - Kretase

Coğrafi yayılımı: Bütün Triyas - Kretase Tetis denizinin bulunduğu bölgelerde yaygındır.

Thaumtoporella türleri:

	l	e	Yaşı	Yeri
Polygonella incrustata Elliot Elliott, 1957	0.065 0.104	0.026 0.033	Jurasik	Orta Doğu Ülk.
P. incrustata Elliot Imaizumi, 1965	0.077 0.088	0.033 0.045	Jurasik	Japonya
Th. parvovesiculifera (Raineri) Johnson, 1968	0.062 0.088	0.030 0.039	Alt Kretase	A.B.D.
Th. (P.) incrustata Elliot Johnson ve Kaska, 1965	0.055 0.112	0.020 0.040	Kretase	Guatemala
Th. (P.) occidentalis Johnson ve Kaska, Johnson ve Kaska, 1965	0.029 0.070	0.018 0.055	Kretase	Guatemala
Th. parvovesiculifera (Raineri) Jaffrezo, 1974	0.100 0.150	0.020 0.050	Alt Kretase	Fransa
Th. parvovesiculifera (Raineri) Masse ve Poignant, 1971	0.032 0.035	0.020 0.028	Alt Kretase	Fransa
Th. parvovesiculifera (Raineri) Düzbastılar, 1977	0.026 0.104	0.013 0.033	Triyas Jurasik	Türkiye

l = Hücre boyu

e = Hücre eni

Thaumtoporella parvovesiculifera (Raineri), 1922
(Levha HI, şekil 5-8)

1922 Gyroporella parvovesiculifera Raineri, s. 38, lev. 13, şek. 17-18.

1927 Thaumtoporella parvovesiculifera (Raineri) - Pia, s. 69.

1956 Lithoporella melobesiodes (Foslie) - Elliott, s. 327, lev. 2, şek. 8-9.

1957 Polygonella incrustata Elliott, s. 230, lev. 1, şek. 11,12.

1960 Thaumtoporella parvovesiculifera (Raineri) - Radioicic, s. 133, lev. 1,2.

1966 Thaumtoporella parvovesiculifera (Raineri) - Johnson, s. 247, lev. 6, şek. 6.

- 1971 *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) - Masse ve Pignat, s. 258
 1968 *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) - Poignant, s. 272, lev. 1, şekil 6.
 1971 *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) - Masse ve Poignant, s. 258.
 1976 *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) - Düzbastılar, s. 31-32, lev. IV. şek. 1-6.
 1977 *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) - Düzbastılar, s. 44, lev. III, şek. 1-6.

Ölçümler (mm olarak):

K.n.	l	e	t ¹
826-2	0.050-0.055-0.080	0.020-0.020	0.005
827-4	0.060-0.070	0.020-0.020-0.030	0.005
827-3	0.060-0.090-0.100	0.030	0.005-0.010
827-3	0.070-0.090-0.095	0.020-0.025-0.030	0.005-0.010
826-4	0.055-0.060	0.020-0.025	
824-1	0.120-0.130	0.030-0.040	0.010
824-1	0.130	0.030-0.030	0.010
824-1	0.120	0.030	0.010
824	0.050	0.020	0.005
824	0.070-0.090	0.040	0.005
821-1	0.090-0.100	0.020	0.005
821	0.090-0.100	0.040	0.007
821	0.070-0.080	0.035-0.040	0.010
821	0.090	0.040-0.040	0.005
806	0.040-0.050-0.070	0.020-0.030-0.035	0.005

K.n.= Kesit no

l = Hücre boyu

e = Hücre eni

t¹ = Hücre çeperi kalınlığı

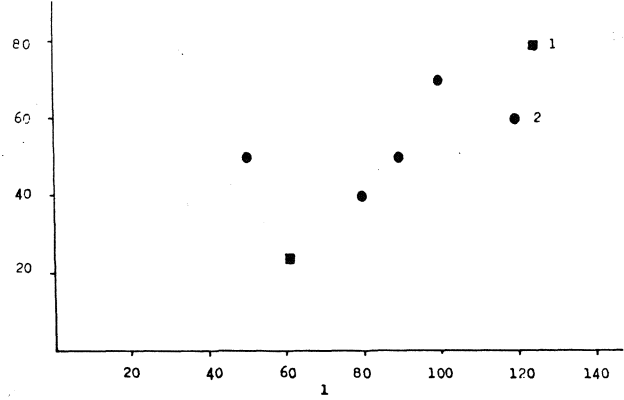
Tanım: Gövde bir sıra hücre dizisinden meydana gelmiş olup, kabuğumsudur. Çokgen şeklinde hücreler, boyuna kesitte dörtgen olarak görülür. Hücre çeperi incedir. Spor ve spor kesesi gözlenememiştir.

Yeri: 806, 821, 824, 826, 827 (Bakınız örnekleme haritası)

Coğrafi yayılımı: Bütün Triyas - Kretase Tetisinin bulunduğu bölgeler.

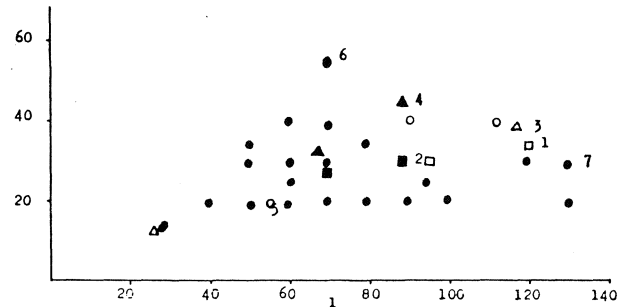
Bulunduğu topluluk: *Pycnoporidium lobatum*, *Cayeuxia*, *Palaedosycladus mediterraneus*, *Teutloperella elongatula*, *Teutloperella tabulata*.

Tartışma: Şekil 84'deki grafikten de anlaşılacağı üzere, bilinen *Thaumatoporella* türlerinin boyut bakımından tam bir gruplaşma göstermediği bir kez daha ortaya konmuştur (bkz. Düzbastılar, 1976, s. 31). *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), Th. (*Polygonella*) *incrustata* Elliott, Th. *shikokuensis* Imaizumi, türlerinin ayrımı yapılırken yalnız hücre boyutları kullanılmıştır.



Şekil 7: *Pycnoporidium sinuosum* Johnson ve Konishi örneklerimizin, Guatemala örnekleri ile karşılaştırılması. 1- Guatemala örnekleri (Johnson ve Kaska, 1965), 2- Örneklerimiz.

Figure 7: Comparison of our specimens of *Pycnoporidium sinuosum* Johnson and Konishi with specimens of Guatemala. 1- Specimens of Guatemala (Johnson and Kaska, 1965), 2- Our specimens.



Şekil 8: *Thaumatoporella* türlerinin hücre boyutlarının karşılaştırılması.

1- *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) (Johnson, 1968 a).

2- *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) (Johnson, 1968 b).

3- *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) (Düzbastılar, 1976).

4- *Polygonella* (Th.) *shikokuensis* Imaizumi (Imaizumi, 1965)

5- *Thaumatoporella* (p.) *incrustata* Elliott (Johnson ve Kaska, 1965)

6- *Thaumatoporella* (P.) *coocdentalis* Johnson ve Kaska (Johnson ve Kaska, 1965)

7- Our specimens (Örneklerimiz).

Figure 8: Comparison of the cell dimensions of species of *Thaumatoporella*.

Biz bugünkü veriler içinde daha geniş bir anlam kazanan *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri)'yi bu cinsin tek türü olarak diğer araştırmacılar gibi kabul ediyoruz.

JURASİK-TERSİYER KALKER ALGLERİ

SONUÇLAR

Solenoporaceae familyası üyelerinden- *Elianella elegans*, *Solenomeris o'garmani* diğer ülkelerde olduğu gibi Paleosende bulunmuştur. *Solenopora* sp.'e ise örnek yetersizliğinden tür adı verilememiş, beraber bulunduğu fosillerden de Kretase yaşı içerisinde yer aldığı ortaya konmuştur.

Pycnoporidium türlerinden *Pycnoporidium levantinum*, *P. sinuosum* yörede yeni olup, Paleosen yaşlıdır. *Pycnoporidium lobatum* Karaburun Yarımadası Liyasından sonra bu çalışma kapsamında, Kretasede de bulunmuştur.

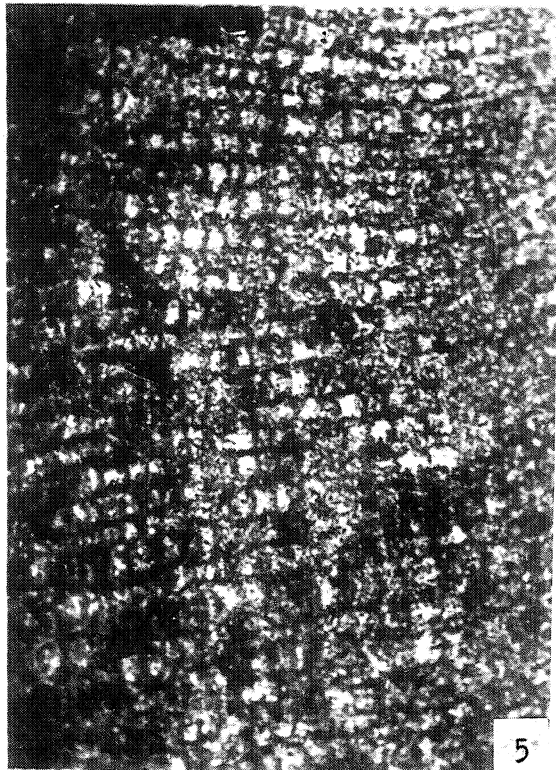
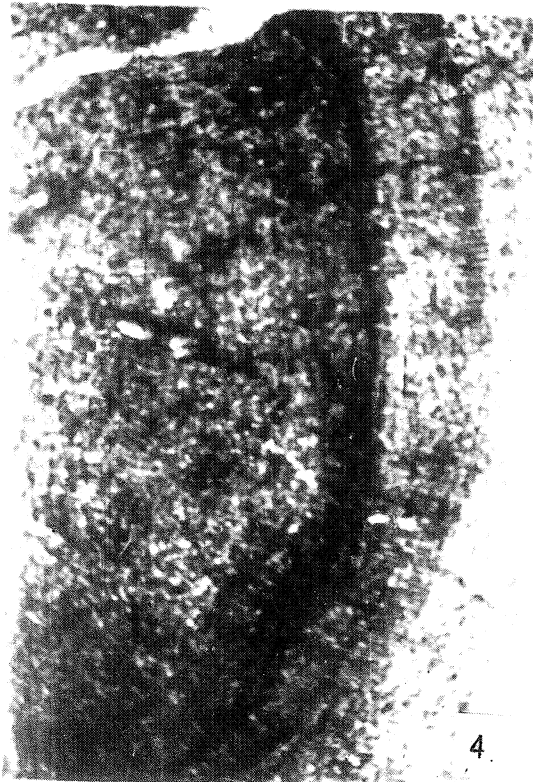
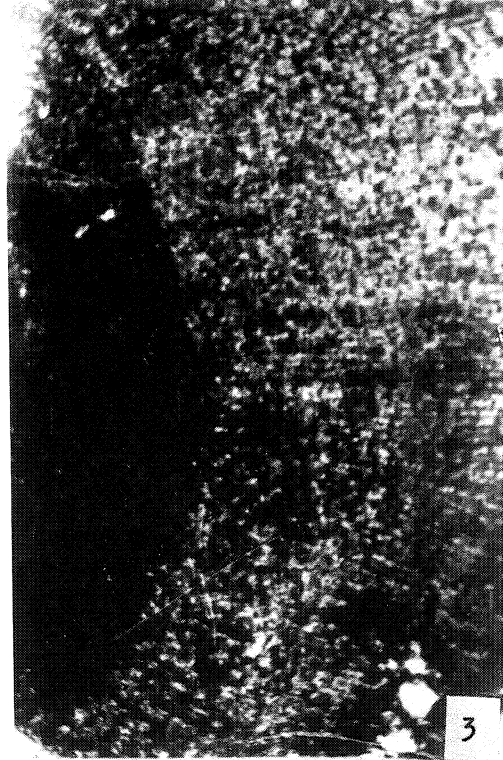
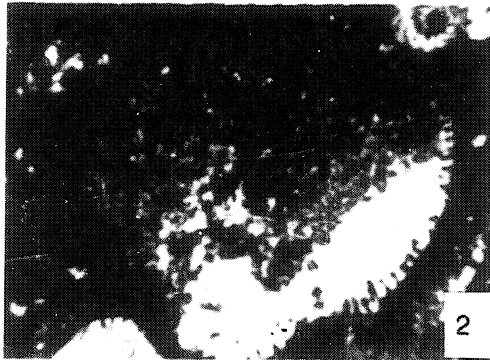
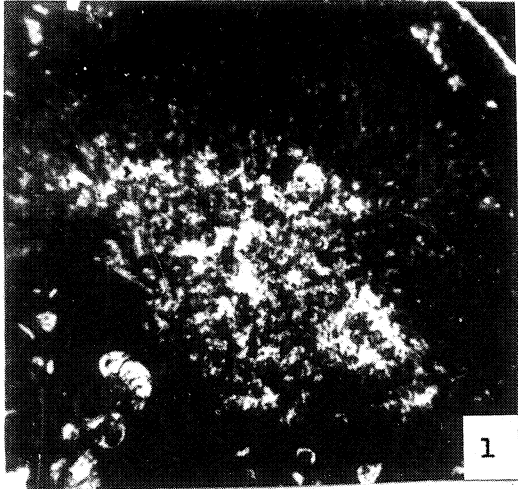
DEĞİNİLEN BELGELER

