

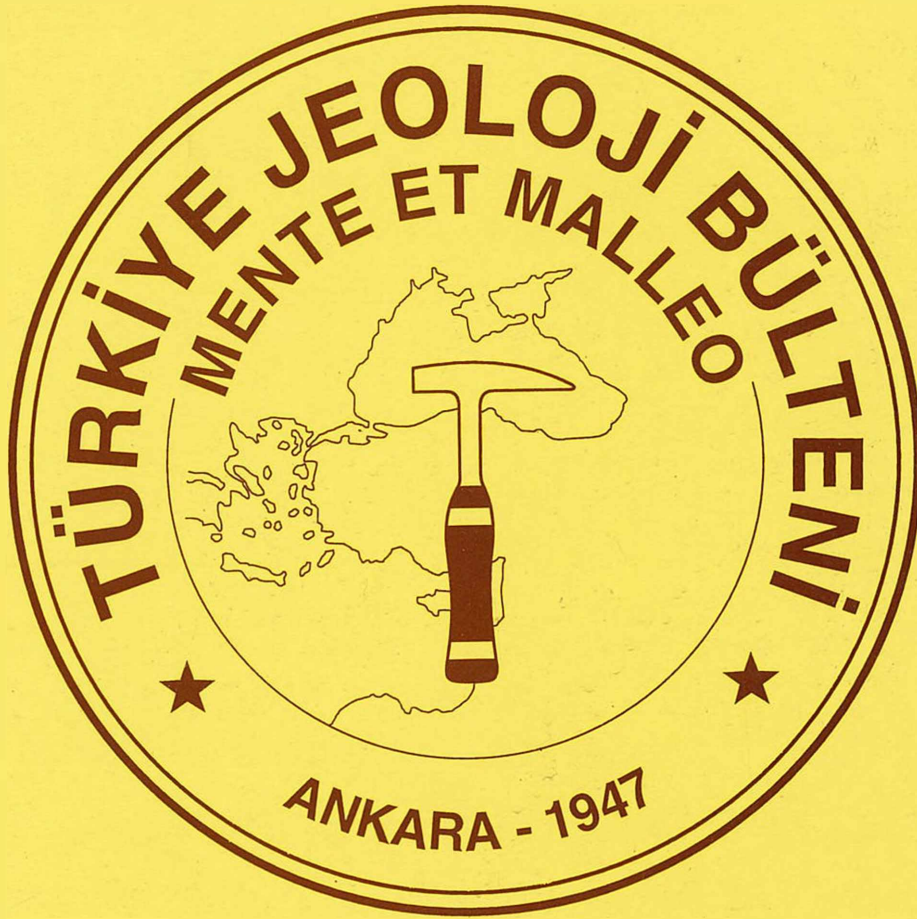
# TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

*Geological Bulletin of Turkey*

Ocak 2000 Cilt 43 Sayı 1

January 2000 Vol. 43 No 1

ISSN 1016-9164



**TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI**  
*Chamber of Geological Engineers of Turkey*

**TMMOB**  
**JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI**

*Chamber of Geological Engineers of Turkey*

**YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD**

Ayhan KOSEBALABAN	Başkan (President)
Aydın ÇELEBİ	İkinci Başkan (Vice President)
Mutlu GÜRLER	Yazman (Secretary)
Ali KAYABAŞI	Sayman (Treasurer)
Rıza SOYPAK	Mesleki Uygulamalar Üyesi (Member of Professional Activities)
Faruk OCAKOĞLU	Yayın Üyesi (Member of Publication)
Cumhur GAZİOĞLU	Sosyal İlişkiler Üyesi (Member of Social Affairs)

**TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ**

*Geological Bulletin of Turkey*

*Yayın Kurulu / Publication Board*

**Editörler / Editors**

Cem SARAÇ, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye  
Gürol SEYİTOĞLU, Ankara Üniversitesi, Türkiye  
Ercan OZCAN, Niğde Üniversitesi, Niğde

**Teknik Yönetmen / Technical Editor**

Haşim AĞRILI, MTA, Türkiye

**Yazı İnceleme Kurulu / Editorial Board**

Aykut BARKA, İ.T.Ü., Türkiye  
Hasan BAYHAN, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye  
Erdin BOZKURT, O.D.T.Ü., Türkiye  
Durmüş BOZTUĞ, Cumhuriyet Üniversitesi, Türkiye  
Jean CHOROWICZ, Paris VI Üniversitesi, Fransa  
I. Hakkı DEMİREL, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye  
Max DEYNOUX, CNRS, Fransa  
Vedat DOYURAN, O.D.T.Ü., Türkiye  
Peter A. DOWD, Leeds Üniversitesi, İngiltere  
Mehmet EKMEKÇİ, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye  
İsmet GEDİK, K.T.Ü., Türkiye  
Nilgün GÜLEÇ, O.D.T.Ü., Türkiye  
Kemal İNAN, Min. ve Enerji B., Avusturalya

Gilbert KELLING, Keele Üniversitesi, İngiltere  
İ. Erdal KEREY, İstanbul Üniversitesi, Türkiye  
Alain LEJAY, E.I.F Aquitaine, Fransa  
Engin MERİÇ, İstanbul Üniversitesi, Türkiye  
Y. Ziya OZKAN, M.T.A., Türkiye  
Doğan PAKTUNÇ, Canmet Min. B.Lab. Kanada  
Asaf PEKDEĞER, Freie Üniversitesi, Almanya  
Ahmet SAGIROĞLU, Fırat Üniversitesi, Türkiye  
Muharrem SATIR, Tübingen Üniversitesi, Almanya  
Barry SCOTT, Leicester Üniversitesi, İngiltere  
Orhan TATAR, Cumhuriyet Üniversitesi, Türkiye  
Reşat ULUSAY, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye  
Taner ÜNLÜ, Ankara Üniversitesi, Türkiye  
Hüseyin YALÇIN, Cumhuriyet Üniversitesi, Türkiye

**Bu sayıda makaleleri inceleyerek katkıda bulunanlar**

*Contributors of this issue*

Erhan TERCAN, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye  
Seyfi KULAKSIZ, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye  
Cemil YILMAZ, K.T.Ü., Türkiye  
Orhan KAYA, Cumhuriyet Üniversitesi, Türkiye  
Şevket ŞEN, Museum National et Histoire, Paris, Fransa

Yılmaz Günay, TPAO, Türkiye  
Nizamettin KAZANCI, Ankara Üniversitesi, Türkiye  
Sadettin KORKMAZ, K.T.Ü., Türkiye  
Erdoğan DEMİRTAŞLI, GEOPED, Türkiye  
Ercüment YALÇIN, Dokuz Eylül, Üniversitesi, Türkiye

**Yazışma adresi**

TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI  
P.K.464-Yenişehir, 06444 ANKARA  
Tlf: (312) 434 36 01 Faks: (312) 343 23 88  
www.jmo.org.tr  
e-posta:tmmobj-o @ tr-net.net.tr

**Correspondence address**

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey  
P O Box 464-Yenişehir, 06444 ANKARA  
Tlf: (312) 434 36 01 Faks: (312) 343 23 88  
www.jmo.org.tr  
e-mail:tmmobj-o @ tr-net.net.tr

# TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

*Geological Bulletin of Turkey*

Ocak 2000 Cilt 43 Sayı 1  
January 2000 Vol. 43 No 1

ISSN 1016-9164

## İÇİNDEKİLER CONTENTS

Kınık (Gördes) Çevresindeki Erken Miyosen Yaşlı Linyitli Çökellerin Küçük Memeli Biyokronolojisi: On Sonuçlar

*Small Mammal Biochronology of the Early Miocene Lignitiferous Sediments Around Kınık (Gördes): Preliminary Results*

.....E. ÜNAY, F. GÖKTAŞ 1

Simav grabeninin metalojenisi (İç-Batı Anadolu, Türkiye)

*Metallogeny of the Simav Graben (Inner-Western Anatolia, Turkey)*

.....V. OYGÜR, A. ERLER 7

Kalburçayırı (Kangal, Sivas) Linyit Yatağının Jeolojisi ve Blok Kriging Yöntemi ile Değerlendirilmesi

*Geology and Evaluation of Kalburçayırı (Kangal, Sivas) Lignite Basin by Block Kriging*

.....Ö. ŞEN, C. SARAÇ 21

Aladağ Birliği'nin Üst Devoniyen-Alt Triyas İstifi- nin Çökeltme Ortamları ve Hidrokarbon Kaynak Kaya Değerlendirmesi: Orta Toroslar, Türkiye  
*Depositional Environments and Hydrocarbon Source Rock Assessments of the Upper Devonian-Lower Triassic Sequence of Aladağ Unii: Central Taurus, Turkey*

T. Ş. YURTSEVER, B.GÜRÇAY, İ. H. DEMİREL 33

Marmara Denizi güneyinde Orta-Geç Miyosen Aluviyal Yelpaze Sisteminin Depolanma ve Fasi- yes Özellikleri

*Depositional and Facies Properties of The Middle- Late Miocene Alluvial Fan System*

.....M. ÖZDOĞAN, A. ŞAHBAZ, N. KAZANCI 59

Geç Kuvaterner (Holosen)'de İstanbul Boğazi Yolu ile Marmara Denizi-Karadeniz Bağlantısı Hakkında Yeni Bulgular

*New Findings On The Late Quaternary (Holocene) Marmara Sea-Black Sea Connection Via The Bosphorus Sea Way*

.....E. MERİÇ, İ.E. KEREY, N. AVŞAR, C.TUNOĞLU, G. TANER, S. KAPAN-YEŞİLYURT, İ. ÜNSAL, A. ROSSO 73

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özlere;  
GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology,  
Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, GEOBASE, BIOSIS'de yer almaktadır.

*Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:*  
GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation,  
Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstracts Mineralogical Abstracts, GEOBASE, BIOSIS.

**TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI**  
*Chamber of Geological Engineers of Turkey*



# Kınık (Gördes) Çevresindeki Erken Miyosen Yaşlı Linyitli Çökellerin Küçük Memeli Biyokronolojisi: Ön Sonuçlar

*Small Mammal Biochronology of the Early Miocene Lignitiferous Sediments Around Kınık (Gördes): Preliminary Results*

Engin ÜNAY Cumhuriyet Üniversitesi, Fen-Edebiyat Fakültesi Antropoloji Bölümü, 58140 Sivas  
Fikret GÖKTAŞ MTA Ege Bölge Müdürlüğü, 35042 Bornova-İzmir

## Öz

Kınık çevresindeki Neojen istifi, fluvial taban çakıltısı, gölsel Küçükderbent Formasyonu ve Sıdan Formasyonu kapsamındaki volkanitlerden oluşur. Küçükderbent Formasyonu'nun tabanındaki linyit horizonunda bulunan Kınık küçük memeli fosilleri Erken Miyosen yaşlıdır ve MN2 ve/ya da MN3 memeli zonunu temsil eder.

**Anahtar Kelimeler:** Biyokronoloji, Erken Miyosen, Kınık (Gördes), Küçük memeliler

## Abstract

*The Neogene sequence around Kınık consists, from base to top, of a fluvial basal conglomerate unit, the lacustrine Küçükderbent Formation and the volcanic rocks of the Sıdan Formation. The small mammals collected from the lignite horizon at the bottom of the Küçükderbent Formation suggest an Early Miocene age and correlation to the MN2 and/or MN3 mammal zones.*

**Key words:** Biochronology, Early Miocene, Kınık (Gördes), Small mammals

## GİRİŞ

Bu çalışma Maden ve Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüdüleri Dairesi koordinatörlüğünde yürütülen Menderes Masifi Maden Aramaları Projesi (1993) çalışmalarının bir parçasıdır.