- Brown, A., 1894, The structure and affinities of the genus *Solenopora*, together with descriptions of new species, *Geol. mag.*, 4, 1,145-151,195-203.
- Dora, O. Ö., 1964, Geologisch-langerstättenkunliche Untersuchungen im Yamanlar Westanatolien: *M.T.A. Derg.*, 116.
- Dora, O. Ö., 1970, Arapdağ (Karşıyama)-Kuvars-Altın filonlarmm minerolojik etüdü, *Madencilik Derg.*, IX, 4.
- Douvillé, H., 1924, Un nouveau gende d'algues calcaires: *C.R. Soc. géol. France*, 16, 169-170.
- Düzbastılar, M. K., 1971, Yamanlar bölgesi Batı Kısmının jeolojisi hakkında, (Yüksek Lisans tezi, basılmadı)
- Düzbastılar, M. K., 1976, Karaburun Yarımadasının Orta Bölgesinin Triyas-Jura algae, *Involutinidae*, *Ammodiscidae* ve *Coprolites*lerin mikro-paleontolojik incelemesi (Doktora tezi, basılmamış).
- Düzbastılar, M. K., 1977, Notes on the Triassic-Jurassic calcareous algae of Karaburun Peninsula (I) (*Solenoporaceae*). *E.Ü.F.F. derg.*, B. I, 33-56, 3 pis.
- Elliott, G. F., 1956, Further record of fossil calcareous algae from the Middle East: *Micropaleont.* 2, 327-334.
- Elliott, G. F., 1957, *Subterraneanphyllum*, a new Tertiary calcareous algae, *Paleont.*, 1,1, 73-75,1 tav.
- Elliott, G. F., 1963, A liassic *Pycnoporidium*. *Eel. geol. Helv.*, 56, 1, 176-182, 1 pi
- Elliott, G. F., 1965, Tertiary solenoporacean algae and the reproductive structures of the *Solenoporaceae*: *Paleont.* 7, 4, 695-702.
- Endo, R., 1961, Calcareous algae from the Jurassic Torinosu limestone of Japan, *Sc. rep. Saitama univ.*, B. Endo Commemorative vol., 53-75, 17 pi.
- Foslie, M.H., 1909, *Algologiske natiser VI*. *Kgl. norske vidensk. selsk. skr.*, 2, 58-59.
- Gardet, G. and Marcier, J., 1947, Sur la presence de solenopores dans le bajocien inferieur (Ledonien) du plateau de langres. *Soc. géol. France Bull. ser.*

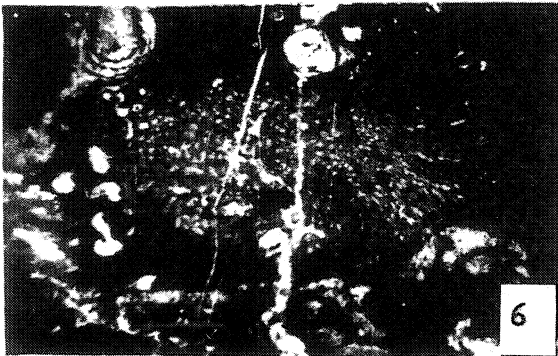
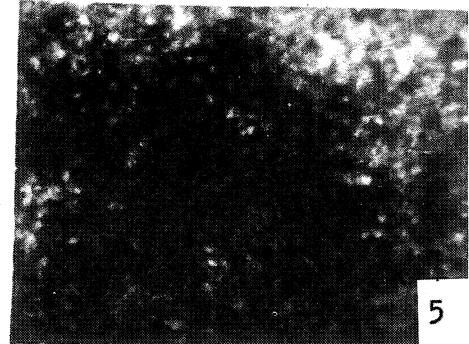
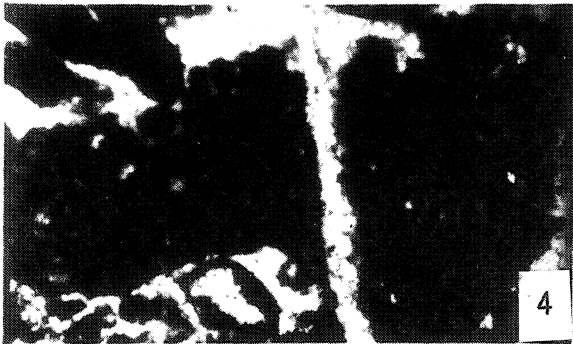
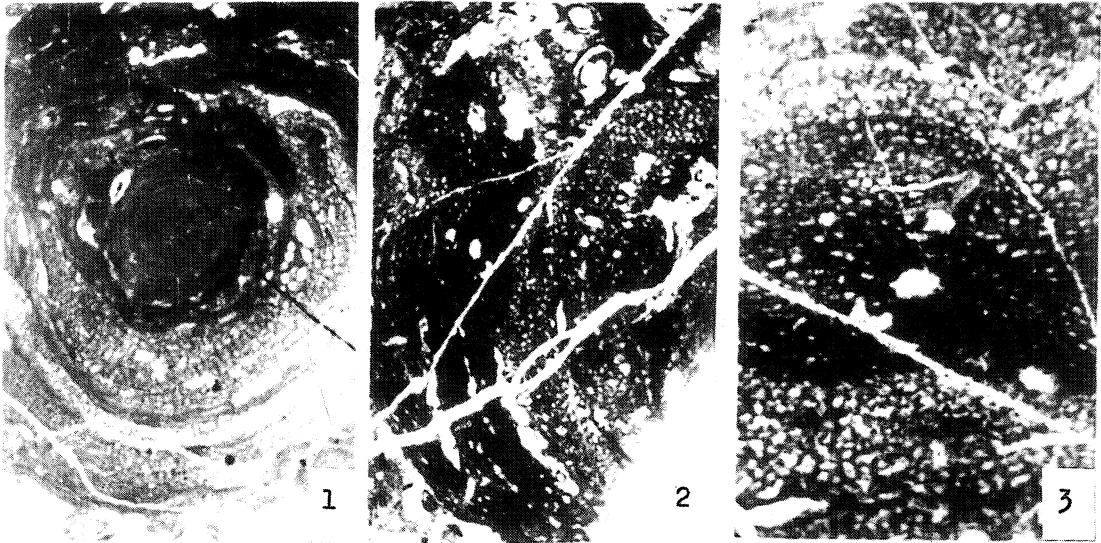
- 5,16 (1946), 7-9, 491-496, 1 fig., 1 pi.
- Hang, V. und Ott, E., 1975, Ein Gerol mit *Elianella elegans* Pfender et Basse (Paleozân, Kalkalpen) aus der subalpinen Molasse N Salsburg. *Mitt. Bayer. Staatssamml, Paläont. hist. geol.*, 15;119-129, tav. II.
- Imaizumi, R., 1965, Late Jurassic algae from Honshu and Shikoku, Japan, *Sc. rep Tohoku univ.*, sendia, second ser. (geol.), 37, 1.
- İzdar, K. E., 1970, Karşıyaka ilçesi kuzeyinde Yamanlar Dağı bölgesinin hidrolojik imkanları (Rapor, basılmadı).
- Jaffrezo, M., 1974, Les algues calcaires de Jurassique Supérieur et du Grétacé inférieur der Corsieres (2 eme partie), *Rev. micropaleont.*, 17, 1, 23-32, pl.2.
- Johnson, J.H., 1964, Paleocene calcareous red algae from northern Iraq, *Micropaleont.*, 10, 2, 207-216, 3 pi.
- Johnson, J.H., 1966, Tertiary red algae from Borneo: *Bull. Brit. mus. (nat. hist) geol.* 2, 65, 257-280, 6 tav.
- Johnson, J.H., 1968 a, Lower Cretaceous algae from the Blake Escarpment Atlantic Ocean and from Israel. *Prof. contr. Colo. min.*, 5, 1-46.
- Johnson, J.H., 1968 b, Lower Crataceous algae from Texas, *Prof. contr. Colo. Sch. min.* 4, 71.
- Johnson, J.H. and Kaska., H. V., 1965, Fossil algae from Guatemala, *Prof. contr. Colo. Sch. min.*, 1, 152.
- Johnson, J.H. and Konishi, K., 1960, An interesting Late Cretaceous calcareous algae from Guatemala, *Jour. Paleont.*, 34, 6, 1099-1105, 134 pi.
- Konuk, Y.T., 1977, Bornova flişinin yaşı hakkında, *E.Ü.F.F. derg.*, B.I, 65-74.
- Lauverjat, J., et Poignant. A.F., 1978, Les algues de la série a vasocératidés de Bassin Occidental Portugais, *Cahiers de micropaleont.* 3, 121-126, pis. 2.
- Le Maitre, D., 1935, Etudes paleontologique sur le Lias du Maroc: *Spongiomorphides et Algues: Notes serv. min. Maroc*, 34.
- Lemoine, MMe., P., 1928, Un nouveau genre de *Melobesiees*, *Mesophyllum*. *Soc. boc. France, bull.* 75, 251-254.
- Masse, J., P. et Poignant. A. F., 1971, Contribution a l'etude des algae du Cretace inferieur provençal in-teret stratigraphique. *Rev. micropaleont.*, 4, 13, 258-266.
- Oğuz, M., 1966 a, Manisa Dağının kuzey ve kuzeybatısının jeolojisi: *E.Ü.F.F. ilm rap.*, 33.
- Oğuz, M., 1966 b, Çaldağ'da-Manisa- jeolojik bir araştırma *M.T.A. derg.*, 68, 102-105.
- Parejas, Ed., 1940, Le flysch Cretace des environs de smyrne: *Inst. geol. univ. Ist.*, 6.
- Peterhans, E., 1929, Algeus de la famille des *Solenopo-*

- racees dans la Malm du Jura balois et soleurois. Soc. paleont. Suis. mem., 49, 1, 1-15.
- Pfender, J., 1930, Les Solenopores du Jurassique supérieur en Bass-Provence calcaire et celles du bassin de Paris. Soc. geol France compte. rendu, 8, 52.
- Pfender, J. et Basse, E., 1947, *Ellianella* nov. gen. *elegans* nev. sp., organisme constructeur de calcaires typiquement développé dans le Paleocene du SW Malgache. Bull. soc. geol. France, 5. 17, 275-278, taf. 12.
- Philippson, A., 1911, Resien und Forchungen in westlichen kleinasien. Petern. Ergänz. H., 172 Gotha.
- Pia, J., 1927, Die Ehrhaltung der fossilen pflanzen Part 1- Thallophyta in Hirnen, Max, Handburch der Palaobotanik. 1, 1-136, 129 figs.
- Pia, J., 1936, Calcareous green algae from the Upper Cretaceous of Tripoli (North Africa) Jour, paleont., 10, 1, 3-15, 5 pis.
- Pognant, A. F., 1968, Les Algues des calcaires Aptiens et albiens d'Aquitaine meridionale: Rev. micropaleont., 10, 4, 271-276, 2, pis.
- Pognant, A. F. et Du Chaffaut, S. A., 1970. Les algues des formations transgressives Maestrihtiennes, Paleocenes et Ypressiennes de la Côte Sud-Orientale de la Corse: Rev. icropaloeont., 12, 4, 202-208, pi, 1-2.
- Pognant, A. F. et Lorenz, C., 1974; Les algues du Lutetien de Cotentin. Bull. inf. geol., Bass. Paris, 40, 3-8.
- Radoicic R., 1960, Microfacies du Cretace et du Paleogene des Dinarides externes de Yougoslavie: Paleont. Jugosl. Dinarida, A. IV, 1, 1-72.
- Raineri, R., 1922, Alghe sifonee fossilili della Libia; Atti soc. ital. sc. nat., 61. 72-86, pi. 3.
- Rao-S.R.N., 1944, Upper Jurassic marine algae from Trichinophy, S. India: Cur. sci. 13, 4, 101-102.
- Segonzac, G., 1961, Niveaux a algues dans le Thanetien des Pyrénées (Corallinacées, Solenoporocées, Squamariacées, incerta familiae): Soc. geol. France, 7, 3, 5, 437-448, pi, 13.
- Segonzac, 1966, Etude sur les algues du calcaire de Mancinux (Haute-Garonne): Soc. hist, nat., 102, f. 2-3, 405-421, 3 pis.
- Verdier, J., 1963, Kemalpaşa dağı etüdü. M.T.A., derg., 61, 37-39
- Yabe, H. and Toyama, S., 1928, On some rockforming algae from the Younger Mesozoic of Japan, Sc. rep. Tohuko Imp. univ., 2 nd. 12, 1, 141-152, pis. 18-23.
- Zuffardi-Comerci, R., 1937, Sui, generi *Chaetetes* Fischer, *Pseudochaetetes* Haug. E., *Solenopora* Dybowski: Rale, uff. geol. ital. boll, 62, 2, 18.

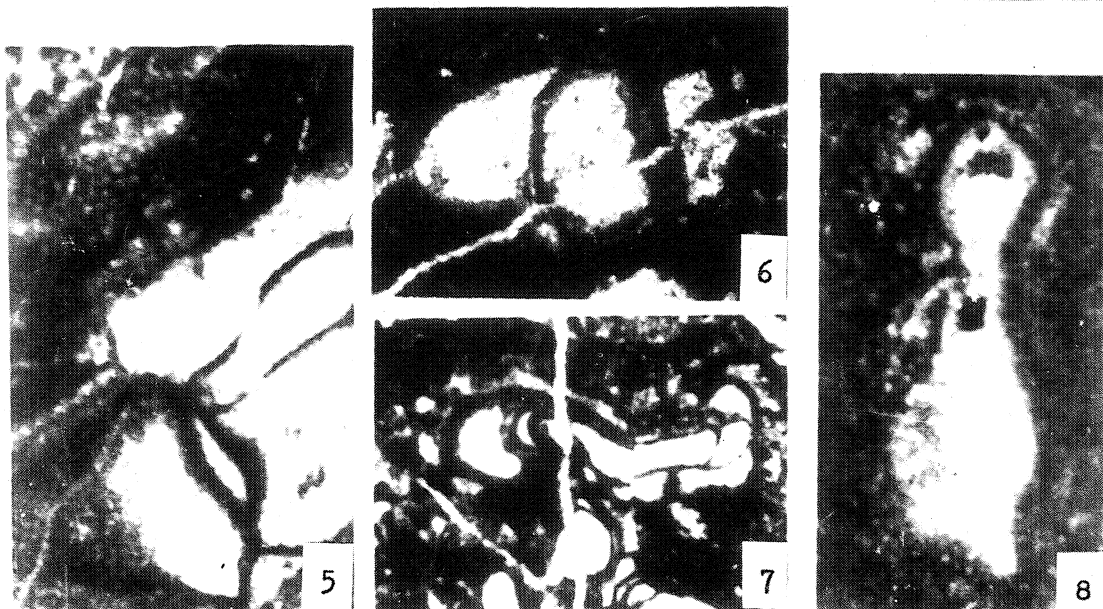
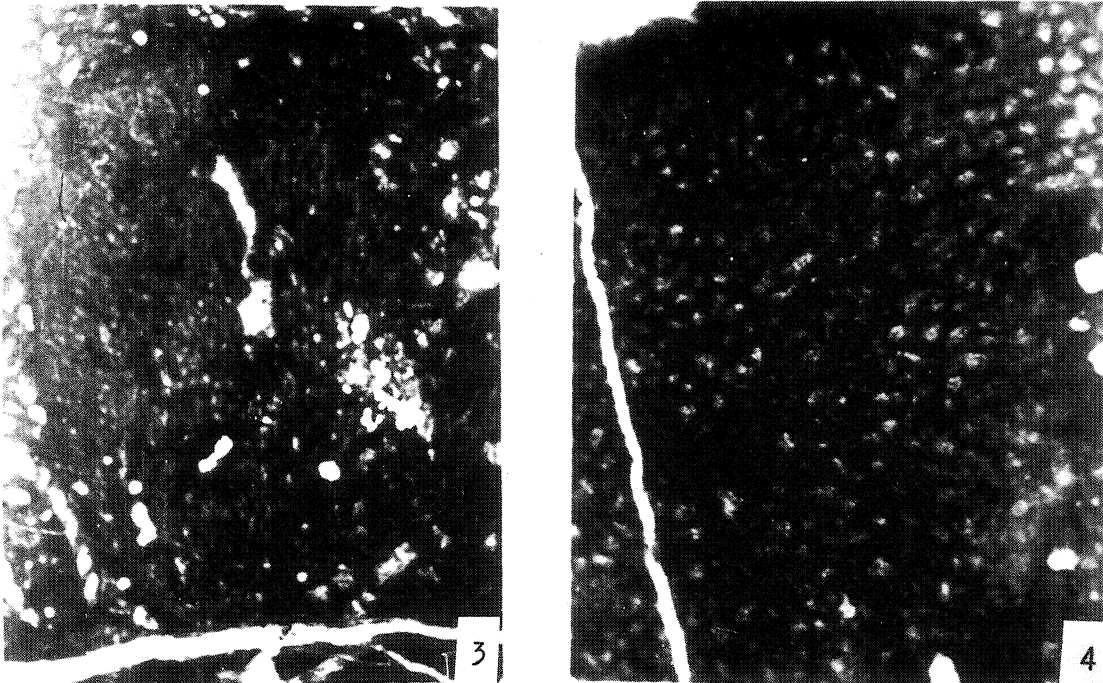
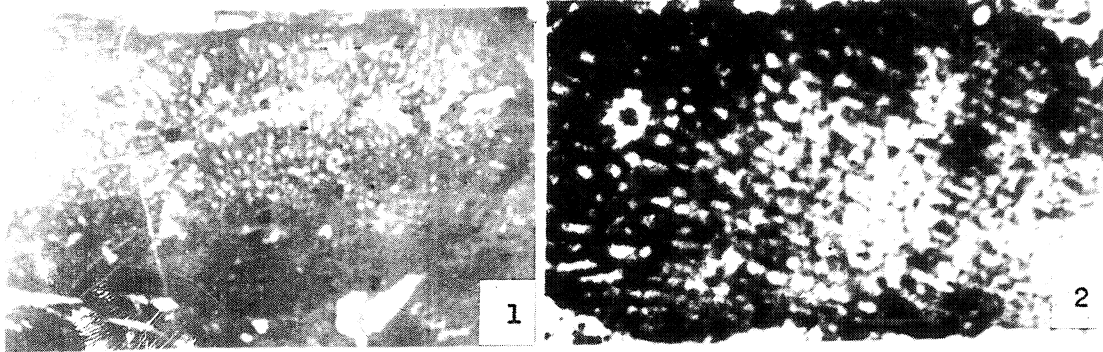
LEVHA I — PLATE I



LEVHA II — PLATE II



LEVHA III — PLATE III



LEVHA I — PLATE I

- Şekil 1-5: *Elianella elegans* Pfender ve Basse, 1947
Paleosen
1, Gövdenin yaklaşık eğik kesiti, (794), X36
2, Aynı görünüm, X25
3 ve 4, Gövdenin yaklaşık enine kesiti, (797), X25
5, Aynı görünüm ve ara bölmelerindeki iç büküklüğün görünümü, (789-6), X70.

- Figure 1-5: *Elianella elegans* Pfender and Basse, 1947 Paleocene
1- Approximate oblique section of the body (1947), x 36
2- The same view, x 25
3 and 4, Approximate cross section of the body, (797), x 25
5- The same view and appearance of concavity of inner compartments (789-6), x 70

LEVHA II — PLATE II

- Şekil 1-3: *Solenomeris o'gormanii* Douville, 1924
Paleosen
1, Gövdenin genel görünümü, (810-1) x 17
2, Gövdenin büyüme kuşaklarının görünümü, (809-1), x 25
3, Gövdenin zikzak görünümü, x 50
Şekil 4-5: *Solenopora* sp.
Kretase
4, Gövdenin yaklaşık boyuna kesiti, (783-1), x 42
5, Gövdenin boyuna kesiti, x 40
Şekil 6-8: *Pycnoporidium levantinum* Johnson, 1964
Paleosen
6, Gövdenin genel görünümü, (786-2) x 25
7, Gövdenin boyuna kesiti, x 42
8, Gövdenin genel görünümü, (789-4) x 25

- Figure 1-3: *Solenomeris o'gormanii* Douville, 1924
Paleocene
1- General view of the body, (810-1), x 17
2- View of the enlargement belts of the body, (809-1), x 25
3- Zigzag view at the body, x 50
Figure 4-5: *Solenopora* sp.
Cretaceous
4- Approximate longitudinal section of the body, (783-1), x 42
5- Longitudinal section of the body, x 40
Figure 6-8: *Pycnoporidium levantinum* Johnson, 1964
Paleocene
6- General view of the body (786-2), x 25
7- Longitudinal section of the body, x 42
8- General view of the body (789-4), x 25

LEVHA III — PLATE III

- Şekil 1-2: *Pycnoporidium lobatum* Yabe ve Toyama, 1928 Lias - Paleosen
1, Gövdenin genel görünümü, (821-2), X19
2, Gövdenin boyuna kesiti, Paleosen, (782), X25
Şekil 3-4: *Pycnoporidium sinuosum* Johnson ve Konishi, 1960 Paleosen
3, Gövdenin genel görünümü, (791-3), X25
4, Gövdenin yaklaşık eğik kesiti, (791), X67
Şekil 5-8: *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), 1922 Lias
5, Gövdenin bir kesiminin yüzeysel kesiti, (821), X43
6,7 ve 8, aynı görünüm, (821, 824) 6,7X50, 8X100

- Figure 1-2: *Pycnoporidium Labatum* Yabe and Toyama, 1928 Lias - Paleocene
1- General view of the body, (821-2) x19
2- Longitudinal section of the body Paleocene, (782), x25
Figure 3-4: *Pycnoporidium sinuosum* Johnson and Konishi, 1960 Paleocene
3- General view of the body, (791-3) x 25
4- Approximate oblique section of the body, (791), x 67
Figure 5-8: *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), 1922 Lias
5- Surfical section of a part of the body, (821), x 43
6, 7 and 8, the same view, (821, 824) 6, 7 x 50, 8 x 100

Çiniyeri-Küre (Tire) sahasındaki fluvial sedimanların ağır mineralleri

Heavy minerals of fluvial sediments in the Çiniyeri-Küre (Tire) area

ALİ HAYDAR GÜLTEKİN İTÜ Maden Fakültesi, İstanbul

ÖZ: Menderes masifi Çiniyeri-Küre bölgesi temel kaya birimleri litolojik ve yapısal konumları göz önüne alındığında gözlü gnays, disten-granat şist, granat-mika şist, kalkşist, mermer, amfibolit ve gabroik karakterli dayklardan oluşur. Petrografik ve mineralojik veriler granat-mika şistlerin tek bir birim halinde olmayıp mikaşist, kuvars-muskovit şist arakatmanları içerdiğini ve yerel olarak rutilli kuvars damarlarının kesildiğini ortaya koyar. Metamorfik istif, Küçük Menderes graben kenarı boyunca Kuvaterner yaşlı alüvyal yelpaze ortamında birikmiş çökellerle örtülenmiştir.

Fluvial çökellerin en önemli ağır mineralini rutil oluşturur. Ayrıntılı çalışmalar rutille birlikte gözlenen ağır minerallerin esas olarak metamorfiklerden türediğini göstermiştir. Kuvars damarlarının toplam ağır minerallere göreceli katkısı küçük hacimli ve düşük içerikli oluşları nedeniyle daha azdır. Türbilanslı akıntı koşullarında çökelen ağır mineraller çoğunlukla kanala paralel gelişen zenginleşme zonları içindedir. Çalışılan alanda kırıntılarının saptanan dokusal parametrelerinin bilinmeyen derişim alanlarının belirlenmesine klavuz olabileceği umulur.

ABSTRACT: Focused both on their lithological compositions and structural attitudes, basement rock units in the Çiniyeri-Küre area of Menderes Massif are made of augen gneiss, kyanite-garnet schist, garnet-mica schist calc-schist, marbles, amphibolites and dykes of gabbroic type. Data have been obtained from petrographical and mineralogical study indicated that garnet-mica schists are not found as a homogenous unit but that they exhibit local changes between quartz-muscovite and mica schists. This formation is locally cut by quartz veins including rutile. The metamorphic units along the southern edge of Küçük Menderes graben are covered by Quaternary sediments deposited within an alluvial fan environment.