Çalışmanın amacı, inceleme alanının Miyosen stratigrafisini belirlemek ve küçük memeli faunasına göre biyokronolojik sınıflama yapmaktır.

Küçük memeli fosilleri, Manisa ilinin Gördes ilçesine bağlı Kınık Köyü Aşağı Mahallesi'nin (ilgili pafta: Balıkesir J20-d3; 39°05048<sup>2</sup>N-28°11000<sup>2</sup>E) yaklaşık 1400 m GB'sında işletilen linyit horizonundan alınmıştır (Şekil 1).

İnceleme alanında (Şekil 2) karasal Neojen'e ilişkin öncel bir biyostratigrafi çalışması ya da biyokronoloji verisi bulunmamaktadır. Konak ve Akdeniz (1980), genel jeoloji amaçlı bölgesel çalışmalarında, inceleme alanının Miyosen litostratigrafisi ile dolaylı olarak ilgilenmişlerdir. Bulgu alanının yakın çevresindeki öncel stratigrafi çalışmalarının başlıcaları Gördes havzasında yoğunlaşmıştır. Kınık çökelleri, Gördes Miyosen havzasında tanımlanan zaman-kaya birimlerinin bölümsel eşleniklerini kapsar. Küçük memeli faunasının bulunduğu kömür horizonunu üstleyen gölsel çökel topluluğu, Yağmurlu'nun (1983, 1984) Gördes havzasında tanımladığı Küçükderbent Formasyonu'nun stratigrafik eşleniğidir. Yağmurlu (1983) ile Akgün ve Akyol'un (1987) Gördes

havzasındaki palinolojik incelemeleri, Küçükderbent Formasyonu'nun tabanını belgeleyen kömürlerin Orta Miyosen yaşlı olduğu sonucunu verir. Seyitoğlu ve diğerleri (1994) 'Eskihisar Sporomorf Topluluğu'nu (Benda,1971) kapsayan kömürlü çökel istifin 24.2±0.8-21.1 Ü.1 milyon yıldan genç, 18.4±0.8-16.3±0.5 milyon yıldan yaşlı olduğunu bildirirler.

Küçük memeli örnekleri Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Doğa Tarihi Müzesi'nde korunmaktadır.

## STRATİGRAFI

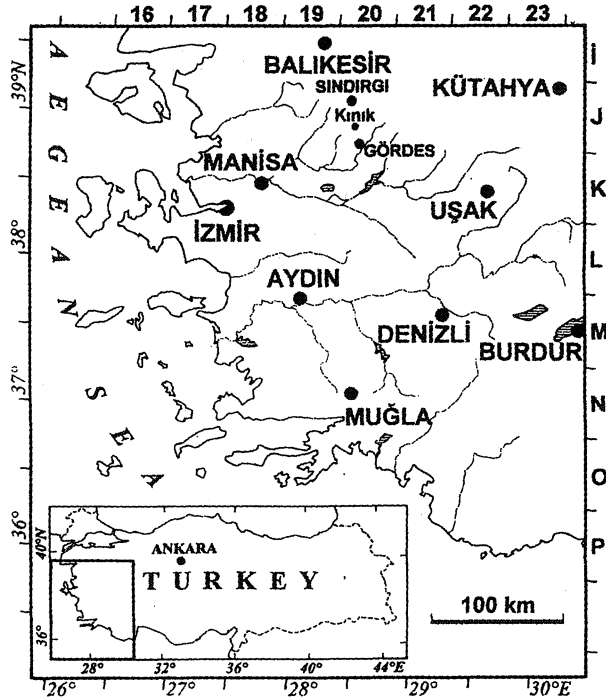
Kınık istifi, altta egemen olarak gölsel tortullardan, üstte volkanik kaya birimlerinden oluşur. Temel kayaları Geç Kretase **flis** fasiyesindeki 'Eydemirçay Formasyonu' (Konak ve Akdeniz, 1980) ile simgelenir (Şekil 3).

## Taban Çakıltısı Birimi

Örgülü akarsu kökenli çakıltısı-kumtaşı topluluğundan oluşan birim, bağlı stratigrafi konumu ve benzer sedimanter özelliklerine dayanılarak, Gördes havzasında tanımlanmış olan 'Ilıcak Üyesi' (Yağmurlu, 1983, 1984) ile korele edilebilir.

Kanal dolgusu çakıltısı kırmızımsı ya da yeşilimsi gri renkli, genellikle masif ve erozif tabanlı, ufak çakıl büyüklük sınırları içinde orta derecede pekişmiş, orta





Şekil 1. Kınık alanının yer buldum haritası  
Figure 1. Location map of the Kınık area

boylanmış ve tane destekli paketlenmiştir. Genellikle yarı yuvarlanmış ve yuvarlanmış olan çakıllar ile kaba-çok kaba kum boylu ara gerecin hemen tümü 'Eydemirçay Formasyonu'ndan (Konak ve Akdeniz, 1980) türemiştir. Kumtaşı kırmızımsı ve yeşilimsi gri renkli, genellikle masif, yersel çapraz katmanlı, orta ile iyi arası pekişmiş, olağan olarak ufak çakıl ve çakılcıklı, orta boylanmış ve tane desteklidir. Kaya türü bileşenleri çakıltaşının aynıdır.

Birim temeli simgeleyen Eydemirçay Formasyonu üzerine açılı uyumsuzlukla gelir. Küçükderbent Formasyonu birimi transgresif aşmayla örter.

#### Küçükderbent Formasyonu

Birim görsel kireçtaşı ve karbonatlı kıltaşı-silttaşı topluluğu ile simgelenir; kumtaşı, bitümlü şeyi, çamurtaşı, tuf ve taban kesiminde linyit aradüzeyleri kapsar. Birim ilk kez Uşak çevresinde Ercan ve diğ. (1978) tarafından tanımlanmış ve Yağmurlu (1983,1984) tarafından aynı stratigrafi aşamasında incelenmiştir.

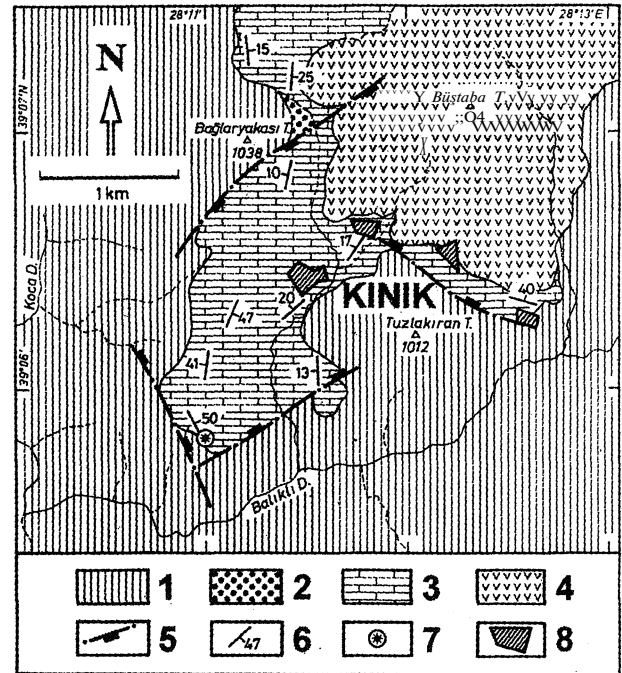
Kireçtaşı sarımsı gri renkli, ince-orta düzgün katmanlı, değişen oranlarda kumlu ve killidir. Karbonatlı kıltaşı ve silttaşı sarımsı ve yeşilimsi gri renkli, düzgün ince katmanlı ve ince-kalın lam inalı ve lamina düzlemleri boyunca yardımcıdır. Çamurtaşı sarımsı ve yeşilimsi gri renkli, ince-orta masif katmanlı, iyi pekişmiş ve değişen oranlarda karbonatlıdır. Bitümlü şeyi genellikle yeşilimsi gri renkli, ince laminalı ve lamina düzlem-

lerinde düzgün yardımcıdır; seyrek ara düzeyler oluşturur. Tuf genellikle sarımsı gri renkli, felsik bileşimli, tane destekli ve zayıf pekişmiştir. Kumtaşı yeşilimsi gri renkli, epiklastik bileşimli ve yersel tüflü, orta ile çok kaba arası taneli, tane destekli ve genellikle masiftir. Birimin taban kesiminde yer alan linyit horizonu, yüksek organik maddeli çamurtaşı ve karbonatlı silttaşı ara düzeyleri ile bölünmüş, 10-110 cm arasında değişen kalınlıklarda linyit damarlarından oluşur. Küçük memeli örnekleri işletilen damarın hemen üzerindeki killi ve sütü linyit aradüzeyinden alınmıştır. Büyük memeli kalıntıları kıtır.

Birim taban çakıltaşını aşarak temel kayalarına yasanır. Sıdan Formasyonu'nun dasitik tüfleri birimi uyumsuz olarak üstler.

#### Sıdan Formasyonu

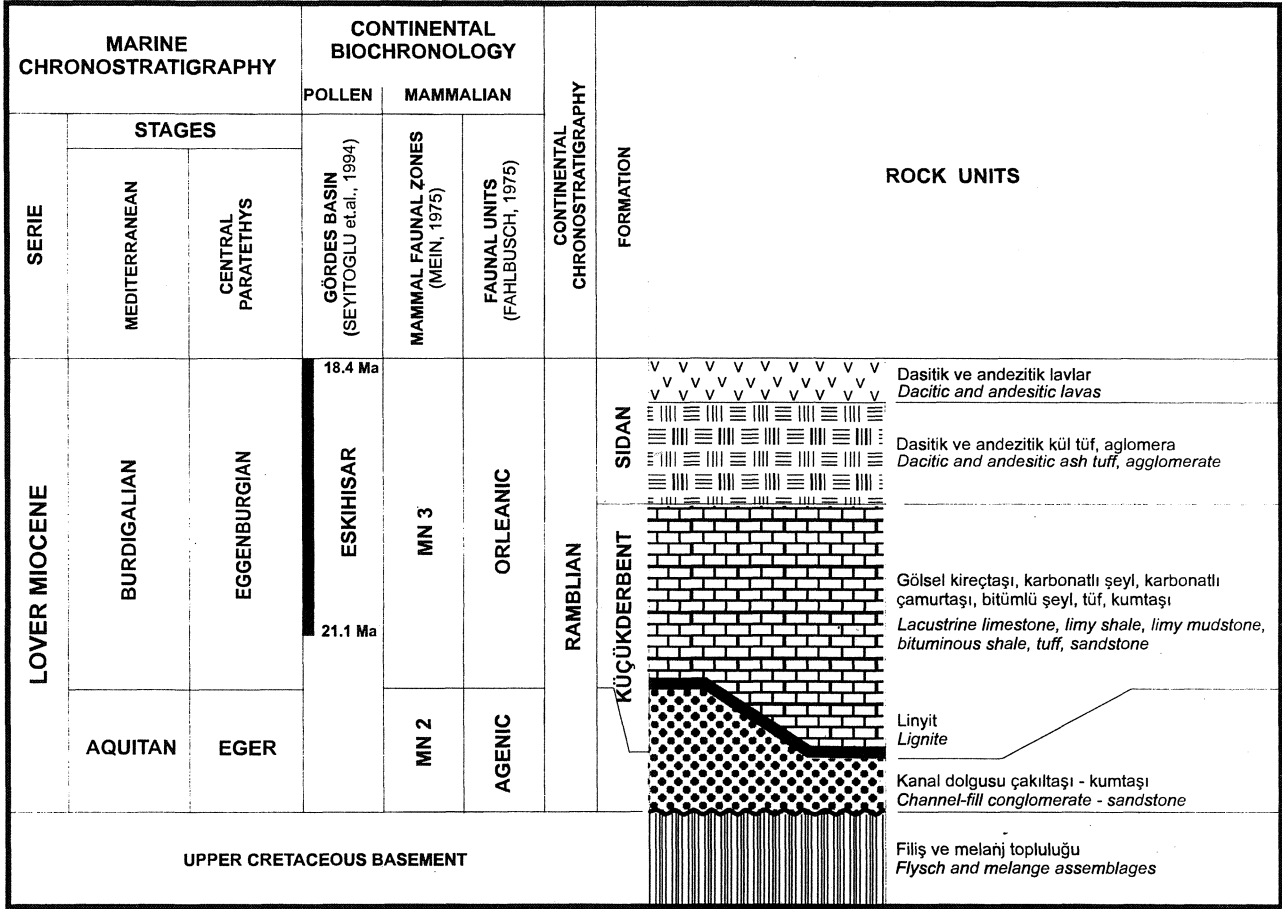
İnceleme alanının yakın çevresinde, riyoalit, riyodasit, dasit, andezit bileşimli tuf ve lav topluluğundan oluşan birim, ilk olarak, Konak ve Akdeniz (1980) tarafından



Şekil 2. Kınık alanının jeoloji haritası (Konak ve Akdeniz.. 1980'den değiştirilerek). 1) Üst Kretase temel, 2) taban çakıltaşı birimi, 3) Küçükderbent Formasyonu, 4) Sıdan Volkanitleri, 5) varsayılmış normal fay, 6) eğim ve doğrultu, 7) bulgu lokalitesi, 8) yerleşim yeri

Figure 2. Geological map of the Kınık area. 1) Upper Cretaceous basement, 2) basal conglomerate unit, 3) Küçükderbent Formation, 4) Sıdan Volcanics, 5) suggested normal fault, 6) strike and dip of beds, 7) Kınık locality, 8) inhabited area.

## KINIK MEMELİ BİYOKRONOLOJİSİ



Şekil 3. Kınık çevresindeki kaya birimlerinin geliştirilmiş stratigrafi kesiti  
 Figure 3. Generalized stratigraphic section of the rock units around Kınık

tanımlanmıştır. Birim, inceleme alanında, altta dasit ve andezit bileşimli tüfler, üstte andezit bileşimli lav stokları ile simgelenir.

Küçükderbent Formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelen tüfler, lav topluluğu tarafından kesilir ve örtülür.

### PALEONTOLOJİ

Kınık küçük memeli fosilleri Küçükderbent Formasyonu'ndaki bir linyit galerisinden bulunmuştur. İlk koleksiyon, Kınık-1 faunası, linyitlerin doğrudan üstünde bulunan linyitli killerden elde edilmiştir. İkinci koleksiyon, Kınık-2 faunası, aynı lokalitedeki paşalardan derlenmiştir. Kınık-1 ve Kınık-2 faunaları fauna bileşimi yönünden farklıdır;

#### Kınık-1

Ön fauna listesi:  
 Cricetodon aff. verstegii  
 Cricetodon sp.

Deperetomys n.sp.  
 Megacricetodon cf. prim itivus  
 "Lartetomys" sp.  
 "Spanocricetodon" sp.  
 Eumyarion sp. I  
 Eumyarion sp. II  
 Debruijnina sp.  
 Microdyromys cf. koenigswaldi  
 Vasseuromys sp.  
 Spermophilinus aff. bredai  
 Galerix aff. saratji  
 Talpidae gen et sp. indet  
 Ochotonidae gen. et sp. indet

#### Tartışma ve Yaş:

Küçük memeli fosilleri Kınık lokalitesinin yaşının Erken Miyosen olduğu konusunda tartışma götürmez. Ancak, Kınık küçük memeli topluluğu fauna bileşimi

bakımından Doğu Akdeniz Bölgesi'nden tanımlanmış hiç bir Erken Miyosen faunasına benzemediğinden, bu topluluğu Erken Miyosen'in MN zonlarından birine kesin olarak yerleştirmek oldukça güçtür. Bununla birlikte, Kınık faunasında ayrıntılı sistematik belirlemelerin yapıldığı ve/ya da biyokronojik değeri olan taksonlar dikkate alındığında aşağıdaki değerlendirme yapılabilir: *Cricetodon* aff. *verstegii* M1 ve M2 si üç köklüdür ve morfolojik olarak en fazla MN1 zonuna yerleştirilmiş (De Bruijn et al, 1993 ) Kılçak türüne benzer ancak, ondan %20 oranda büyüktür. *Deperetomys* n.sp boy bakımından Kılçak ve Harami (MN2, de Bruijn ve Saraç, 1991) *Deperetomys*'leri arasındadır; ancak morfolojik olarak bu iki türden daha evrimsel görünmektedir. Bu tür *Deperetomys* hagni'den (MN 7/8, De Bruijn et al, 1993) çok-daha küçüktür ve morfolojik olarak daha ilkeldir. *Megacricetodon* dişleri boy ve morfolojik olarak M. prim iti vus türünün özelliklerine uyar. Bu tür MN 4 memeli zonü faunalarının elemanıdır (Freudenthal, 1963, Daams ve Freudenthal, 1988, ve Klein Hofmeijer ve De Bruijn, 1988); ancak MN3 zonuna yerleştirilen Keseköy'den de bilinmektedir. Küçük boylu *Eumyarion* sp.'nin dişleri taç yüksekliği bakımından Keseköy (De Bruijn et al, 1992) ve Harami *Eumyarion* türleri arasındadır. "*Lartetomys*" sp. ve "*Spanocricetodon*" sp. Kılçak'daki (MN1) "*Lartetomys*" sp. ve "*Spanocricetodon*" sp. ile benzerlik gösterir (K.Theocharopoulos, sözlü görüşme). *Debruijnina* sp. Keseköy'den tanımlanan *Debruijnina* arpatı'dekilerden (Ünay, 1996) daha yüksek taçlı dişleri, anterokon'un gelişimi ve bu durumun M1'de yol açtığı ön-arka daralma nedeniyle evrimsel olarak daha gelişkindir ve MN4 memeli zonuna yerleştirilen Söke *Debruijnina*'sına (Ünay ve Göktaş baskıda) yakındır. *Spermophilinus* dişlerinin ölçüleri ise *S. bredai* grubunun varyasyon alanı içindedir (de Bruijn, 1995). Görüldüğü gibi, yukarıda sözü edilen kemiricilerin toplam yaş kongağı MN2 ile MN4 memeli zonlarını kapsar (*S.aff.bredai* hariç). İlk görünümünü MN4'de yapan *Anomalomys*'in Kınık faunasında bulunmayışı ve Anadolu'daki MN1 faunalarının *Metamys* ve *Muhsinia*, MN2 faunalarının iki *Eumyarion* türü ve MN3 faunalarının *Cricetodon*, *Megacricetodon* egemen faunaları olduğu dikkate alınır-sa Kınık-1 lokalitesi için en uygun memeli zonu olarak MN3 önerilebilir.

#### *Kınık-2*

Ön fauna listesi:

*Steneofiber* cf. *eseri*

*Cricetodon* n.sp.

*Cricetidae* gen. et sp. indet

*Eumyarion* sp. 1

*Eumyarion* sp. 2

?*Glis* sp.

#### Tartışma ve Yaş:

Kınık-2 materyali 13 dişten oluşmasına karşın oldukça çeşitlenmiş bir fauna gösterir. *Steneofiber* eseri MN2 faunalarından bilinir (De Bruijn ve diğ., 1992). *Cricetodon* Kılçak'tan bulunan *C. verstegii* türünden biraz daha büyüktür. *Cricetidae* gen. et sp. indet *Inkonak*'tan (MN 1, De Bruijn ve diğ., 1992,) tanımlanan ve Kargı'da bulunan *Muhsinia* emsine benzer. *Eumyarion* türlerinden biri *E. carbonicus*'a (De Bruijn ve Saraç, 1991) uyar. İkinci *Eumyarion* türü ise çok ilkel bir morfolojiye sahiptir. Fauna bu görünümüyle MN2 memeli zonunu yansıtmaktadır.

#### SONUÇLAR

Kınık istifi taban çakıltası birimi, gölsel Küçük-derbent Formasyonu ve Sidan Formasyonu'nun volkanitlerinden oluşur. Küçükderbent Formasyonu'nun tabanındaki linyit horizonunda bulunan Kınık küçük memeli fosillerine göre, formasyonun tabanı Erken Miyosen olarak yaşlandırılabilir. Memeli zonlamasına göre ise, Kınık-1 faunası MN3, Kınık-2 faunası MN2 zonlarına yerleştirilebilir. Aynı linyit galerisinden bulunan iki Kınık küçük memeli fauna topluluğu arasındaki beklenmedik bileşim farklığını eldeki sınırlı materyalle açıklamak güçtür. Ancak, büyük bir olasılıkla her iki Kınık fauna topluluğu da yaklaşık olarak aynı düzeyden gelmektedir. Dolayısıyla, gözlenen fauna bileşim farklılığının yaş değil, biyotop kaynaklı olduğu önerilebilir.

#### KATKI BELİRTME

Engin Ünay Hans de Bruijn'le yaptığı Kınık küçük memeli fosilleriyle ilgili tartışmalarından çok yararlanmıştı. Gerçek Saraç ve Emin Gürsoy'a katkılarından dolayı teşekkür ederiz.

#### EXTENDED SUMMARY

The Neogene sequence around Kınık consists, from bottom to top, of fluvial basal conglomerate, the lacustrine Küçükderbent Formation and the volcanics of the Sidan Formation. The basal conglomerate consists of gravelstones and sandstones that are interpreted as braided river origin. The limestone, limy claystone-siltstone assemblage of the Küçükderbent Formation overlying the conglomerate conformably was formed in a lake environment. This unit contains sandstones, bituminous shales, mudstones, tuffs and lignites at the bottom. The Sidan Formation consists of a rhyolite, rhyodasite, dacite, andesitic tuff and lava association and overlies the Küçükderbent Formation unconformably.

The small mammals described below come from the lignites of the Küçükderbent Formation. The original collection (Kınık-1) has been obtained from the lignitic clay directly on top of the lignite exploited in the Kınık mine situated 1400 m SW of Aşağı Mahalle of Kınık Village. The second collection (Kınık-2) comes from the dump of this mine. The two small mammal assemblage from Kınık 1 and 2 are different in faunal composition.