Rutile is one of the most important heavy minerals of fluvial sediments. Detailed studies revealed that heavy minerals accompanying rutile were mainly derived from the metamorphic basement. On the other hand, volumes and rutile contents of quartz veins do not reach considerable amounts, the absolute contributions of quartz veins to the total heavy mineral concentrations are less than metamorphic rocks. The heavy minerals which are accumulated under turbulent flow conditions, generally, enriched on the levels parallel to the channel. We can express that the textural parameters of sediments can be used as useful criteria for the exploration of heavy mineral concentrations.

GİRİŞ

Bu yazı, Menderes Masifinin yaklaşık orta kesiminde 1985 yılından bu yana, masifin farklı kaya birimlerinden beslenen fluvial çökellerin ağır minerallerinde sürdürülen çalışmalar sonucu ortaya çıkan bulguların bir kısmını yansıtma ve özellikle ekonomik potansiyellerin belirlenmesini amaçlar. Araştırmalar, İzmir ili Tire ilçesinin yaklaşık 7 km doğusundan başlayarak doğu-batı yönlü 18 km'lik bir uzunluk boyunca 29.8 milyon m²lik alan kaplayan çökelleri dikkate alır (Şekil 1).

Sahanın içinde bulunduğu Menderes Masifi kaya bi-

rimleri üzerinde, ilksel kayaların tipi, birimler arasındaki dokanak ilişkisi ve metamorfizma yaşı ve koşulları birçok araştırmacı tarafından yoğun şekilde irdelenmiş olmakla birlikte kırıntılı malzeme içinde yığılım yapabilen ağır minerallerle ilgili araştırmaların sayısı yok denecek kadar azdır.

Yapılan incelemede, varılan sonuçların yorumlanması ile rutilin ağır mineral birliğinin önemli bir üyesi olduğu daha ileri bir adım olarak, kaya birimleri ve masifin yaygınlığı dikkate alındığında benzer dokusal çökel parametreleri içeren alanların var olabileceği anlaşılmıştır.

Önceki Çalışmalar

Literatürde Menderes Masifinden beslenen derelerin alüvyonlarında özşekilli rutil kristallerinden söz edilmekle birlikte, ağır mineral içerik ve dağılımını yansıtan ayrıntılı çalışmaların bulunduğunu söylemek güçtür.

Schuiling (1958, 1962) masifi oluşturan kaya birimlerinin yaşı, yapısı ve petrolojisi üzerine görüşlerini belirttiği çalışmasında, Bafa ve Kısır yakınlarında zirkon ve ilmenitçe zengin litoral hatta fluviatil bir çökelme ortamında gelişmiş metamorfize plaserlerin mevcudiyetine değinir. Saptama Menderes Masifi sınırları dahilinde plaser titanyum oluşumuna uygun koşulların gelişmiş olabileceğini göstermesi yönüyle ilginçtir.

Gümüş (1974) metalik maden yatakları ile ilişkin çalışmasında Büyük Menderes vadisindeki rutil yığılımlardan bahseder. Çağatay (1979) Dünya ve Türkiye plaser yatakları konulu incelemesinde İzmir Ödemiş Eroğlu köyü içinden geçen dere kumlarında 4-5 cm büyüklükte özbiçimli rutil kristallerinin varlığına değinir.

Yılmaz (1985) Yeşilyurt (Alaşehir) sahasında Neogen yaşlı fluvial tortul kayaları içerisindeki ağır mineralleri inceleyerek, bunların kaynak kayaları hakkında görüşlerini belirtmiştir.

Göncü (1986), Dickson (1986) Batı Anadolu'da rutil rezervleri konusundaki bulgulara dayanarak potansiyelin araştırmalar sonucunda yükselebileceğini ifade ederler.

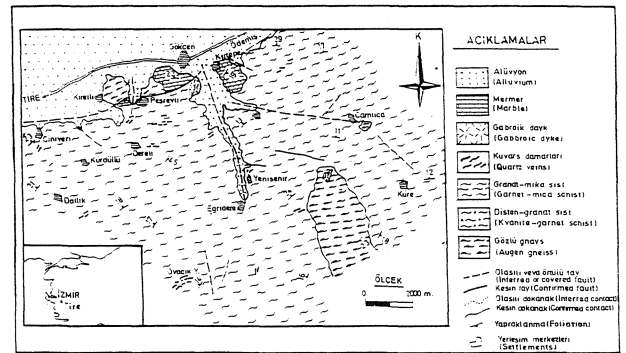
Dağ (1988) Gördes asmasındaki pegmatoidlerin mineralojik ve kimyasal incelemesinde alüvyonlar içerisinde bulunan rutilin olası yoğunlaşma alanları ve ilksel kayaları hakkında görüşlerini ortaya koymuştur. Araştırmacıya göre rutil kristalleri için ana kaynak migmatit ve şistler iri olanlar için de kuvars damarlarıdır.

Yöntem

Fluvial sedimanların ağır mineraller içeriği ve türü ile bunların sedimentolojik parametrelerini belirlemek amacıyla arazide anadere ve yan kollardan alınmış 600'e yakın örnek standart Amerikan Tylor (ASTM) elek seti kullanılarak elemeye tabi tutulmuştur. Bu amaçla örnekler, Özel numune bölücüsünde ikiye ayrılarak bir bölümü doğal numune olarak saklanmış, diğer bölümü ise elek analizinde kullanılmak üzere tekrar numune ayırıcısı vasıtası ile 40 gramlık bir alikot numune için ayrılmıştır. Alikot numuneler, Rech marka vibrasyonlu elek makinasında 40, 60, 80, 100, 200 ve 325 meş eleklerde 20 dakika süre ile elenerek 7 ayrı elek fraksiyonu kazanılmış ve herbir elek fraksiyonu ayrı ayrı tartılmıştır. Ancak, ağır mineral içeriği yönüyle yalnızca - 80 + 100 (-0.177 + 0.149 mm), - 100 + 200 (-0.149 + 0.074 mm) ve - 200 + 325 (-0.074+0.044 mm) meş tane boyutlu ayrıntılı olarak irdelenmiş, bu amaçla doğrudan anaderelerden alınmış olan 178 örneğe ait anılan tane boyu fraksiyonları kul-

lanılmıştır.

Elek analizi sonucu boyutlandırılmış fluvial sedimanların ağır mineral içerik ve tanımlanmaları esas olarak ağır sıvı çalışmaları manyetik ayırma ve optik yöntemlerle ortaya koyulmuştur. Elek analizi sonucu kazanılan farklı fraksiyonlar 1:1 oranındaki HCl asitle yıkanarak kurutulmuş, yoğunluğu 2.88 olan bromoform kullanılarak ağır mineral ayırımı gerçekleştirilmiştir. Daha sonrada mineraller aseton ile temizlenerek kurutulmuş ve tartılmıştır. Minerallerin ağırlık yüzdelerinin belirlenmesi gayesiyle tartımı alınmış olan ağır mineral konsantrelerinin tane sayımı için ince kesitleri hazırlanmıştır. Bazı fraksiyonlarda, 20°lik ön ve yan eğimler ile 0.35 amper akım şiddeti koşullarında yüksek alan şiddetli, diskli kuru manyetik ayırıcı (Frantz İzodinamik manyetik seperatör) kullanılarak manyetik alınganlığı yüksek konsantreler elde edilmiş ve tartılmıştır. Bu tür konsantrelerinde mineral sayımı için ince kesitleri hazırlanmıştır. Genel olarak mineral saflaştırma çalışmalarında yoğun şekilde ağır sıvı ve manyetik ayırma yöntemleri kullanılırken ağır mineral içeriklerinin ve mineral yüzdelerinin belirlenmesinde ağır sıvı çalışmalarının optik yöntemler izlemiştir.



Şekil 1: Çiniyeri-Küre (Tire) yöresinin jeolojik haritası

Figure I: Geological map of Çiniyeri-Küre area (Tire)

GENEL JEOLojİ

Çiniyeri-Küre sahasındaki Paleozoik metamorfik temeli, tabanda yer yer bantlaşma özelliği sunan, granat-mika şistlerle üst dokanıklı gözlü gneysler oluşturur. Almandin granat dışında metamorfik indeks mineral içermeyen birim, farklı düzeylerde gabroik karakterli dayklar ve ince kuvars damarları ihtiva eder. Morfolojisi ve sahip olduğu koyu renk ile çevre kayayı oluşturan gözlü gneyslardan belirgin ayrıcalık sunan gabroik dayklar, makroskopik ölçekli piroksen (Hipersten ve ojit) ve plajiyoklaz (An52) dışında, yüksek oranda ilmenit içeriği ile (% 2.76) ayırtandır. Kuvars damarları çoğun yapıklanma düzlemine paralel kuvarstan ibaret tekdüze mineralojik bileşim nadiren feldspat, turmalin ve apatit'den oluşur. Kayaç içindeki koyu renkli minerallerin değişken

ÇİNYERİ-KÜRE (TİRE)

oranda bulunması nedeniyle gri, sanmsı-gri, açık kahve-rengi renk sunan gözlü gnaysların ayrışma rengi kirli beyaz renklidir. Büyük K-Feldspat veya K-Feldspat topluluğu porfiroblastlarca karakteristik gözlerin miktarı granat-mika şist dokanağına doğru azalarak kayaç bir tür masif granitik gnays görünümüne dönüşür.

Birimde ekseriyetle granoblastik, yer yer mirmektik, pertitik yer yer de lepidoporfiroblastik doku kuvars, plajiyoklaz (albit, oligoklaz), ortoklaz, biotit, muskovit, daha az almadin granat, klorit, epidot çok az olarak apatit, turmalin, zirkon, rutil ve opak mineraller izlenir.

Disten-granat şist birimi, inceleme alanının yaklaşık ortasında, Küçük Menderes grabeni boyunca küçük bir alanda granat-mika şistlere yanall geçişlidir. Sahanın diğer yanlarında gözlenmemiş olmakla birlikte dere alüvyonları içinde distenin saptanmış olması nuhtemelen ince seviyeler halinde birçok alanda yüzeylenmiş olması muhtemelen ince seviyeler halinde birçok alanda yüzeylenmiş olduğu intibasını vermektedir. Birim çoğunlukla kuvars, plajiyoklaz (An22-24), muskovit, granat, biotit, dişten, rutil ve az oranda klorit, turmalin, zirkon ve opak mineral içerir. Mikaların oluşturduğu şistozite çoğunlukla belirgindir. 10-20 mm boyutlara ulaşabilen predeformatik kristallenmeli almadin granat porfiroblastları bol kuvars ve rutil kapanmaları ile karakteristiktir. Makroskopik boyutlu dişten kristalleriyle birlikte kayaç iri kristalli bir görünüm verir. Tane boyu ortalama 0.3 - 0.4 mm arasında kalan dişten kristalleri yer yer alterasyonla birlikte kırık ve çatlaklar boyunca serizitleşmiş değişik yoğunluk ve düzensiz dağılımlı olarak gelişmiştir. Sahanın, düşük CaO içeriği ve amfibolitlerle birlikte en yüksek rutil miktarına haiz kaya birimidir.

Granat-mika şistler, çalışma alanının en yaygın birimidir ve yer yer çok iyi gelişmiş şistozite yapısı ile belirgindir. Metamorfik indeks mineral olarak yalnızca granat içeren birim, tekdüze yapılı olmayıp düzensiz dağılım gösteren kuvars-muskovit şist, mika şist arakatmanları içerir. Egemen mika minerallerinin muskovit ve biotit olduğu granat-mika şistlerde taban da biotit, üst seviyelere doğru muskovit baskın durumdadır. Kayaçta bazen kuvars-muskovit bazen de kuvars-biotit toplamı % 80'ni geçer. Biotitlerin bir kısmı belirgin şekilde şistoziteyi doğuran kuvvetlerden sonra oluşmuştur. Gri, yeşilimsi gri, siyahımsı gri renkler sunan birimin ana bileşenlerini başta kuvars olmak üzere plajiyoklaz (Albit, Oligoklaz), biotit muskovit, granat, klorit, daha az olarak turmalin, apatit, rutil zirkon oluşturur. Ayrıca az miktarda biotitle dokusal ilişki içinde epidot gözlenir. Çoğun lepidoporfiroblastik nadin mikrovünlü bir yapı gösteren birimin porfiroblastlarını genellikle granatlar, ender olarak albitler oluşturur. Porfiroblastik albitler tipik olarak sahanın güneydoğu ucunda birimin yapraklanmasına uyumlu düzeylenmiş kuvars damarları çerçevesinde saptanmıştır.