## KINIK MEMELİ BİYOKRONOLOJİSİ

The Kinik-1 fauna contains *Cricetodon* aff. *versteegi*, *Cricetodon* sp., *Deperetomys* n.sp., *Megacricetodon* cf. *primitivus*, "*Lartetomys*" sp., *Eumyarion* sp.I, *Eumyarion* sp.II, *Debruijnia* sp. *Microdyromys* cf. *koenigswaldi*, *Vasseuromys* sp., *Spermophilinus* aff. *bredai*, *Galerix* aff. *saratji*, *Talpidae* gen. et sp. indet and *Ochotonidae* gen. et sp. indet. This assemblage is sufficiently characteristic to assign it to the Early Miocene. Assignment of this fauna to an MN zone is not possible: *Cricetodon* aff. *versteegi* is larger than *C.versteegi* from its type locality Kılçak (MN1), *Deperetomys* n.sp. is intermediate in size between *D. Anatolicus* from Kılçak and *D. Intermedius* from Harami (MN2) and morphologically more evolved than both of these species. *M. primitivus* is known from many MN4 faunas in Europe. It also exists in the MN3 of Keseköy *Debruijnia* sp. is more evolved than *Debruijnia arpati* from Keseköy and close to the one from Söke (MN4). The size of *Spermophilinus* is within the variation of *S. bredai*. Apart from *S. bredai* the combined range of the time significant rodent taxa from Kinik covers MN2-MN4. The absence of *Anomalomys* which makes its first appearance in the MN4 faunas and the presence of *M. primitivus* which is known in the MN3 of Keseköy suggests that this fauna fits MN3 best.

The Kinik-2 fauna contains *Steneofiber* cf. *eseri*, *Cricetodon* n.sp., *Cricetidae* gen. et sp. indet, *Eumyarion* sp.I, *Eumyarion* sp. II and ?*Glis* sp.. *S. eseri* and is known many European MN2 faunas. *Cricetodon* n.sp. is larger than *C. Versteegii* from Kılçak. One of the *Eumyarion* species is close to *E. carbonicus* and the other has a very primitive morphology. *Steneofiber eseri* suggests correlation to the MN2 for the Kinik-2 collection.

The unexpected difference in composition between the two assemblages from the same mine cannot be explained satisfactorily on the basis of the limited material available. Since both Kinik assemblages probably come from about the same level we suppose that the differences observed are biotope induced and do not result from the difference in age.

### DEĞİNİLEN BELGELER

- Akgün, F. ve Akyol, E., 1987. Akhisar (Çitak) Çevresi Kömürlerinin Palinolojik İncelemesi, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, C.30, 35-50.
- Benda, L., 1971. Principles of the palinologic subdivision of the Turkish Neogene. Newsletters on Stratigraphy. 1(3), 23-26.
- De Bruijn, H. ve and Saraç, G., 1991. Early Miocene rodent faunas from the eastern Mediterranean area. Part I. The genus *Eumyarion*. Proceedings of Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, 94(1), 1-36.
- De Bruijn, H.de, Daams, R., Daxrier-Hock, G., Fahlbusch, V., Ginsburg, L., Mein, P.ve Morales, J. with the contribution of Heizman, E., Mayhew, d. F.,vander
- Meulen, A., J., Schmidt - Kittler, N. ve Antunes, T, 1992. Report of the RCMNS working group on fossil mammals, Reisenburg 1990. Newsletters on Stratigraphy 26(2/3), 65-118.

- De Bruijn, H. de, Ünay, E., van den Hoek Ostende, L. ve Saraç, G., 1992. A new association of small mammals from the Lowermost Lower Miocene of Central Anatolia. *Geobios*, 25(5), 651-670.
- De Bruijn, H. de, Fahlbusch, V, Saraç, G. ve Ünay. E.. 1993. Early-Miocene rodent faunas from the eastern Mediterranean area. Part III. The genera *Deperetomys* and *Cricetodon* with a discussion of the evolutionary history of the *Cricetodontini*. Proceedings of Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen 96 (2), 151-216.
- De Bruijn, H.de, 1995. The Vertebrate Locality Maramena (Macedonia, Greece) at the Turolian-Ruscinian Boundary (Neogene). *Sciuridae, Petauristidae and Eomyidae (Rodentia, Mammalia)*. Münchener Geowissenschaftliche Abhandlungen A, 28, 87-102.
- Daams, R. ve Freudenthal, M., 1988. *Megacricetodon (Cricetidae)* from the Aragonian and lower Vallesian of the Calatayud-Teruel Basin. *Scripta Geologica., Spec. Issue* 1,39-132.
- Ercan, T., Dinçel, A., Günay, B. ve Türkecan, A., 1978. Uşak Yöresindeki Neojen Havzalarının Jeolojisi, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni C. 21, 2, 97-106.
- Freudenthal, M. 1963. Entwicklungstufen der Miozan *Cricetodontinae (Mammalia, Rodentia)* Mittelspaniens und ihre Stratigraphische Bedeutung. *Beaufortia*. 10,119,51,157.
- Klein Hofmeijer, G. ve De Bruijn, H. de, 1988. The mammals from the Lower Miocene of Aliveri (Island of Evia, Greece). Part.8: The *Cricetidae*. Proceedings of Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen B 91 (2), 185-204.
- Konak, N. ve Akdeniz, N. 1980. Akhisar, Gölarmara, Gördes, Sındırgı dolaylarının jeolojisi, MTA Derleme No. 6916 (Yayımlanmamış).
- Yağmurlu, E., 1983. Akhisar doğusu Neojen topluluğunun jeolojisi ve kömür potansiyeli, Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Ens., Doktora Tezi, 217s., (yayımlanmamış).
- Yağmurlu, E., 1984. Akhisar doğusunda kömür İçeren Miyosen tortullarının stratigrafisi, depolanma ortamları ve tektonik özellikleri, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 27,3-20.
- Seyitoğlu, G., Benda, L. ve Scott, T. B., 1994. Neogene palinological and isotopic age data from Gördes Basin. *West Turkey. Newsletters on Stratigraphy*. 31. 3. 133-142.
- Ünay, E., 1996: On fossil *Spalacidae (Rodentia)*. The evolution of Western Eurasian Neogene Mammal Faunas. *Bernor, R.L., Fahlbusch, V., Mittman. W.* Columbia University Press kitabı içinde. 246-252.
- Ünay, E. ve Göktaş, E., 1999. Söke Havzasının geç Erken Miyosen ve Kuvaterner yaşlı küçük memelileri: ön sonuçlar. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 42(2) 99-115.

**Makalenin geliş tarihi: 15.04.1999**

**Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 04.09.1999**

*Received: April 15, 1999*

*Accepted: September 04, 1999*





## Simav grabeninin metalojenisi (tç-Batı Anadolu, Türkiye) *Metallogeny of the Simav Grab en (Inner-Western Anatolia, Turkey)*

Vedat OYGÜR MTA Genel Müdürlüğü, Maden Etüt ve Arama Dairesi, Ankara 06520

Ayhan ERLER Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara 06531

### Öz

Simav Grabeni boyunca görülen çok sayıdaki cevherleşme, Batı Anadolu'nun jeotektonik gelişiminde hüküm sürmüş olan iki ana tektono-magmatik dönemle ilgili olarak oluşmuştur. Paleo-tektonik dönemde egemen olan sıkışma rejiminin etkisiyle BKB-DGD uzanımlı sağ yanallı Simav Fayı oluşmuştur. Yörede görülen damar tipi mezotermal Pb-Zn-Cu cevherleşmeleri, bu dönemde, olasılıkla plütonların mafik daykalarıyla ilişkili olarak Simav Fayına yarı paralel kırıklar içerisine yerleşmiştir. Pliyosen başlarında sıkışmalı tektonik rejimin genişlemeli rejime dönmesiyle bölgede Neo-tektonik dönem başlamıştır. K-G yönlü genişlemenin etkisiyle Simav Fayının yatay bileşeni etkinleşerek Simav Grabeni oluşmuştur. Graben gelişiminin daha sonraki evrelerinde, K-G yönlü transfer fayları ana graben fayını kesmiştir. Graben boyunca görülen çok sayıdaki epitermal cevherleşme, bu transfer fayları üzerinde oluşmuştur. K-G gidişli faylar, daha önce oluşmuş baz metal damarları üzerine binen epitermal cevherleşmeler için de depolanma yerleri olmuştur. Graben boyunca görülen, Ilıcalar'daki (Gediz) güncel sinter çökeli ve Simav çevresindeki sıcak su çıkışları bu epitermal etkinliğin günümüzdeki eşdeğeri. Epitermal cevherleşmeler, granitoidlerin son evresindeki porfiri daykalarıyla ilişkili olabilir.

**Anahtar Sözcükler:** Batı Anadolu, Epitermal, Metalojeni, Mezotermal, Porfiri, Simav Grabeni,

### Abstract

Several mineralizations occurring along the Simav Graben were formed in associations with two principal tectono-magmatic periods dominated in the geotectonical development of the Western Anatolia. The dextral strike-slip Simav Fault trending WNW-ESE was formed by the compressive tectonic regime prevailed in the paleo-tectonic period. Vein-type Pb-Zn-Cu mineralizations which are observed in the region were deposited within the fractures sub-parallel to the Simav Fault, possibly associated with mafic dykes of the plutons in this period. The neo-tectonic period started in the region as the compressive tectonic regime changed to extensional regime in the very beginning of Pliocene. Simav Graben was formed due to the activation of the lateral component of the Simav Fault by N-S extension. Transfer faults trending N-S cut the main graben fault during the later stages of the graben development. Epithermal mineralizations occurred along the graben were formed along such transfer faults. N-S trending faults in the region also form deposition sites for the epithermal mineralizations overprinting the base-metal veins formed previously. The present-day sinter precipitation at Ilıcalar (Gediz) and hot-springs in the vicinity of Simav along the graben are the recent equivalents of this epithermal activity. The epithermal mineralizations are associated with the porphyry dykes in the late stage of the granitoids.

**Key Words;** Western Anatolia, Epithermal, Metallogeny, Mesothermal, Porphyry, Simav Graben

### GİRİŞ

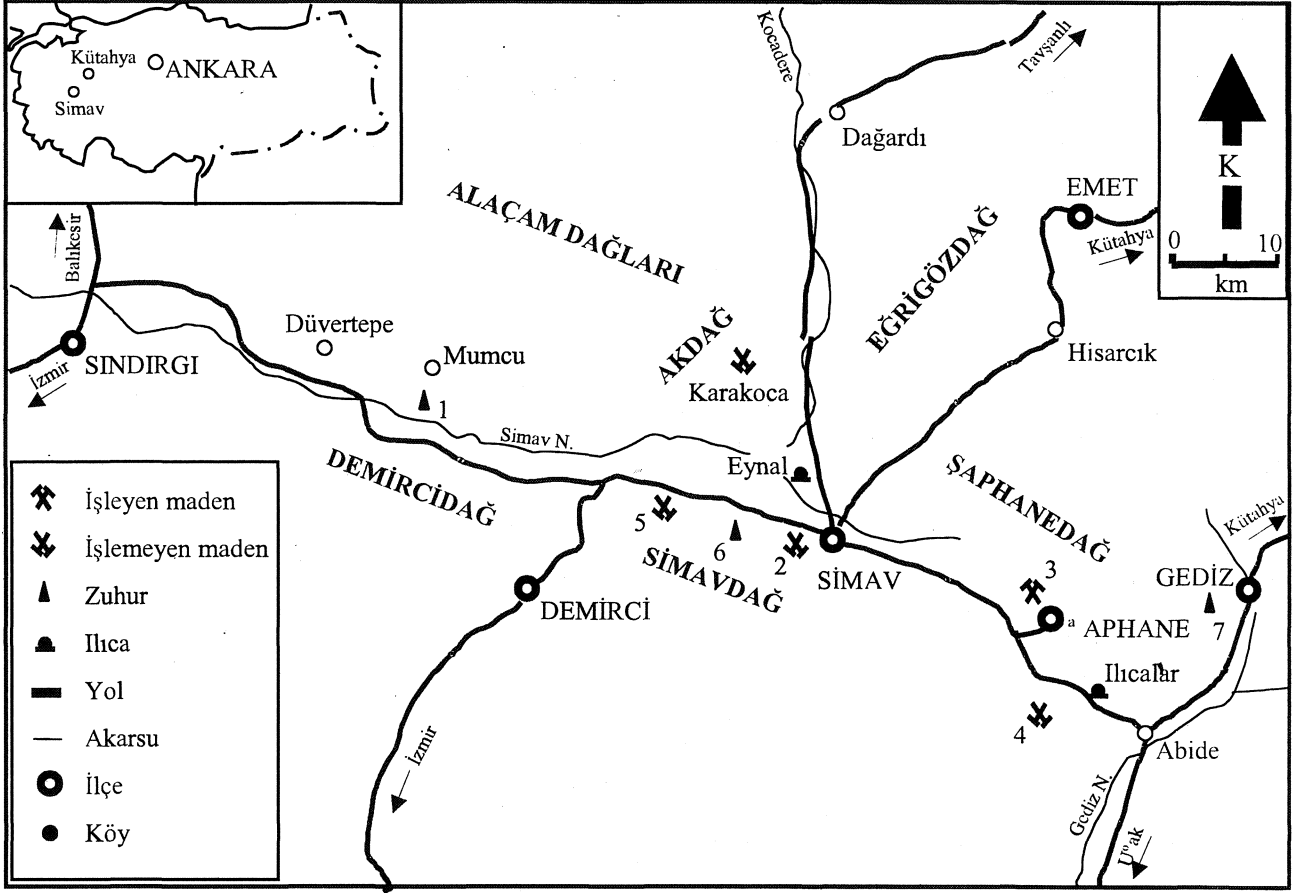
Çalışma sahası, Batı Anadolu'nun iç kesimlerinde, Balıkesir ili Sındırgı ilçesi Mumcu köyü ile Kütahya ili Gediz ilçesi Abide köyü arasında Simav Grabeni boyunca yer alır (Şekil 1). Simav Grabeni, yaklaşık 150 km uzunluğunda ve BKB-DGD yönünde uzanan bir çöküntü ovalıdır. Grabeni, güneyden Simavdağ, kuzeyden ise Akdağ sınırlanır.

Simav bölgesi jeolojisinin çeşitli yönleri, çok sayıda çalışmaya konu olmuştur. Simav Grabeni'nin jeolojisi üzerine ilk çalışma Zeschke (1954) tarafından yapılmış ve onu Holzer (1954) izlemiştir. Dora (1969) Akdağ granit topluluğunu, Öztunalı (1973) Eğrigöz granit topluluğunun petrolojisi ve jeokronolojisini, Uz (1973, 1985) ise Akdağ Masifi'ni oluşturan metamorfik ve gra-

nitik kayaların petrojenezini ve kökenini araştırmıştır. Akdeniz ve Konak (1979 a,b) Simav çevresindeki metamorfik kayaları, Gün ve diğerleri (1979) Simav Grabeni doğusundaki Neojen havzalarını ve Konak (1982) grabenin güney bloğundaki metamorfiklerin evrimini incelemiştir. Ercan ve diğerleri (1982), Simav bölgesindeki Senozoyik yaşlı volkanik kayaların kimyasal bileşimini ve kökenini araştırmıştır.

Gawlik (1960), Gümüş (1964), Dora (1965) ve Erler (1979) Simav Grabeni kuzey bloğunda yer alan Karakoca kurşun-çinko yatağını incelemiştir. Beer (1964) ve Ergün (1965), Şaphane alunit yatağının etüdünü yapmışlardır. Köksoy ve İleri (1979), grabenin doğu ucundaki Gediz Ilıcaları ile antimuan yatakları arasındaki ilişkiyi araştırmıştır. Taşkın (1978), Ahmetli köyü yakınındaki ve graben fayı üzerindeki antimuan zuhu-





**Şekil 1.** Çalışma sahası yer buldum haritası. Epitermal cevherleşmeler: 1-Mumcu, 2- Değirmenciler, 3-Şaphane, 4-Körkuyu; Mezotermal cevherleşmeler: 5-İnkaya, 6-Arpaçukuru, 7-Pınarbaşı.

**Figure 1.** Location map of the studied area. Epithermal mineralizations: 1-Mumcu, 2-Değirmenciler, 3-Şaphane, 4-Körkuyu; Mesothermal mineralizations: 5-İnkaya, 6-Arpaçukuru, 7-Pınarbaşı.

runu incelemiştir. Eynal ılıcalarını inceleyen Yücel ve diğerleri (1983), jeotermal etkinliğin, graben tektoniği ile ilişkili olduğunu belirtmişlerdir. Şener ve Gevrek (1986), jeotermal etkinlik sonucu bölgede oluşan hidrotermal alterasyon zonları üzerinde çalışmıştır. Elmacı ve Sevgil (1988), Mumcu köyündeki kaolinit yatağını incelemiştir. Larson ve Erler (1992, 1993), Batı Anadolu'daki antımuhan-civa cevherleşmeleri ve altın potansiyeli bağlamında Gediz ılıcalarını araştırmıştır.

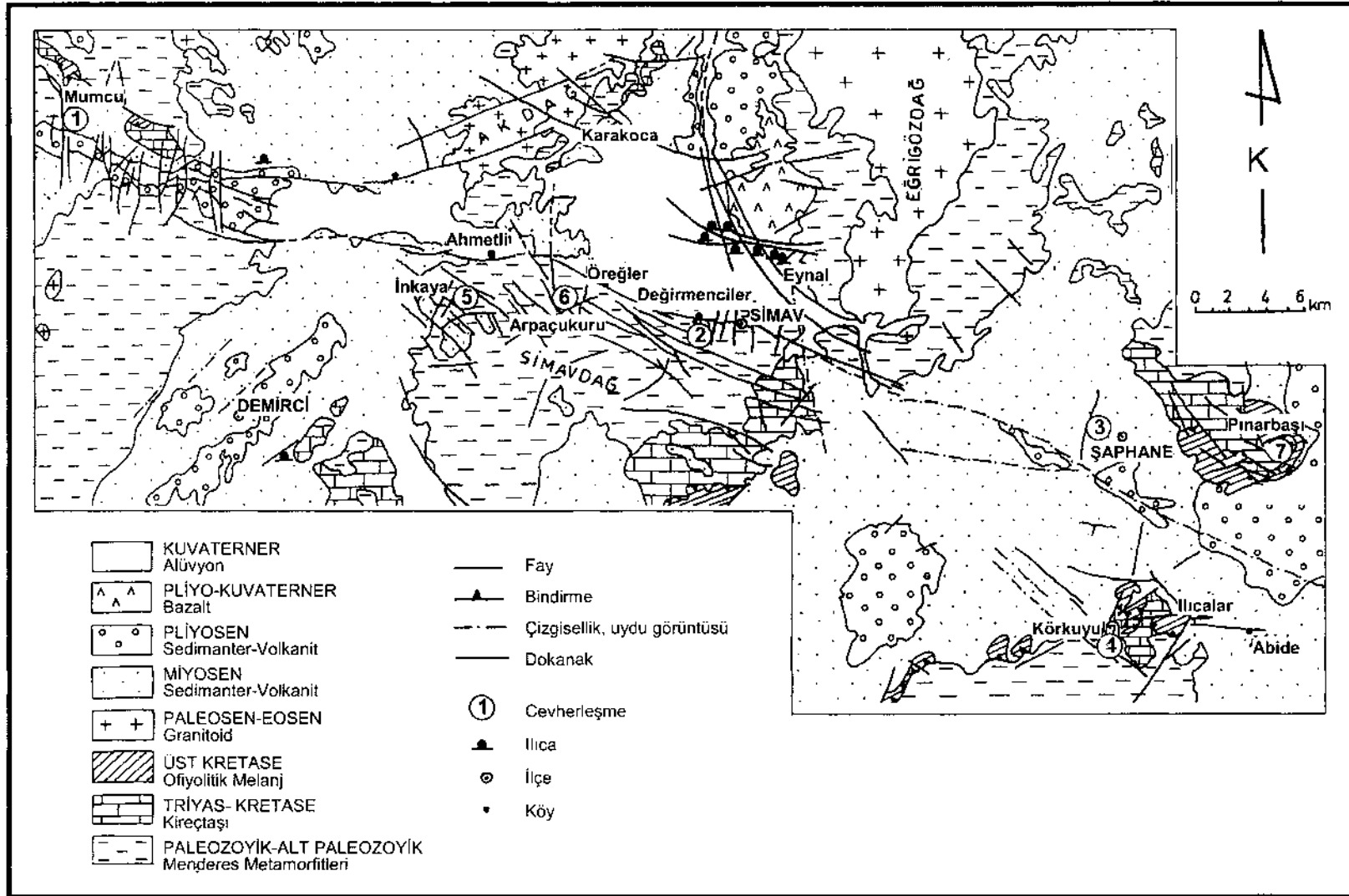
Bu çalışmanın amacı, Simav Grabeni boyunca cevherleşmelerin yerleşmesi, tektonik ve mağmatizma arasındaki ilişkilerden oluşan metalojenik özellikleri incelemektir. Bu çalışma sırasında, Akdeniz ve Konak (1979b) ile Gün ve diğerleri (1979) tarafından yapılmış jeoloji haritaları esas alınmıştır. Bu haritalar, cevherleşme yörelerinde yeniden gözden geçirilmiştir. Mineralojik ve kimyasal analizler MTA laboratuvarlarında yapılmıştır. Bölgesel denetirne-leri kolaylaştırmak bakımından, bu çalışmada Akdeniz ve Konak'ın (1979b) adlanması kullanılmıştır.

## JEOLJİK KONUM

Simav Grabeni, çalışma sahasını belirgin litolojilerin görüldüğü iki parçaya ayırır (Şekil 2). Güney blokta, metamorfik kayalar egemendir. Kuzey bloğun doğu kesiminde metamorfik ve plütonik kayalar yüzeylerken, batı bölümünde volkanitler ve metamorfikler görülür.

## Menderes Masifi Metamorfikleri

Menderes Masifi'nde gözlenen metamorfiklere ait kayalar, çalışma sahasındaki kaya birimlerinin tabanını oluşturur (Akdeniz ve Konak, 1979a; Konak, 1982). Tabandan tavana doğru gnayslar ve şistlerden ibarettir. Gnayslar, migmatitler ve biyotitli gnayslardan oluşur. Formasyonun üst seviyelerinde, bantlı bir görünüm sunan mermer mercekleri yüzeyler. Arazi verilerine göre, bu birimlerin yaşı Paleozoyik öncesi olarak kabul edilmiştir (Akdeniz ve Konak, 1979b).



**Şekil 2.** Çalışma sahası jeoloji haritası. Oygür'den (1997a) sadeleştirilmiştir. Epitermal cevherleşmeler: 1-Mumcu Au-Hg, 2- Değirmenciler Sb, 3-Şaphane Alunit, 4-Körkuyu Sb-İlg; Mezotermal cevherleşmeler: 5-İnkaya Cu-Pb-Zn, 6-Arpaçukuru Pirit, 7-Pınarbaşı Cu-Mo.