Granat-mika şist içinde bulunan kuvars damarları çoğunlukla haritalanabilir bir uzunluk içermezler ve esas olarak iri rutil kristalleri içermeleriyle karakteristiktir. Mermerle geçişte ince seviye halinde izlenen ve grinin farklı tonlarında renk veren ince-orta taneli kalıksistler kalsit, kuvars, piajiyoklaz (Anç-is) muskovit az biotit daha az olarak turmalin zirkon içerir. Kalsit hemen hemen tüm örneklerde polisentetik ikizleme sunar. Alt birimi oluşturan kuvars-mustovit merceksele arakatman yapılıdır. Varlığı esasen mikroskopik çalışmalarla belirlenebilen birimin yayılım alanlarını belirleyebilmek güçtür.

Mermerler birbirinden ayrı üç bölgede tek bir tür halinde yüzeylenir. Metamorfik dizinin en üst düzeyini oluşturan ve kalsit kuvars, muskovit, biotitten oluşan bu litolojide kalsit hiçbir örnekte % 85'in altına düşmez. Doğada, beyazdan grinin tonlarına değişen renkler arz eden mermerler orta-kaba tanelidir. Doğu-Batı yönlü muhtemel kesintisiz bir istif sunan birim sonradan kuzey-güney yönlü dereler tarafından kesilmiş bir görüntü verir.

Amfibolitler doğada içerdikleri koyu yeşil, yeşilimsi siyah renklerden dolayı birlikte buldukları granat-mika şistlerden belirgin bir ayrıcalık sunar. Amfibolit-şist dokunağı keskindir, ancak her iki kayayı oluşturan minerallerin yönelmeleri birbirine paraleldir. Amfibol (hornblend), plajiyoklaz (Oligoklaz-Andezin), klorit ve kuvarstan oluşan litoloji önemli miktarda rutil içerir. Zaman zaman rastlanılabilen önemli ikincil mineral zirkon ve apatitdir. Amfibolitler ileri derecede yönelme göstermeleri ile tipik nematoblastik dokulu, düzensiz sınır ve kalınlıkta ince-orta taneli litolojiyi oluştururlar.

Kuvars damarları büyük çoğunlukla granat-mika şist içinde D-B veya KD-GB doğrultuda yüzekler verirler. Beyaz renkli ince orta taneli litoloji doğada sert çıkıntıları ile kolaylıkla diğerlerinden ayrılabilir. Çoğun haritalanabilir nitelikte boyutlar içermezler (Uzunluk en fazla 100 m). Kuvars damarları, çalışılan alanda iri rutil kristalleri içermeleriyle belirgindir. Granat şistlerle olan dokanak uyumlu ve/veya uyumsuz gelişmiştir. Diğer önemli minerallerini bolluk sırasına göre albit, serizit, ortoklaz, turmalin ve apatit oluşturur. Çalışma alanında metamorfik kaya birimlerinden alınan bazı örneklerin modal analiz sonuçları çizelge l'de verilmiştir.

Metamorfik ve diğer kaya birimleri içinde rutil düzensiz dağılımlıdır ve miktarı % 0.1-4.67 arasında değişir. En yüksek değerlerine sırasıyla amfibolitler ve disten-granat şistlerde rastlanılır. Kuvars damarları ve disten-granat şistler içinde makroskopik boyutlu, diğer birimlerde tane boyu 0.01-0.2 mm arasında olup en sık rastlanılanı da 0.06 mm'dir. Dişten granat şistlerde, çoğunlukla almandin granat porfiroblastlarında özşekilsiz katı kapanımlar halinde bulunur. Gerek gözlü gnayslarda gerekse granat-mika şistlerde biotitten itibaren retrograd etkilerle gelişen epidota eşlik eder.

	Gözlü Gnays			Disten-Granat Şist		Gözlü Gnays				Amfibolit		Mermer	
	1	2	3	1	2	1	2	3	4	1	2	1	2
Kuvars	32.28	38.79	40.69	20.80	17.15	44.55	31.76	27.39	47.64	5.10	4.61	4.24	8.42
Plajiyoklaz	24.00	9.60	13.41	37.19	30.09	17.67	4.48	17.43	10.33	10.43	7.01	—	—
Ortoklaz	12.04	32.40	11.08	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Biotit	16.50	12.21	13.00	18.21	12.55	29.60	7.24	24.19	0.67	1.35	0.10	0.67	1.13
Muskovit	9.44	2.75	16.50	15.80	29.89	4.95	49.07	13.13	40.11	—	—	4.09	2.49
Klorit	2.00	0.49	1.00	0.30	0.47	—	0.52	14.73	1.00	8.46	4.15	—	—
Granat	3.00	2.08	3.20	2.60	4.28	2.13	6.72	2.13	—	—	—	—	—
Amfibol	—	—	—	—	—	—	—	—	—	69.74	81.92	—	—
Disten	—	—	—	1.33	1.56	—	—	—	—	—	—	—	—
Kalsit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	91.03	87.93
Rutil	E	0.17	E	2.73	2.64	0.90	0.30	1.00	E	4.67	2.30	E	E
Apatit	0.50	0.90	0.30	E	E	E	E	E	E	E	E	E	E
Turmalin	E	E	E	1.03	0.76	0.08	E	E	E	E	E	E	E
Zirkon	E	E	E	E	E	E	E	E	E	E	E	E	E

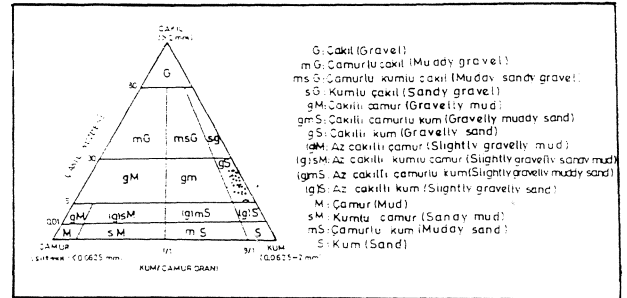
E: Eser (Trace)

Çizelge 1: Metamorfik Kayaların Modal Analizleri

Çoğunlukla özşekilsiz daha az olarak iğnemsiz ve prizmatik olan rutil nadiren dirsek şekilli ikizlenme, kuvars damarlarında ise deformasyon lamelleri gösterir. Granat-mika şistlerde her iki ucu belirgin şekilde yuvarlaklaşmış prizmatik taneleri tespit edilmiştir. Apatit, zirkonla birlikte çoğunlukla silikat taneleri içinde katı kapanımlar halinde, kuvars damarlarına ise uzun eksenli 5-6 cm'yi bulan taneler şeklindedir. Düzensiz bir dağılım sergiler. Sadece gözlü gnayslar içinde kayda değer şekilde % 1 miktarına ulaşır ve plajiyoklaz-plajiyoklaz, biotit-granat, plajiyoklaz-K-Feldspat dokunağında ve feldspatların içinde iğecikler şeklinde, Sillimaniti andıran saç örgüsüne benzer doku gösterir. Tane boyu 0.01-0.5 mm arasında değişen ilmenit son derecede düzensiz bir dağılım sergiler ve en yüksek miktarı gabroik dayklarda bulunur. Diğer birimler içinde ikincil mineral olarak eser miktarda yer alır. Turmalin sık olarak özbiçimli, seyrek olarak da özbiçimsiz düzensiz dağılımlı taneler halindedir. Kuvars damarları içinde zaman zaman apatite eşlik ederek segregasyonlar oluşturur. Tane boyu 0.2-20 mm arasında olup en sık raslanılanı da 0.1 mm civarındadır. Prizmatik taneleri yaygındır. Birimlerde zirkon seyrek olarak bulunur ve silikat mineralleri içindeki katı kapanımları, çevresinde oluşturduğu pleokroik halelerden tanınır. Kayda değer şekilde gözlü gnayslar içinde kenarlı yuvarlaklaşmış prizmatik tanelenmiştir. Granatların çoğu almadın, mermer-şist dokunağma yakın alınan örneklerde ise spesartın bileşimindedir. Metamorfiklerde granatlar ya

Table I: Modal Analyses of Metamorphic Rocks

özşekilsiz bol kuvars kapanımlı gelişigüzel çatlaklı iç yapı ya da özşekilli taneler halindedir. Düzensiz dağılım gösterir ve oranı granat-mika şistler içinde % 10'a kadar yükselir.

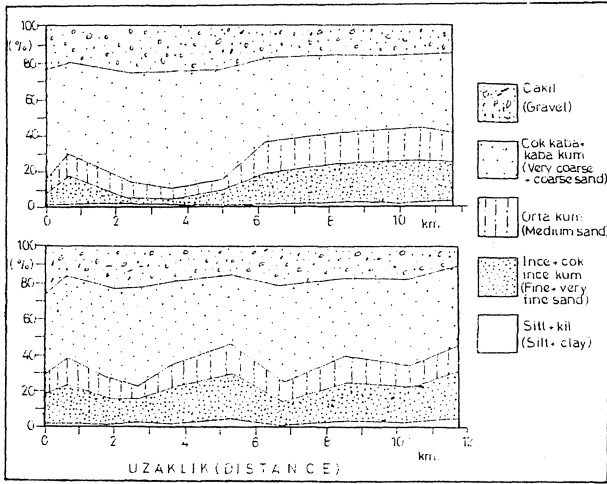


Şekil 2: Fluvial sedimanların çakıl, kum ve çamur içeriklerine göre Folk (1974) adlandırılması (4 mm'de küçük tane boyu için).

Figure 2: Folk (1974) nomenclature of fluvial sediments according to their gravel, sand and mud contents (for grain size less than 4 mm).

Çalışma alanı sınırlan dahilinde metamorfik birimlerin örten ve çökme zaman ve şeklinin Küçük Menderes graben sistemi ile ilişkili olan, kil-silt boyutundan blok boyutu aralığına değişim gösteren sedimanlar, örgülü akarsu çökellerinin hakim olduğu moloz akması birimleri az çok izlenebilen alüvyonel yelpaze ortamına çökelmiştir. Ancak sahanın kuzey sınırına doğru, geniş bir alanda yelpaze çökelleri ile Küçük Menderes çökelleri iç içe ince taneli alüvyon düzlüğü çökellerini oluşturur.

ÇİNİYERİ-KÜRE (TİRE)



Şekil 3: Fluvial sedimanlarda kümülatif yüzde - taşınma mesafesi ilişkisi.

Figure 3: Cumulative percentage-distance of transportation relationship of fluvial sediments.

Çalışılan örneklerin çoğunluğu akarsu çökellerinden toplanmıştır. Alüvyal yelpaze çökellerinin grabenler gibi faylarla sınırlandırılmış havzalarla ilişkili ve kaynak saha tektonik aktivitesine son derece duyarlı oldukları yaygın kabul görmektedir (Nilsen 1983). Mevcut ana derelerin yataklarını yelpaze başında derinliğine oyması kaynak saha yükseliminin aktif olduğunu gösterir. Bununla birlikte yükselme oranı dere kenar oranından daha azdır. Yelpaze çökelleri (4 mm'nin altı için) Wentworth sınıflamasına göre ortalama kaba kum boyutludur. Folk'un tane boyu adlandırmasına göre de fluvial sedimanlar çakıllı kumdur (Şekil 2). Kümülatif frekans eğrilerinin doğruya yakın olması, sedimanların normal dağılım sergilediğini gösterir. Çökellerin ortalama boyuttan olan standart sapmaları yüksek olup kötü boylanmıştır. Ancak yelpaze eteklerine doğru boylanma iyileşme eğilimindedir. Olağan şekilde, taşınma mesafesinin artışı ile birlikte göreceli ince boyutlu malzeme (ince kum, kil ve silt) artış gösterirken çakıl miktarı azalma eğilimi içindedir (Şekil 3). Kanal çökelleri geniş anlamda yanal ve dikey sediman boyutunca dereceli geçişlidir. Metamorfik temele yakın yerlerde çok az da olsa blokların boyutu 150 cm'ye ulaşır, fluvial sedimanların kum ve çakılları çoğunlukla köşeli ve yarı köşemli, seyrek olarak da yuvarlaktır. Petrografik incelemeler çakılların % 76.75'ini mika-şist çakılı, % 20.5 Tini kuvars çakılı, % 2.74'ünü ise gnays çakıllarının oluşturduğunu gösterir. Kuvarst ve mikaşist çakılları çoğunlukla yan eşit meranlı, daha az olarak da eşik meranlı veya yan iğsi şekillidir. Fluövia birimin en belirgin sedimanter yapıları kaynağa yakın zayıf, uzaklaştıkça, daha belirgin orta ve büyük ölçekli tekne tipi çapraz tabakalanma ve yatay laminalanmalıdır.

Küçük Menderes grabenini dolduran sedimanların kalınlığı resmi ve özel sondaj verilerinin ortaya

koyduğu şekliyle 100-150 m'dir. Çalışılan bölgede akarsular metamorfik yükseltilerden kuzeye akan mevsimsel karakterli değerlerdir.

FLUVİAL BİRİM İÇİNDEKİ AĞIR MİNERALLER

Fluvial çökeller içindeki detay ağır mineral çalışmaları için 0.177-0.149 mm, 0.149-0.074 mm, 0.074-0.044 mm tane boyları kullanılmıştır. Bununla birlikte iri boyutlu fraksiyonlarda ağır mineral içerikleri yönüyle irdelenmiştir. Güncel çökel genişliğinin 200 m'yi bulduğu akarsu kanalları, belirli mesafeler de oluşturulan traversler üzerinde 25-30 m. aralıklarla örneklenmiştir. Artan taşınma mesafesi ile ilişkin ağır mineral içeriği özellikle rutin yönüyle araştırılmış, oluşturulan yarmalar kullanılarak derinlik-ağır mineral değişimi incelenmiştir. Ağır sıvı, manyetik ayırma ve optik yöntemlerin birlikte yürütülmesi sonucu birimde tespit edilen kırıntılı ağır mineraller büyük çoğunlukla granat ve rutil, az oranda ilmenit, manyetit (bazen hematitlemiş), turmalin daha az miktarda dişten, zirkon ender olarak da ortit, monazit, ksenotim ve apatitdir. Belirtilen mineraller dışında eser miktarda pirit, arsenopirit ve zinober gibi sülfürlü mineraller bulunur.

Kırıntılı sedimanlar içinde ağır minerallerin en iyi şekilde 0.177 mm'nin altında konsantrasyon tespit edilmiştir. Her bir fraksiyonda toplam ağır mineral dağılımı, istatistiksel çalışmalarla belirlenmiş olan düşük asimetri değerleri (Çizelge 2) ve probabilitate kağıdı ile elde edilen doğruya yakın kümülatif frekans eğrisinin ortaya koyduğu şekliyle normal bir dağılımdır.

Çalışılan örneklerin ağır mineral içeriklerinde ana dereler dikkate alındığında nispi bir değişiklik bulunmakla birlikte fraksiyonların kendi içlerinde gelişen değişiklik daha fazladır. Gerek yüzeylerden gerekse açılan yarmalardan alınan örneklerin ağır mineral oranları kuzeye doğru olan taşınma ile birlikte artış gösterir. Ağır mineraller düzensiz dağılımlıdır ve miktarları % 1,0-8.0 arasında değişir. Ancak akarsu hidrodinamik koşullarına bağlı olarak bazı noktalarda % 15'e ulaşır. Sedimanların ortalama ağır mineral içeriği 0.420 mm'nin altı için % 3.82, 0.177 mm altında ise 5.01'dir. Ağır mineral içeriğinin boyuta göre uzaklıkla ilişkisini yansıtan korelasyon katsayıları ve regresyon doğruları, oldukça yüksek korelasyon katsayılarını yansıtır (Çizelge 2). En yüksek korelasyon katsayıları 0.149-0.074 mm fraksiyonunda görülür. Taşınmayla ağır mineral miktarda görülen artış düşey yönde anlamlı bir değişiklik göstermez.

Granat boyutlandırılmış fraksiyonların en baskın ağır mineralleridir. Bu minerali rutil izler. Ksenotim, ortit, monazit ve apatit gibi minerallere nadiren rastlanılır. Zirkon ve dişten içeriği ise sağlıklı determinasyonlar yapmayı sağlayacak miktarda değildir. Manyetit ilmenit

0.177 — 0.149 (mm)						
Parametre	Ru.	Gr.	İl.	Ma.	Tu.	Tam.
Aritmetik Ortalama (X) Standart	0.83	2.90	0.23	0.90	0.08	4.79
Sapma (S)	0.13	1.05	0.11	0.06	0.06	1.38
Medyan (Mi)	0.81	2.80	0.22	0.12	0.09	4.78
Mod(Mo)	0.79	2.59	0.20	0.12	0.10	4.76
Asimetri (Sk)	0.14	0.30	2.25	-0.38	-0.52	0.02
Korelasyon * Katsayısı (r)	0.28	0.62	0.16	0.09	0.24	0.70
0.149 — 0.074 (mm)						
Aritmetik Ortalama (X) Standart	1.38	2.94	0.27	0.15	0.13	5.39
Sapma (S)	0.37	1.10	1.10	0.09	0.06	1.71
Medyan (Mi)	1.47	2.80	0.29	0.14	0.13	5.38
Mod(Mo)	1.63	2.60	0.31	0.13	0.13	5.36
Asimetri (Sk)	-0.42	0.23	-0.32	0.26	0.02	0.01
Korelasyon Katsayısı (r)	0.44	0.71	0.37	0.22	0.25	0.79
0.074 — 0.044 (mm)						
Aritmetik Ortalama (X) Standart	1.12	2.69	0.30	0.14	0.17	4.87
Sapma (S)	0.49	1.02	0.13	0.07	0.10	1.49
Medyan (Mi)	0.86	2.63	0.31	0.14	0.15	4.86
Mod(Mo)	0.84	2.52	0.24	0.14	0.16	5.13
Asimetri (Sk)	0.65	0.16	-0.28	0.02	0.21	-0.17
Korelasyon Katsayısı (r)	0.38	0.63	0.16	0.12	0.25	0.75
Ru: Tutil (Rutile)	Gr : Granat (Garnet)					
Ma: Manyetit (Magnetite)	Tu : Turmalin (Tourmaline)					
İl : İlmenit (Ilmenite)	Tam: Toplam ağır mineral (Total heavy min.)					

* Taşınma mesafesine bağlı (Depend on transporting distance)

Çizelge 2: Fluvial sedimanların çeşitli fraksiyonları içinde ağır minerallere ait istatistiksel parametreler.

Table 2: Statistical parameters of heavy minerals in various fractions from the fluvial sediments.

	0.177 - 0.149 (mm)		0.149 - 0.074 (mm)		0.074 - 0.044 (mm)	
	Fluvial birim içindeki miktar (%)	Toplam ağır mineral içeriği (%)	Fluvial birim içindeki miktar (%)	Toplam ağır mineral içeriği (%)	Fluvial birim içindeki miktar (%)	Toplam ağır mineral içeriği (%) W
Granat	2.90	60.55	2.94	54.55	2.69	55.24
Rutil	1.11	23.17	1.38	25.60	1.12	23.00
Manyetit	0.09	2.03	0.15	2.78	0.14	2.87
İlmenit	0.23	4.80	0.27	5.01	0.30	6.16
Turalin	0.08	1.71	0.13	2.41	0.27	5.54
Diğerleri	0.37	7.72	0.52	9.65	0.35	7.19
Toplam	4.79	99.98	5.39	100.00	4.87	100.00

Çizelge 3: Fluvial çökellerin çeşitli fraksiyonlarında ağır mineral içeriği ve toplam ağır mineral konsantrasyonundaki payları.

Table 3: Heavy mineral contents and their ratios in total heavy mineral concentrations of various fractions from the fluvial sediments.

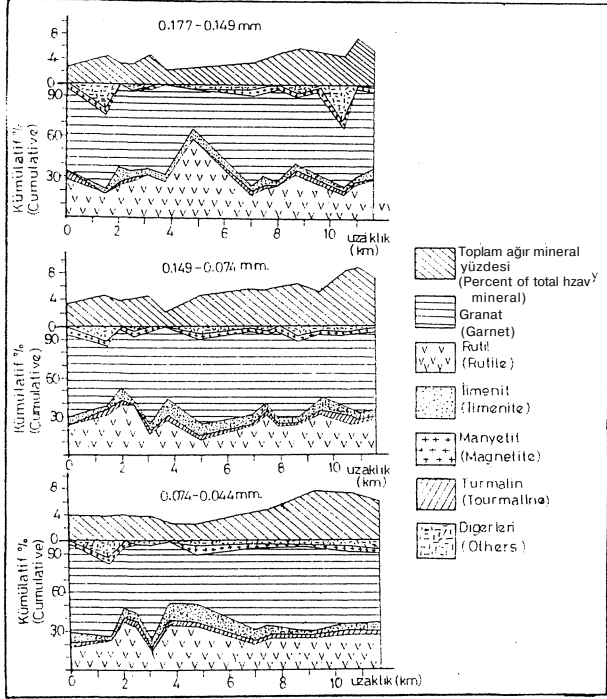
ve turmalin sadece ince boyutlarda ölçülebilir miktarlara ulaşır (Çizelge 3).

Granat

Granat ağır mineral yığılmasının % 50'sinden fazlasını oluşturur. Taşınma yönünde metamorfik temelden uzaklaştıkça kırıntılardaki içeriği belirgin artış gösterirken, tersine toplam ağır mineral içindeki payı diğer minerallerin özellikle rutil lehine göreceli azalma gösterir. Boyuta göre miktarca benzerlik içindedir. İstatistiksel değerlendirmelerde granat, farklı fraksiyonlarda normal dağılım sergiler (Şekil 5). Fluvial çökeller içinde tekdüze dağılımdan çok, düzensiz dağılımlı ve % 0.7-5.60 arasında değişen değerlidir. Güneydoğu'da Küre'den başlayarak Kuzeybatıya doğru akan ve yaklaşık 7. kilometreden sonra çökel genişliği artmaya başlayan Küre dere en düşük granat içeriğini verir. Taşınmanın 10. kilometresinden sonra tane boyu kısmen tekdüze haldedir. İki farklı boyutuna rastlanılan granatların büyük taneli olanları 20 mm'yi bulur. İnce taneliler çoğunlukla özbiçimsiz ve konkoidal kırınımlı, keskin köşeli parçacıklar şeklindedir. Bazen iyi gelişmiş küresellik içerir ve yuvarlaklaşmaları yüksektir. Taşınma uzaklığının artışına orantılı oldukça yüksek pozitif korelasyon katsayıları kırıntılar içinde önemli miktarlarda konsantrasyon olduğunu gösterir. İki türde olan granatların spesartın bileşiminde olanları gri, açık pembe almandin bileşimlerinde ise kahverenginin tonlarında renk

ÇİNİYERİ-KÜRE (TİRE)

gösterir. Özbiçimli tanelerin miktarı, 0.148 mm tane boyu üzerinde, diğer boyutlara oranla daha fazladır. Bu boyut içinde granatlar kuvars ve rutil kapanımlarıyla belirginleşir. 0.149-0.074 mm fraksiyonunda az da olsa, nadiren iğnemsiz rutil kristalleri de içerebilen özbiçimli tanelere rastlanılır. 0.074 mm'nin altında ise özbiçimli tanelerin miktarı oldukça düşüktür. Ağır mineral konsantrasyonu içinde ekseriyetle rutille sürekli bir birlik oluştururken, diğer minerallerle olan biraradalığı kesintilidir (Şekil - 4 ve Şekil 6).



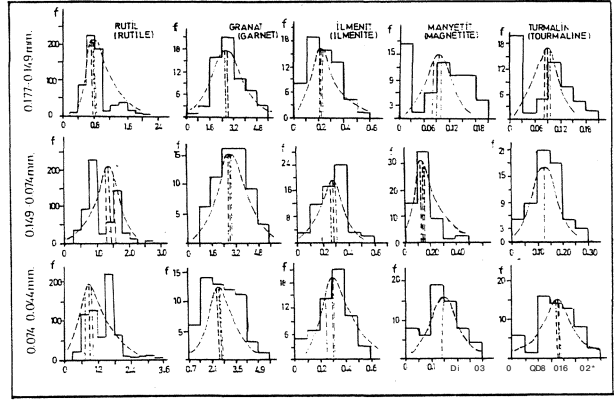
Şekil 4: Çiniyeri-Küre Yöresi Fluvial Çökellerinde Farklı Fraksiyonların ağır mineral yüzdesi-Taşıma Mesafesi ilişkisi.

Figure 4: Heavy mineral percentage-distance of transportation relationship of various fraction from fluvial sediments in the Çiniyeri-Küre Area.