**Figure 2.** Geological map of the studied area. Simplified from Oygür (1997a). Epithermal mineralizations: 1-Mumcu Au-Hg, 2-Değirmenciler Sb, 3-Şaphane Alunite, 4-Körkuyu Sb-Hg; Mesothermal mineralizations: 5-İnkaya Cu-Pb-Zn, 6-Arpaçukuru Pyrite, 7-Pınarbaşı Cu-Mo.

Gnaysların üzerinde yer alan şistler, yeşil şist fasiyesinde metamorfizm a geçirmiş kayaç birimlerinden ibarettir. Akkök (1983) şistlerin gnaysları tektonik olarak örtüğünü ileri sürdüğü halde, Akdeniz ve Konak (1979a) ve Şengör ve diğerleri (1984) şistlerin gnaysları uyumsuz olarak örtüğünü ileri sürmüşlerdir. Konak'a (1996) göre, şistler, gnayslar üzerine bindirmiş bir napı temsil ederler.

Şistler, aşağıdan yukarı doğru, orta kesimlerinde metamafik-metaultramafik seviyeler bulunan kuvars-muskovit şistler, bantlı bir yapı arz eden albit, klorit, muskovit ve serizit şistler, ve bunlarla hem yanal hem de düşey geçişli mermerler ile temsil edilir. Bu metamorfik birimler Triyas yaşlı kırıntılılar tarafından örtüldüğünden, şistlerin yaşı Paleozoyik olarak kabul edilmektedir (Akdeniz ve Konak, 1979b).

#### **Budağan Kireçtaşı**

Bol ve iyi yuvarlanmış kuvars çakılları içeren bir konglomera seviyesiyle başlayan birim, metamorfite uyumsuz olarak örter. Akdeniz ve Konak (1979b) ve Konak (1982), fosil içeriğine göre birime Resiyen-Moriyen ile Senomaniyen yaş aralığını verirler. Bununla birlikte, Kaya'ya (1972) göre, birimin yaşı Maastrichtiyendir.

#### **Dağardı Melanjı**

Birim, çamurtaşı, radyolarit, kireçtaşı, tüfit ve peridotit kütlelerinin düzensiz karışımından ibarettir. Kendisinden yaşlı tüm birimleri tektonik olarak örter ve Budağan kireçtaşı dilimleri tektonik olarak melanjın içine yerleşmiştir (Konak, 1982). Dağardı Melanjı, Düvertepe ve Akhisar ilçesi Başlanmış köyü yakınlarında Eosen yaşlı çökeller tarafından uyumsuzlukla örtülür (Akdeniz, 1980). Bu verilere göre, Dağardı Melanjının yerleşim yaşı Üst Kretase ile Eosen arasında olmalıdır.

#### **Simav Granitoidleri**

Simav yöresinde, önceki çalışmalar sırasında ayrıntılı olarak incelenmiş olan (Bürküt, 1966; Dora, 1969; Öztunah, 1973; Uz, 1973; Ataman ve Bingöl, 1978; Bingöl ve diğ., 1982) Eğrigöz ve Akdağ plütonları metamorfite belirgin olarak etkilemişler ve dokanalarında, kısmen skarn zonları oluşmuştur. Graben boyunca yer alan Öreğler, Gediz Ilıcaları ve Pınarbaşı plütonitleri ilk kez Oygür (1997a) tarafından haritalanmış ve etüt edilmiştir.

Simav granitoidleri, granodiyorit ve monzogranitten oluşan kalk-alkalin ve kuvars monzodiyorit ve kuvars diyoritten oluşan alkalin bileşimli iki plüton dizisi halinde bütün petrojenetik ayırtlama diyagramlarında birbirlerinden tümüyle farklı davranış biçimleri gösterirler

(Oygür, 1997a). Mineralojik verilere göre kabuk ve manto kaynaklarının karşılıklı etkileşimini temsil eden kalk-alkalin bileşimli çarpışma sonrası Eğrigöz, Akdağ, Öreğler ve Pınarbaşı plütonları, kendilerini etkilemiş herhangi bir deformasyon fazı tesbit edilemediğinden ana deformasyon fazlarından sonra sokulmuştur. Öte yandan, Karakoca, Ilıcalar ve Pınarbaşı mafik daykları alkalin bileşimlidir. Bu alkalin granitoidlerin % 0.15-0.20 arasındaki flüor içerikleri (Oygür, 1997a), granitlerin 700 ppm olan ortalama bileşimlerinden (Fleischer, 1969) iki kat fazladır ve Doğu Afrika rift zonundaki porfirlerle (% 0.15-0.18 F; Gerasimovsky ve Savinova, 1969) benzer değerlere sahiptir.

Akdeniz ve Konak (1979b), Simav granitoidlerinin. Alaşam Dağlarında, Mesozoyik yaşlı Budağan kireçtaşlarına ve Dağardı melanjına sokulum yaptıklarını ve Alt Miyosen yaşlı sedimanter kayaçlar tarafından örtüldüklerini belirtmişlerdir. Arazi verileri dikkate alındığında, kalk-alkalin granitoidlerin yerleşme yaşı muhtemelen Paleosen-Miyosen olmalıdır. Bununla birlikte, alkalin bileşimli mafik dayklar daha gençtir ve olasılıkla, Simav Grabeni'nin gelişimi sırasında yerleşmişlerdir (Oygür, 1997a).

#### **Miyosen Yaşlı Sedimanter ve Volkanik Kayaçlar**

Granitoidleri uyumsuzlukla örten Miyosen yaşlı sedimanter birimler, hafifçe çimentolanmış konglomera, kumtaşı, marn, kiltası, killi kireçtaşı ve tüften ibarettir. Bu kayaçlar Orta (Gün ve diğ., 1979) ve Üst Miyosen (Akdeniz ve Konak, 1979b) yaşlıdır.

Civanadağ tüfleri ve Akdağ volkanitleri, bölgedeki Miyosen yaşlı volkanik birimleri oluşturur. Tüfler riyolitik, andezitik ve dasitik bileşimlidir ve üst seviyeleri aglomera özelliğindedir. Akdağ volkanitleri sub-alkalindir ve toleyitik serilere çok yakın bir kalk-alkalin gidişe sahiptir (Ercan ve diğ., 1982). Pliyosen çökelleriyle örtülmüş olan volkanitlerin Orta ile Üst Miyosen yaşlı oldukları kabul edilmektedir (Akdeniz ve Konak, 1979b; Ercan ve diğ., 1982).

#### **Pliyosen Yaşlı Sedimanter ve Volkanik Kayaçlar**

Bu kayaçlar, Alt Pliyosen yaşlı (Akdeniz ve Konak, 1979b) marn, Orta-Üst Pliyosen yaşlı (Akdeniz ve Konak, 1979b) kumlu ve killi gölsel kireçtaşları, Üst Pliyosen yaşlı (Ercan ve diğ., 1978) Payamtepe bazaltları ile bu birimleri uyumsuzlukla örten Pliyo-Kuvaterner yaşlı (Gün ve diğ., 1979) pekişmemiş kaba kırıntılılardan ibarettir. Payamtepe volkanitleri, şoşonitik ve yüksek potasyumlu kalk-alkalin bileşimleriyle alkalin karakterlidir (Ercan ve diğ., 1982).

## SİMAV GRABENİNİN METALOJENİSİ

### Naşa Bazaltları

Birim, belirgin alkalın karakterli siyah ve amigdoidal bazaltik lav akıntılarında oluşur. Manto kökenli olan bazaltlar, kabuk malzemesiyle karışmamış birincil alkalın magmayı temsil etmektedir (Ercan ve diğ., 1982; Savaşın ve Güleç, 1990). Zeschke (1954), Naşa Bazaltlarının, "Simav Grabeni'nin omuzunda" yüzelediğini belirtir. Ercan ve diğerleri (1982), K/Ar yaşı 1.1 m.y. olan Burgaz volkanitleriyle karşılaştırarak rift volkanizması ürünü olan bazaltlara Alt Kuvaterner yaşı verir.

### SİMAV GRABENİ

Bölgenin en dikkati çeken tektonik özelliği Simav Fayı'dır. Simav nehri boyunca, batıda Sındırgı'dan doğuda Murat Dağı'na kadar uzanır. Simavdağ'ın dikkati çeken dikliğiyle güneyden sınırlanan çöküntü ovası, 1950'lerde kurutulmuş olan Simav Gölü ile işgal edilmiştir. Erer'e (1977) göre Simav Gölü, Kuvaterner başlangıcında meydana gelmiş bir çöküntüyle oluşmuştur. Simav Fayı tek bir kırık değil de, ana kırığa paralel bir çok basamak faydan ibarettir (Oygür, 1997a). Payamtepe volkanitleri ve Naşa bazaltlarına ait alkalın lav akıntıları, fay boyunca uzanırlar. Bütün bu verilere göre çalışma sahası, Zeschke'nin (1954) de belirttiği gibi graben yapısının tipik bir örneğidir.

Simav Grabeni boyunca yoğun jeotermal etkinlik gözlenir: Grabenin batı ucunda, Sındırgı yakınındaki Hisaralan kaplıcaları; Simav yakınında, çok sayıda Naşa, Ey nal ve Çitgöl kaplıcaları; grabenin doğu ucunda, Abide yakınında Gediz ılıcaları.

Konak (1982), Simav Fayı'nın kuzey bloğundaki metamorfik zonların güney bloğa nazaran doğuya doğru kaydığını göstermiştir. Şu halde, çökmenin riftleşmeyi başlatmasından önce sağ yanal atımlı bir doğrultu fay söz konusudur. Bu veriler, Şengör ve diğerleri (1984) tarafından belirtildiği gibi Geç Miyosen'e kadar Batı Anadolu'da hüküm sürmüş olan D-B sıkışma rejimiyle uyumludur. Daha sonraki bir dönemde tektonik rejimin K-G genişleme rejimine değişmesi, Simav Fayı yatay bileşenin baskın olmasına neden olmuştur. Simav Fayı'nın doğrultu atımındaki genişlemenin sonucu olarak Simav Grabeni oluşmuştur.

Zeschke (1954), Akdeniz ve Konak (1979b) ve Koçyiğit (1984). Simav Grabeni taban bloğundaki basamak fayları KD dalımlı çekim fayları olarak tanımlamışlardır. Halbuki Dew ey ve Şengör (1979), Simav Grabeni'ni sınırlayan fayların, derine doğru hızla düzleşen listrik faylar olduğuna dikkati çekmiştir.

Grabenin batı ucunda ve Simav yakınlarında ana faya dik, K-G gidişli faylar Simav Fayı'nı kesmektedir. Bu tür faylar, Gibbs (1984) tarafından "transfer fayları" olarak adlandırılmıştır. Bosworth'a (1985) göre bu

yapılar, mevcut zayıflık zonuna yerleşmiş riftleşmeyle eşzamanlı durumlardır. Batı Anadolu grabenlerindeki çapraz fayları inceleyen Şengör (1987), basit transfer fayları ile dönmüş ve dönmeli büyüme faylarını tanımlamıştır. Doğrultuları boyunca, ana graben fayını rota syonsuz bir atıma uğratan bu faylar, erken evredeki transfer faylarıdır ve fay sisteminin yeniden etkinleşmesi, graben boyunca doğuya doğru gelişmiş olmalıdır. Erer (1977) tarafından Kuvaterner başlarında oluşmuş K-G gidişli bir diğer graben olarak tanımlanan, Akdağ ve Eğrigöz arasındaki Kocadere vadisi de muhtemelen graben sisteminin evrimi içerisinde bir ara evreyi temsil etmektedir.