Rutil

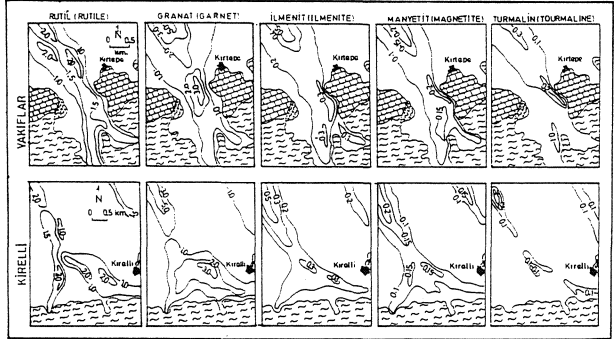
Çalışma alanı rutil fluvial birimin granatla birlikte en yaygın ağır mineralini oluşturur. Kuzeyde Taşdere'den almanlar dışında örneklerin tamamında rutil gözlenir ancak iri boyutlu fraksiyonlar içinde diğer minerallerde katı kapanımlar oluşturur. En iyi serbestleşme derecesine ve içeriğine 0.149-0.074 mm aralığında ulaşılır. Genel olarak ince boyutlara doğru miktarla artma eğilimi içindedir. Bölgenin güneyinden kuzeyine doğru, yaklaşık sahanın orta kesimlerine kadar düzensiz, bu noktadan başlayarak sahanın kuzey sınırına kadar olan alanda, özellikle kuzey-batı uca tekdüze bir dağılım gösterir. Miktarları % 0.1-4 arasında değişir. Amfibolitlerin yüzlek verdiği güneydoğu uca, bütünüyle metamorfiklerden beslenen

kırıntılı malzemeli dereler yüksek rutil miktarı ile karakteristiktir. Bu alan dışında, Dallık ve Çiniyeri köyleri civarında da yüksek değerlerine rastlanır. Gözlu gnayslardan beslenen derelerin rutili dikkati çeker şekilde düşüktür. Güneybatıda mercek şekilli ve küçük ölçekli Kuvars damarlarının içinde bulunduğu granat-mika şistleri kesen derelerin alüvyonları, diğer yerlere oranla görece zenginleşme verir.



Şekil 5: Çiniyeri-Küre bölgesinde Fluvial sedimanların farklı fraksiyonlarında mineral histogramları ve dağılım eğrileri.

Figure 5: Heavy mineral histograms and frequency curves of various fractions from fluvial sediments in the Çiniyeri-Küre area.



Şekil 6: İnceleme alanında mineları yığılımların yüzde kontur haritası (Sembollerin açıklaması için Şekil 1'e bakınız).

Figure 6: Percentage contour maps of heavy mineral accumulations in the study area (For explanation of used symbols see fig. 1.)

Rutil, farklı boyutları temsil eden fraksiyonlarda gerek yanal gerekse düşey yönde yüksek çarpıklık değeriyle lognormal dağılım karakterlidir (Şekil 5). Taşınma uzaklığı-derişim oranını yansıtan korelasyon katsayılarına ait en yüksek değerler 0.148 mm'den küçük boyutlu kırıntılarda belirginleşir (Çizelge 2). Genel bir davranış olarak boyuttan bağımsız şekilde artan mesafeye bağlı derişme eğilimindedir. Derinlik-rutil miktarı

korelasyon katsayıları düşük değerler vererek belirgin bir ilişki yansıtmaz ve boyuta göre zayıf bir farklılaşma ile 0.15-0.24 değerlikleri arasında kalır. Kanal içinde yanal yönde değişkenlik çoğunlukla tekdüzedir ancak nadiren yerel zenginleşme noktalarına rastlanılır (Şekil 6).

Kaynak sahaya yakın kanal dolgusu kırıntılar içinde iri rutil kristalleri gözlenir. Bazı kristallerin boyları 5-6 cm'ye ulaşır. Çoğunlukla zayıf yuvarlaklaşma sunan iri rutil kristalleri keskin kenarlı, prizmatik yapılı özbiçimli tanelenmiştir. Dirsek ikizleri olağandır. İnce boyutlu malzeme içinde mineral büyük çoğunlukla düzensiz uçlu özbiçimsiz tanelerden oluşur. Nadiren prizmatik olan kristaller gayet iyi izlenir. Kısa, tıknaz ve asiküler tanelerin sayısında artış vardır. İri taneli rutilerde izlendiği şekliyle olağan olan dirsek ikizleri dışında çok az kelebek ikizlerine tesadüf edilir. Zaman zaman iyi aşınmış yuvarlak uçlu tanelere rastlanılır ve yüzeyleri ekseriyetle mat bir görüntü verir. Rengi demir içeriğine bağlı değişkenlik gösterir. Demir içeriği yüksek olanlar kahverengi, koyu kırmızı düşük olanlar açık kırmızı ve sarımsıdır. İri kristallerin bir kısmı % 5-10 oranında anatas yapısı içerir.

Manyetik alınganlığı 15° ön ve yan eğimlerde geniş bir akım şiddeti aralığında değişkenlik gösterir. 0.35 A° akım şiddetinde ön ve yan eğimler 20°'ye ayarlandığında ilmenit'ten ayrılarak manyetik olmayan kısımda toplanır. 1.6 A şiddetinde ön ve yan eğimler 15°'ye ayarlandığında manyetik olmayan tarafta zirkon ve apatitle toplanmakta, yan eğim 5°'ye indirildiğinde manyetik olan tarafta toplanarak zirkon ve apatitden ayrılmaktadır.

İlmenit

Örneklerin çoğunda değişen oranlarda ilmenit gözlenir. Ekseriyetle granat ve rutile eşlik eder. Gabroik daykan kesen derelerin alüvyonları belirgin şekilde daha yüksek ilmenit içeriklidir. Kanalların genişlemeye başladığı noktalardan itibaren detritikler içinde yeknesak bir dağılım gösterir. Teorik içeriğinden beklenenden daha az TiO₂ içeriklidir (Ortalama % 40.10 TiO₂) Alüvyonlardaki boyutsal dağılımı log-normaldir (Şekil 5). Yüzeiden alınmış olan örneklerin ilmenit miktarı çoğunlukla % 1'in altında, nadiren % 10 üzerinde değer alır. Toplam ağır mineral konsantresi içindeki payı % 1-6 arasında kalmakla birlikte, 0.177 mm tane boyu altında ortalama % 5.5 civarındadır. Kanal dolgusu detritikler içinde en belirgin özelliği tane boyu küçüldükçe derişimin artmasıdır. Uzaklığa bağlı korelasyon katsayılarının düşük değerler alması bunu destekler (Çizelge 2). İlmenit büyük çoğunlukla özşekilsiz, bazen aşınmış yuvarlak veya keskin kenarlı zayıf yuvarlaklaşmış, nadiren yassı tanelenmiştir. Yassı tanelerin çap/kalınlık oranları 7-8'e kadar yükselebilir. Bir bölümü konkoidal kırımlı taneler şeklinde belirginleşir. İlmenit hiçbir ayrışma göstermez. Nadiren siyaha kaçan morumsu mavi renk ve yarı metalik, donuk yüzey

görünümü verir. Ender olarak uzunluk genişlik oranı 4:1 olacak şekilde çubuksu taneler şeklinde görünür. Şekil ve yuvarlaklaşma derecesi boyuttan bağımsızdır. Tanelerin birkaçında romboedrik yapı izlenmiştir. Mineral 0.074 mm tane boyu altında tamamen serbestleşmiş daha iri boyutlarda çoğunlukla kuvars taneleri ile birleşik veya mika pulcukları arasında bulunur. En iyi derişimini çalışma alanının kuzeybatı ucunda verir. Dikey yöndeki dağılımı dikkati çekecek şekilde bir ayrıcalık sunmaz.

Manyetik ayırma, yüksek saflıkta ilmenit konsantreleri oluşturmada oldukça iyi sonuç veren bir yöntemdir.

Manyetit

Çalışılan sahada, kanal içinden alınmış olan örneklerin büyük bir bölümünde, manyetit ya görünmez ya da birkaç tane halindedir. Büyük ölçüde düzensiz bir dağılıma sahiptir. 0.177 mm tane boyu üzerinde nadiren izlenir. 0.074-0.044 mm tane boyu aralığında normal, diğer boyutlarda lognormal dağılım gösterir (Şekil 5). Bazı manyetit taneleri üzerinde kimyasal ayrışma sonucunda küçük oyuklar oluşmuş veya limonitik bir kabuk gelişmiştir. Martitleşme yaygındır.

Taşınma uzaklığına bağlı korelasyon katsayıları anlamlı bir ilişki yansıtmayacak kadar yüksek değildir. Dispersiyon oldukça fazladır. Bu da, taşınmanın manyetit derişiminde etkili olmadığını gösterir (Çizelge 2).

Mineral çoğunlukla özşekilsiz çok seyrek olarak da oktaedrik kristal yapılı pramitik, yarı pramitik kristaller şeklindedir. Tane şekli ve yuvarlaklık değişkenlik gösterir. Nadiren iyi yuvarlaklaşmış tanelere rastlanmakta, çoğunlukla köşeli yarı köşeli taneler hakimdir. Donuk ve girintili çıkıntılı yüzey görünümü manyetit için karakteristiktir. İri boyutlarda serbest tanelerin sayısı oldukça azdır ve genellikle kuvars taneleri içinde veya mika pulları ile birleşik halde izlenir. Alüvyonların manyetit içeriği % 0.50'yi nadiren geçer. Toplam ağır mineral fraksiyonu içindeki oranı ekseriyetle % 2-3 arasında kalır (Çizelge 3). Uzaklıkla birlikte toplam ağır mineral miktarına göreceli katkısı boyutsal açıdan nispi bir değişkenlik gösterir. Dikey yönde dağılım düzensizdir. Diğer ağır mineraller ile birlikte en iyi derişimine alüvyal alanın kuzeybatı ucunda ulaşılır (Şekil 6).

Turmalin

Belirgin bir özellik olarak 0.074 mm ve daha alt boyutlarda ölçülebilir derişim gösterir. En iyi derişimini 0.074-0.044 mm boyut aralığında kazanır (Çizelge 3). Çalışma alanının kuzeybatı ucu dışında düzensiz bir dağılım yansıtır. Yapılan istatistiksel değerlendirmeler 0.177-0.148 mm tane boyu fraksiyonunda lognormal dağılım diğer boyutlarda normal dağılım gösterdiğini ortaya koyar (Şekil 5). Artan taşınma uzaklığı ile birlikte turmalin miktarında yer yer nispi bir değişkenlik

ÇİNİYERİ-KÜRE (TİRE)

gelişmekteyse de boyuta göre değişkenlik daha baskındır (Şekil 4). Çoğunlukla özşekilli prizmatik taneler şeklindedir. Kristaller yer yer çubuksu olabildiği gibi kısa, küt de olabilirler. Konkoidal kırınımlı tanelere rastlamak olağandır. Özşekilli iri taneler belirgin şekilde siyah katı kapanımlar içerir. Herhangi bir ayrışma göstermez. İnce boyutta şeffaf olması ilmenitten ayırmada büyük kolaylık sağlar. Taşınma mesafesine bağlı korelasyon katsayıları düşük değerler alır. Mineral artan taşınma uzaklığından çok, ince boyutlu sedimanlarda derişme eğilimi gösterir. Zaman zaman zonal yapı belirgindir. Yanal yönde olduğu gibi dikey yönde de yeknesaklıktan çok düzensiz dağılımlıdır. Turmalin çoğunlukla dravit seyrek olarak da şörlit türündedir.

Manyetik seperatörde geniş bir akım şiddeti aralığında alınganlık gösterir. 15°'lik ön ve yan eğimlerde 0.25 A akım şiddetinde manyetik olmayan tarafta, 0.50-0.65 A akım şiddetinde ise büyük bir bölümü manyetik kısımda toplanır.

Zirkon

Yüzeyden alınmış olan örneklerin büyük çoğunluğunda gözlenmez. Belirgin şekilde 0.044 mm ve altını temsil eden detritik fraksiyonlar içindedir. İçeriği nadiren % 0.15'm üzerine çıkarken, çoğunlukla % 10'un altında değer alır. Çalışma alanı alüvyonları toplam ağır mineral konsantreleri içindeki oranı en fazla % 3 civarında kalır (Çizelge 3). Genellikle her iki ucu yuvarlaklaşmış veya köşeli ve kırılmış prizmatik kristaller, iyi yuvarlaklaşmış tanelerden oluşur. Büyük bir bölümü şeffaftır. Nadiren iğnemsî opak mikrolitler içerir. Artan taşınma uzaklığı ile birlikte alüvyonlardaki varlığı daha belirginleşir. Oldukça düzensiz dağılımlıdır. K katsayısı ($K = \text{Boy} / \text{En}$) nadiren 3'den fazla, çoğunlukla 2'den küçük değerlerdedir. Saptanan K katsayısı, metamorfik birimler içindeki zirkonun, sedimenter kökene uygunluk gösterdiğini ortaya koyar. Çalışılan alanın güneydoğusunda gözlü gnaysları kesen derelerin alüvyonları, anakaya üzerinde gelişen alüvyonlar içinde en fazla zirkon içerikli olanlardır.