Simav Fayı'nın doğrultu atımı, Simav'ın batısında, Orta-Üst Miyosen yaşlı Kızılıbük Formasyonu'nda makaslama kırıklarına neden olduğundan sıkışma tektonik rejimi altındaki fayın, en azından. Geç Miyosen sırasında hâlâ etkin olduğu söylenebilir (Oygür, 1997a). Simav Fayı daha sonra, bölgede hüküm süren tektonik rejim değişikliğine bağlı olarak Simav Grabeni'ni oluşturmak üzere bir çekim fayına dönüşmüştür. Tektonik olayların kanıtı olarak jeomorfolojik özellikleri inceleyen Erol (1982), Geç Miyosen sırasında paleotektonik havzaların çöküntülere dönüştüğünü ve Miyosen sonundan itibaren grabenlerin oluşmaya başladığını belirtir. Erer (1977), Simav'ın doğusundaki Çataloluk deresinin oluşturduğu geniş alüvyal çökellerin Miyosen çökel bip imlerini ve Üst Pliyosen yaşlı erozyon düzlemini örttüğünü gözlemiştir.

### SİMAV GRABENİ BOYUNCA CEVHELEŞMELER

Simav Grabeni boyunca, çok sayıda damar tipi baz metal yatakları ve masif pirit mercikleri, epitermal değerli metal, civa ve antimuan yatakları, porfiri tip Cu-Mo yatağı ve hidrotermal ornatım tipi kaolinit ve alunit yatakları mevcuttur (Oygür, 1997a). Burada, sadece. Simav Grabeni yakınında bulunan ve daha önce ayrıntılı olarak incelenmemiş cevherleşmeler ele alınacaktır.

#### Epitermal Cevherleşmeler

##### 1- Mumcu Civa-Altın Cevherleşmesi

Mumcu'daki yüksek sülfidleşme tipi epitermal Hg-Au cevherleşmesi, şistler ile Civanadağ türlerinin dokanağında, Simav Graben fayını kat eden transfer faylarının oluşturduğu bir fay zonuna yerleşmiştir (Oygür, 1997b). Alunit, dikit, kaolinit, montmorillonit, kuvars, kristobalitten oluşan ileri arjilik alterasyon, boşluk dokuları, civalı opalit olarak izlenen silika sinter ve siyah silika hamurlu hidrotermal breşler, cevherleşmenin tipik bir epitermal sistemde oluştuğunu göstermektedir. Cevherleşme, metamorfikler içindeki bir opalit zonunda, arse-

nopirit, elektrik (?) ve seyrek altın taneciklerinin eşlik ettiği zinober ile temsil edilmektedir. Mumcu'nun kuze-yindeki Karacalar Pb-Zn-Cu-Ag-Au içeren hidro-termal kuvars damarının, önerilen sistemin derinlerdeki değerli metallerce zengin baz metal zonunu temsil ettiği düşünülmektedir. Gömülü bir porfiri stok tarafından dolaşıma sokulan asidik akışkanların (Henley, 1985) transfer fay-ları boyunca hareket etmeleri ve sıg kesimlerde, basıncın hidrostatik ile litostatik arasında olduğu bir yerde kayna-maları sonucunda bünyelerindeki metalik bileşenlerin depolanmasıyla (Reed ve Spycher, 1985) oluştuğu var sayılmaktadır. Mumcu'nun yaklaşık 5 km kuzeydoğu-sundaki Derecikören porfiri graniti bu varsayımın bir kanıtı olarak değerlendirilebilir (Oygür, 1997b).

## 2- Değirmenciler Antimuan Cevherleşmesi

Cevherleşme, biyotitli gnayslar içerisindeki kireçtaşı mercer ve bantlarında ornatım ve açık boşluk dolgusu olarak yerleşmiş stibnitli kuvars damarlarından ibarettir (Oygür, 1997a). Cevherleşmenin yakınında, şiddetli bir biçimde silisleşmiş ve karbonatlaşmış muhtemel bir dasit porfir damarı bulunur. Kireçtaşları, cevherleşmenin yakınındaki fay zonlarında karbonatın silika tarafından ornatılın asıyla jasperoide dönüşmüşlerdir. Cevherleşmenin çevresinde montmorillonit, smektit, dikit, opal-CT, kuvars ve kristobalitten ibaret ortaç ile ileri arjilik alterasyonlar görülür. Damarlarda stibnit ile birlikte pirit ve grafit, az miktarlarda galen, kalkopirit, molibdenit, bizmut, altın ve gümüş bulunur. Damarlardaki kuvars kristallerinde ölçülen sıvı kapanımlara göre 2000-3100 °C arasındaki homojenleşme sıcaklıkları bir epitermal sistemin derin kesimlerini işaret etmektedir. Hidrotermal çözeltilerin ısı ve hareket kaynağı olarak gömülü bir granitoid stoğu düşünülmektedir. Stibnitli kuvars damarının mineral içeriği dikkate alındığında, bu minerallerin bir kısmının mağmatik kökenli (Radtke ve diğ., 1980; Berger ve Bagby, 1991) olduğu ve bir kısmının da yan kayaların kimyasal yıkanmasıyla (liç) (Seedorff, 1991; Phillips ve Powell, 1993) kazanıldığı sonucuna varılır.

## 3- Şaphane Alünit Yatağı

Ornatım tipi Şaphane alünit yatağı, Civanadağ tüflerini kat eden K-G ve D-B gidişli iki ana fay setiyle ilişkilidir (Oygür, 1997a). Yaygın bir silisleşmenin ortasında, yüzeyden derine doğru, sırasıyla, silika-alünit-kaolinit, kaolinit ve alünit zonlarından oluşan mercer biçimli birzonlu alterasyon görülür. Bu yapının üzerinde bir boşluklu silika şapka bulunur. Alterasyonu kesen fay-lar boyunca izlenen limonit ve siyah silika hamurlu hidrotermal breş yer yer pirit ve kalkopirit içermektedir. Breşi kesen ince kuvars damarcıkları bir ağsal yapı oluşturur ve bazı çatlaklar kolloform dokuya sahip opal ile

dolmuştur. Bu kesimde, rutil ile birlikte manyetit olduğu düşünülen kriptonkristalin formlar görülür (Oygür, 1997a). Yatak, ısı kaynağı olarak görev yapmış bir intrü-zif stoğu çevreleyen hidrotermal zarfın tepesinde volka-nitlerin ornatımıyla oluşmuştur (Cunningham ve diğ., 1984). Sillitoe (1983) ile Sillitoe ve Bonham'ın (1984) işaret ettiği gibi, kalkopirit, rutil ve manyetit varlığı, mağmatik hidrotermal asit sülfat sistemlerinin altında yer alan derindeki porfiri Cu-Mo ortamının belirtisi ola-bilir.

## 4- Korkuyu Antimuan-Civa Cevherleşmesi

Devasa mermer blokları içeren ofiyolitik melanj, faylar boyunca karbonatlaşarak ve silisleşerek listvenit leri oluşturmuş, mermer de kısmen jasperoide dönüş-müştür (Oygür, 1997a). Hem Korkuyu listvenitlerinin, hem de Ilıcalar'daki hidrotermal breşin yüksek molibden içerikleri, listvenitlerin oluşumuna neden olan silika-karbonat alterasyonunun bir granitoid plütönuna bağlı hidrotermal akışkanların etkisiyle olduğunu düşündürür, Ilıcalar'daki kuvarsdiyorit porfir, bu gömülü stoğun yüzeyleşmiş kısmını temsil etmektedir. Listvenitlerde, dış kesimlerdeki serpantinlerden içeri doğru talk, karbonat ve silika zonlarından oluşan bir silika-karbonat altera-syonu görülür. Ankerit, siderit ve dolomitten meydana gelen karbonat zonunda, listvenitler için ayırtman bir mineral olan fuksit yaygındır. Cevherleşme, kuvars kristalleri döşenmiş boşluk yapıları, tarak ve bantlı dokulara sahip silika zonunda yerleşmiştir. Gerek bu yapılar, gerekse sahada yaygın olarak görülen opal oluşumları bir epitermal sistemin varlığını gösterir. Sherlock ve Logan (1995), benzer bir oluşumda epiter-mal faaliyetin, aynı tektonik kanalları kullanarak listven-itler üzerine bindiğini belirtir. Ilıcalar'daki hidrotermal breş, bölgede hüküm sürmüş olan bu epitermal sistemin paleo sinter çökellerini temsil etmektedir (Larson ve Erler, 1993).

## Mezotermal Cevherleşmeler

### 5- İnkaya Bakır-Kurşun-Çinço Cevherleşmesi

Cevherleşme, Simav Metamorfitleleri'ne ait şistler içerisinde KB-GD gidişli dik bir fay üzerinde, galen, kalkopirit, sfalerit ve pirit içeren bir kuvars damarıdır. Cevherde gümüş içeriği de yüksektir. Yan kayalarda klorit, illit, smektit ve kaolinitten ibaret dar, fakat şid-detli bir alterasyon görülür. Cevherleşmenin yakınında yüzeyleyen mafik dayklar, jeokimyasal olarak, metalik bileşenler bakımından metamorfitlelerden daha zengindir (Oygür, 1997a). Bu nedenle, İnkaya cevherleşmesinin mafik volkanitleri veren mağmatizmaya ilişkili olduğu düşünülebilir. Baz metallerce zengin damarı oluşturan hidrotermal çözeltiler, mağmatik stoktan yükselmişler

## SİMAV GRABENİNİN METALOJENİSİ

ve açık boşluk dolgusu biçiminde KB-GD gidişli fay boyunca yerleşmişlerdir. Graben oluşumunun nihai evresinde, K-G fayları boyunca yoğun silisleşme ve bresleşmeyle birlikte bir epitermal cevherleşme gelişmiştir. Buna bağlı olarak, mezotermal baz metal cevherleşmesinin üzerine karakteristik epitermal dokular binmiştir.

### 6- Arpaçukuru Pirit-Bakır Cevherleşmesi

Cevherleşme, gnayslar ve pirit saçınımlı bir porfiri dayk arasındaki dokanakta, K70B gidişli ve kuzeye doğru dalımlı bir fay zonu üzerindedir (Oygür, 1997a). Üzeri bir limonitik demir şapka ile örtülü olan cevherleşme, yaklaşık D-B gidişli bir masif pirit merceği biçimindedir. Bu mercek aşağıdan yukarı doğru, sırasıyla, arsenopiritli bir manyetit zonu, galen ve kalkopiritçe zengin zengin bir manyetit bandı, çatlakları manyetit, kalkopirit ve sfaleritle dolmuş iri taneli bir masif pirit zonu ve kalkopirit ve galenli ince barit damarcıkları tarafından kesilmiş bir manyetit zonundan oluşur. Bu mercek kesen K-G fayları üzerinde ametist, bantlı ve tarak dokularına sahip ve küçük boşlukları kuvars kristalleriyle döşenmiş epitermal kuvars damarları gelişmiştir. Cevherleşmenin zonlu yapısı ve sırtını yasladığı yerde yukarı doğru kıvrılması, cevherli çözeltilerin bir küçük çanak içerisine aktığını düşündürür. Craw ve McKeag'in (1995) ileri sürdüğü gibi, plüton dokanakları yakınında düşük açılı bir örtü görünümü bu tip cevherleşmeler oluşur. Jankovic (1986), porfiri bakır sistemlerinin üzerinde, arjilik alterasyon koşulları altında böyle masif pirit (sülfid) cevherleşmelerinin yerleştiğini belirtir.