Dişten

Büyük çoğunlukla düzensiz bir dağılım gösteren dişten ince fraksiyonlarda belirgin izlenir. Çalışma alanının her tarafında bulunmaz. Sadece kuzeybatıda kanal dolgusu detritikler içinde ekseriyetle % 0.10'un altında, ender olarak da % 0.15'i geçen değer alır. Toplam ağır mineral konsantresinin % 2-3'nü oluşturur. Dişten genellikle kötü yuvarlaklaşmak ve köşeli taneler halinde özşekilsiz tanelenir. Nadiren uzamış kristaller halinde izlenirken, küt ve yarı prizmatik tanelerinde rastlanılır. Mineralin bazı taneleri, bir ucu renksiz diğer ucu ise belirgin şekilde mavi renk gösterir. Artan taşınmayla olan derişimi açık değildir. Karakteristik olan diğer bir özelliği ise yüzeylerin birbirlerine dik ola-

cak şekilde parçalanmış olmaları ve (010), (100) yüzeylerine paralel gelişmiş dilinim izleridir. İri boyutlu fraksiyonlarda birkaç tane halinde izlenen mineral çoğunlukla 0.177 mm altı fraksiyonlarda belirginleşir. Ancak distence zengin bir zonun varlığı söylenemez. Gerek yanal gerekse de dikey yönde dağılımı düzensiz olup, Bağnaçık ve Kırtape civarında yoğunlaşmıştır.

Diğerleri

Çalışılan alanda izlenen ve buraya kadar sözü edilen ağır mineraller dışında, ancak ağır mineral konsantrelerinde varlığı birkaç tane halinde belirlenebilen diğer mineraller apatit, ortit, monazit ve ksenotim'dir.

Çoğunlukla özşekilli olan apatit kristalleri, 0.044 mm veya bundan daha ince tanelenmiş fraksiyonlarda bulunur. Daha iri tane boyutunda önemli oranda yuvarlaklaşmış veya elips şekilli tanelerden oluşur. Bazen hegzagonal çehre az çok belirgindir. Apatit taneleri beyaz veya griyi kaçan renklerde donuk yüzey görünümüne verir. Açık şekilde 10 km'den daha fazla taşınmış alüvyon örneklerinde belirginleşir. Alüvyon ve toplam ağır mineral konsantresindeki dağılımı düzensizdir. Ortit, monazit ve ksenotim apatite oranla çok daha az gözlenen minerallerdir. Varlıkları bazı ağır mineral konsantrelerinde görülmeleriyle sınırlıdır. Esas olarak 0.074 mm tane boyu altındaki sedimanlarda içinde bulunurlar. Ortit soluk, yeşilimsi sandan, yeşile değişen renklerle çoğunlukla köşeli daha az olarak da yarı yuvarlak kristallenmiştir. Monazit ve ksenotim tanelerinde yuvarlaklaşma daha belirgin, köşeli ve ksenotim tanelerinde yuvarlak kristallenmiştir. Monazit ve ksenotim tanelerinde yuvarlaklaşmada daha belirgin, köşeli tanelerin sayısı azdır. Monazit açık sarı, pembe ile kahverengine değişen renklerde, ksenotim ise monazite oranla daha köşeli ve siyaha kaçan renkler gösterir.

SONUÇLAR

Çalışılan alanın ağırlık yüzdesi açısından baskın ağır minerali granat, ekonomik potansiyel yönüyle rutildir. Rutil tüm metamorfik kaya bilimlerinde bulunmakla birlikte ortalama yönüyle dişten granat şistler en yüksek mermer ve kuvöars damarları ise en düşük değerlidir. Çoğunlukla özşekilsiz ince kristallenmiş, nadiren prizmatik yapıdadır. Kuvars damarları dışında metamorfik birimlerde en iri kristallerine disten-granat şistlerde rastlanılır. Şistler içinde bulunan rutil taneleri çok seyrek olarak detritik karakter gösterir (Gültekin 1990). Şistozite düzlemleri boyunca uyumlu ya da çevre kayasına göre uyumsuz yerleşmiş kuvars damarları 5-6 cm büyüklüğüne varan iri rutil kristalleri içerirler. Rutilli kuvars damarlarının tamamı granat-mika şistler içindedir. Gözlü gnayslar içinde yer alan ve birkaç 10 cm uzunluk genişlikteki kuvars filonlarında rutil gözlenmez.

Çalışılan alanda alüvyonlar, bir graben kenarında gelişim gösteren alüvyon yelpazesi karakteri gösterirler. Yelpaze çökelleri yaygın olarak kanal dolgusu, daha az olarak moloz akması şeklindedir. Geniş bir alanda yayılım gösteren kırıntuların çökeltme evriminin Ege Graben sistemi ile ilişkili olması icab eder.

Rutil belirgin bir şekilde 10 km'lik bir taşınma mesafesinden sonra en yüksek derişimine ulaşır. Boyuta göre değişkenlik içinde olan mineral en iyi şekilde 0.148-0.074 mm fraksiyonunda zenginleşir. Bu fraksiyonda ortalama içeriği % 1.33'dür, ancak çalışılan alanın tamamında boyuttan bağımsız ortalama içeriği % 0.93 değerinde kalır. Artan taşınma mesafesine orantılı olarak miktarca artış gösteren diğer mineralleri granat ve ilmenit oluşturur. İlmenit, turmalinle birlikte boyuta göre de bir zenginleşme vererek, en yüksek değerlerine 0.074 mm tane boyu altında ulaşır. Zirkonda benzer eğilim içindedir. Ağır mineraller, esas olarak metamorfik ve diğer kaya birimlerini kesen ve kuzeye doğru akarak Küçük Menderes'e birleşen derelerce taşınarak, kanal dolgusu plaserler halinde, kanalın her iki yanına paralel zenginleşme zonları şeklinde tezahür eder. Daha seyrek olarak kanal kenarı ani bükümleri, kanal içi doğal engel kanatları ile çöküntü ve çukurluklar yerel ağır mineral zenginleşme noktalarını oluşturur. Fluvial malzemenin çökeltme zamanı akarsuyun denge ve/veya yama evresine uyumluluk gösterir.

Başta rutil olmak üzere diğer ağır metaller için esas kaynak metamorfik birimlerdir. Rutilli olmalarına rağmen kuvars damarlarının göreceli katkıları, düşük içerikli ve hacimli oluşları nedeniyle daha azdır. Biri Peşrevli güneyinde, diğeri Ovacık yaylasında olmak üzere iki ayrı alanda kuvars damarlarında kısmen katkıda bulunduğu yamaç molozu içinde provüyal rutil oluşumları gözlenir (Gültekin 1990). Küçük ölçekli bu plaserler içinde rutil iri tanelenmiş, önemli orana da serbestleşmemiştir. Bu alanlar plaser gelişiminin ileri evresinde fluvial detritiklere ağır mineral sağlar. 10 kimlik taşınma mesafesi içinde örneklenen ağır minerallerin köşeli ya da özellikli oluşları, yuvarlaklaşmanın gelişimi için daha uzun taşınmalarını gerektirir. Aşınmış turmalin tanelerine ve kenarları yuvarlaklaşmış zirkon ile rutil tanelerine rastlamak olağandır.

Akıntı ortamında çapı 0.1 mm'den küçük ağır mineral tanelerinin çökeltme hızları Stokes kanunundan beklenen değerler aralığında kalır ve kuvarsla eşdeğer hırdoluk çapları içerirler. Bu nedenle 0.149-0.103 mm tane boyutu içeren kuvarsların dağılım alanı rutil derişim zonu ile çakışır. Kısmen yassılaştırmış rutil taneleri, yassılaştırma vermeyenlere oranla çökeltme hızlarında % 50 azalma gösterir. Benzer şekilde çap/kalınlık oranı 7-8 olan ilmenit taneleri küresel tane hızlarının % 26-28'i kadar bir hızda çökeltmiştir (Tourtelot, 1968., Best ve Bratshaw 1985., Sallenger, 1979).

Çalışılan alanda yapılan hesaplamalar 3 metrelik alüvyon kalınlığı için yaklaşık 2 milyon ton görünür rutil rezervi ortaya koyar. Boyuta göre ele alındığında 0.177-0.148 mm tane boyutlu sedimanların görünür rutil rezervi yaklaşık 130 bin ton, 0.148-0.074 mm fraksiyonu için de 160 bin ton'dur. Bu çalışmadan elde edilen ve buraya kadar sunulmuş olan veriler ile yapılan ayrıntılı çalışmalar (Gültekin 1990) ışığında sahanın bir plaser rutil yatağı olarak kabul edilebileceği söylenebilir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Best, J.L., Bratshaw. A. C, 1985, Flow Separation -A Physical Process for the Concentration of Heavy Minerals Within Alluvial Channels, J. Geol. Soc. London. Vol. 142, pp. 347-755.
- Çağatay, A., 1979, Yamaç ve Akarsu Plaserlerine Dünya ve Türkiye'den Bazı Örnekler, Yeryuvan ve İnsan cilt 4, sayı 4, sayfa 11-20.
- Dağ, N., 1988, Gördes Pegmatoidlerinin Mineralojik ve Jeokimyasal İncelemesi, Dokuz Eylül Üniversitesi, Doktora Tezi (Yayınlanmamış) 142. sayfa.
- Folk, R. L., 1974, Petrology of Sedimentary Rocks, The University of Texas, Hemphill Publishing Co. P. 105.
- Force, E. R., 1976, Metamorphic Source Rocks of Titanium Plaser Deposits-A Geochemical Cycle, Geological Survey Professional Paper, 1959, B6-B13.
- Force, E. R., 1976, Titanium Minerals in Deposits of Other Minerals Geological Survey Professional Paper 959, F1-F14.
- Force, E. R., 1976, Titanium Contents and Titanium Partitioning in Rocks, Geological Survey Professional paper 959, A1-A8.
- Force, E. R., 1980, The Provenance of Rutil, Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 50, No. 2, pp 485-488.
- Göncü, N., 1986, Titanyum mineralleri ve Geleceği, Yeryuvan ve İnsan, cilt 11, sayı 4, sayfa 3-7.
- Gümüş, A., 1974, Metalik Maden Yatakları, KTÜ Yayın No. 59, 536 sf.
- Gültekin, A. H., 1989, Titanyum yatakları ve Türkiye'nin Potansiyeli Maden Dergisi, Sayı 3, sayfa 11-13.
- Gültekin, A. H., 1990, Menderes Masifi (Çiniyeri-Küre Bölgesi) Plaser Rutil Yatakları, Doktora Tezi (Yayınlanmamış) İTÖ Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Gültekin, A.H., Yavuz, F. 1990, Plaser Yataklarda Ağır Mineral Çökeltimi Denetleyen Bazı Faktörler. İTÜ Dergisi, cilt. 46, sayı 3.
- Gültekin, A. H., 1989, Metamorfik Kayaçlarda Titanyum Dağılımı, İTÜ Dergisi, cilt 47, yıl 47,

ÇİNİYERİ-KÜRE (TİRE)

sayı12, sayfa 7-11.

- Inman, L. D., 1952, Measures for Describing the Distribution of Sediments, *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol 22, No. 3, pp. 125-145.
- Nilsen, E., 1983, Sandstone Depositional Environments, *The American Association of Petroleum Geologist Tulsa, Oklahoma, U.S.A.* pp. 49-137.
- Rubey, W. W., 1942, The Size-Distribution of Heavy Minerals Within a Water-Laid Sandstone, *Jour, Sedimentary Petrology*, v. 12, p. 3.
- Reid, I., Frostick, L. E., 1985, Role of Setting Entrapment and Dispersive Equivalence and of Interstitial Trapping in Placer Formation., *J. Geol. Soc. London*, Vol. 142, pp 739-746.
- Sallenger, A. H., 1979, Inverse Grading and Hydraulic Equivalence in Grain-Flow Deposits, *J. Sed. Petrol.* V. 49, pp. 553-562.
- Schuilling, R. D., 1958, Menderes Masifine Ait Bir Gözlü Gnays üzerinde Zirkon Etüdü, *MTA Dergisi*, Sayı 51-37-41.
- Schuiling, R. D., 1962, Türkiye'nin Güneybatısındaki Menderes Magmatit Kompleksinin Petrolojisi, Yaşı ve Yapısı Hakkında, *MTA Dergisi*, Sayı 58, 71-83.
- Scott, G. L., 1965, Heavy Mineral Evidence for Source of Some Permian Sandstones, Colorado Plateau, *Journal of Sedimentary. Petrology*, Vol. 45, No. 2, pp. 391-400.
- Tourtelot, H. A., 1968, Hydraulic Equivalence of Grains of Quartz and Heavier Miönerals and implications for the Study of Placers, *U.S. Geol. Survey Profess. Paper*, 594-F, pp. F1-F13.
- Yılmaz, H., 1985, Yeşilyurt (Alaşehir) Sahasındaki Fluvial Tortulların Ağır Mineralleri, *Jeoloji Mühendisliği*, Ekim 1985.