### 7- Pınarbaşı Porfiri Bakır-Molibden Cevherleşmesi

Monzogranit ve kuvars monzodiyoritten meydana gelen, bir granitoid stok, granitik, granodiyoritik ve kuvars diyoritik porfirler tarafından sokuluma uğramıştır. Daha sonra, dasit porfir dayk klan hem granitoidi, hem de porfirleri kesmiştir ve son evrede, olivin-bazalt dayk klan bütün bu plütonik birliği kesmiştir. Granitoid ve porfirler kalk-alkalin bileşimli, buna karşılık mafik dayklar alkalin bileşimlidir (Oygür, 1997a). Bu iki dizi, bölgenin tektono-mağmatik gelişimiyle ilişkili belirgin mağmatik kaya topluluklarını temsil ederler. Kimyasal bileşimlerine göre, granitoidler ve porfirler sıkışma rejimi sırasında yerleşmiştir ve mafik dayklar ise genişleme rejimi sırasındaki rift mağmatizmasıyla ilişkilidir. Tüm plütonik stok, çevreden merkeze doğru propilitik (klorit-epidot-karbonat), arjilik (illit-smektit-kaolinit), fillik (kuvars-serizit-pirit-turmalin) ve potasik (ortoklas-biotit-rutil-apatit-manyetit) alterasyon zonlanmasına sahiptir (Şüyun ve diğ., 1998). Kayanın çatlakları kuvars ve

kalkopiritle dolmuştur ve kuvars damarcıklarının bir kısmı molibdenitçe zengindir. Potasik ve fillik alterasyon arasındaki yoğun ağsal yapının görüldüğü kesimde bir pirit zonu mevcuttur. Seçyeri mevkinde, ileri arjilik alterasyon içerisinde galen-sfalerit-kalkopirit damarcıkları içeren bir masif pirit merceği yüzeyler.

## JEODİNAMİK EVRİM ÇERÇEVESİNDE BÖLGENİN METALOJENİSİ

Batı Anadolu'nun jeodinamik evrimi sürecinde iki tektono-mağmatik dönem yaşanmıştır: Sıkışmalı bir tektonik rejimin egemen olduğu paleo-tektonik ve genişlemeli bir tektonik rejimin egemen olduğu neo-tektonik dönemler (Şengör ve diğ., 1984).

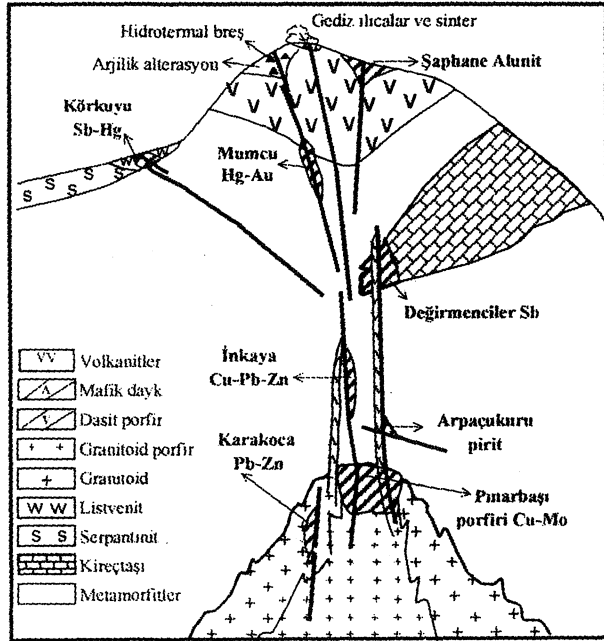
Pınarbaşı porfiri Cu-Mo cevherleşmesi, sıkışmalı tektonik rejim altında granitoid yerleşmesinin son evresindeki plütonun en üst seviyelerinde oluşmuştur. Kontak metamorfizm asinin olmaması, sokulum sırasında intrüziflerin nisbeten soğuk ve kuru olduklarını düşündürür. Porfiri dayk klan, Pınarbaşı-Seçyeri ve Arpaçukuru'nda plütonun yakınındaki baz metalli masif pirit merceklerinin oluşumuna neden olmuştur (Şekil 3). Sillitoe (1973) ve Jankovic (1986), bu tür cevherleşmelerin porfiri sistemin en üst seviyelerini temsil ettiklerini belirtmişlerdir.

Porfiri cevherleşmeleri üreten granitoid plütonu. Simav Grabeni boyunca oluşmuş cevherleşmeler için hidrotermal dolaşım hücrelerini harekete geçirmek üzere gerekli ısıyı sağlan motor olmuş olabilir. Çalışma sahasında fluorit cevherleşmesinin bulunmaması (Oygür, 1997a), Simav Grabeni'nde bulunan cevherleşmelerin, Förster'in (1987) belirttiği gibi, alkalin mağmatizmayla ilişkisi olmadığını gösterir.

Çalışma sahasındaki çeşitli kayaçların metalik element içerikleri Çizelge 1'de verilmiştir. Burada dikkati çeken nokta, örneklerin her birinde çeşitli metalik elementlerin diğerlerinden daha yüksek oluşudur. Albit, klorit, muskovit ve serisit şistler ile kuvars-muskovit şistlerde, hatta beyaz gnaysda izlenen anomali düzeyindeki yüksek molibden değerleri Uzkut'un (1974) bu elementi sadece asidik mağmatik sokulumlara bağlamasıyla ters bir sonuçtur. Şu halde, granitoidden yükselen hidrotermal çözeltiler yolları üzerindeki bütün kaya birimlerini kimyasal yıkayarak her birinden değişik ve belki de aynı metalik elementleri bünyelerine kazanmışlardır. Spencer ve Welty (1986) ile Roddy ve diğerlerine (1988) göre, graben havzalarındaki önemli bir metal kaynağı, olasılıkla, ayırma fayı boyunca yükselen hidrotermal çözeltilerin meydana getirdiği bölgesel K-metasomatizması sırasında metallerin kimyasal yıkanıldığı ayırma fayı üzerinde yer alan üst levha kayalaridir.

Olasılıkla porfiri cevherleşmelerin ardından, İnkaya<sup>1</sup>-





Şekil 3. Çalışmasahasındaki cevherleşmeleri temsil eden genetik model (ölçeksiz).

Figure 3. Genetic model representing the mineralizations in the studied area (not to scale).

da plütonun nisbeten uzağında ve Karakoca'da plütonun içerisinde, intrüzyonların mafik dayklarıyla kökensel ve mekansal olarak ilişkili damar tipi mezotermal Cu-Pb-Zn cevherleşmeleri oluşmuştur (Oygür ve Erler, 1999). BKB-DGD gidişli sağ yanal atımlı Simav Fayı ile çalışma sahasında temsil edilmektedir. Simav'ın kuzeyinde, Akdağ granitoid stoğundaki Karakoca Pb-Zn yatağı, Simav Fayı ile aynı doğrultudaki damarlardan ibarettir (Dora, 1969). Damarlarda, açık veya dolgulu boşlukların bulunmaması cevherleşmenin sıkışma rejim altında oluştuğunu gösterir. İnkaya cevherleşmesi, Karakoca damarlarıyla aynı özellikleri taşımaktadır (Oygür, 1997a).

Şu halde, çalışma sahasındaki damar tipi baz metal cevherleşmeleri, sıkışma rejim sırasında Simav Fayı'na paralel KB-GD gidişli tansiyon kırıkları içerisinde depolanmışlardır. Bu damarlar, granitoid sokulumlarının geç dönem mafik dayklarıyla zaman ve mekanda yakından ilişkilidir. Simav'ın güneyinde, Civanadağ tüflerinde, Simav Fayı'na hemen hemen paralel giden bir KB-GD fayı boyunca yüzeyleyen nabit kükürt cevherleşmeleri (Gök ve Okut, 1977), Mitchell ve Garson (1976, Şekil 21) ile Vila ve Sillitoe'nun (1991, Şekil 11) belirttiği gibi, bir porfiri sistemle ilişkili olmalıdır.

Mumcu'daki, graben evriminin son dönemlerini temsil eden K-G gidişli transfer fayları boyunca izlenen epitermal Hg-Au cevherleşmesi, olasılıkla, bir gömülü porfiri sistemin en üst düzeylerini işaretlemektedir. Benzer bir biçimde, K-G fayları, İnkaya ve Arpaçukuru'nda baz metal damarları üzerine binmiş epitermal cevherleşmeler için de depolanma yerleri oluşturmuştur. Tipik epitermal özellikler olan traverten, breşleşme, silisleşme, boşluk ile tarak, kolloform ve kabuklaşma dokuları her iki sahada da görülür. Karakoca'da, cevher içerisindeki düşük ısıli mineraller ve tarak dokulu ametist (Dora, 1965), epitermal dönemde cevherleşmenin geliştiğini düşündürür. Jankovic (1986), Akdeniz bölgesindeki Neojen yaşlı antımuhan cevherleşmelerinin, Neo-Tetis'in kapanma zonu boyunca yerleşmiş olan kalk-alkalin granitoidlerin subvolkanik koşullarıyla bağlantılı olduklarını ileri sürer. Buna göre, Değirmenciler antımuhan cevherleşmesi, Sillitoe ve Bonham'ın (1990) önerdiği biçimiyle, baz metaller ve değerli metaller içeren bir mağmatik-hidrotermal sistemin çevresinde yerleşmiş dış zonlardaki epitermal evrede oluşmuş ürünleri olmalıdır. Yine bu dönemde Körkuyu listvenitinde, ince kuvars kristalleriyle döşenmiş boşluklu, tarak ve kabuklaşma dokulu ve opal sıvımalı cıva ve antımuhan cevherleşmeleri gelişmiştir.

Bu dönemde depolanan epitermal cevherleşmelerden Mumcu ve Körkuyu, paleo yüzey yakınında bulunan

Çizelge 1. Çalışma sahasındaki kayaçların metalik element içerikleri (ppm olarak)

Table I. Metallic element contents of the formations in the studied area (in ppm)

Kaya Tipi	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Mo	Ag	W
Mafik dayk	135	35	85	100	100	-	-	-
Serpantinit	25	30	45	40	80	-	-	-
Albit, klorit, muskovit ve serisit şistler	55	20	70	5	14	12	-	-
Kuvars-muskovit şist	35	25	85	-	14	12	-	-
Metamafit	75	15	25	5	14	4	-	-
Beyaz gnays	33	5	30	5	16	8	-	-
Siyah gnays	35	35	100	-	36	-	-	-

## SİMAV GRABENİNİN METALOJENİSİ

porfiri sistemin merkezden uzaktaki cevherleşmeleridir (Şekil 3). Metamorfitletler içerisindeki karbonat merceklerini kesen porfiri dayklar, Değirmenciler'de plütunun daha da uzağında ornatım tipi antimuan cevherleşmesini oluşturmuştur. Son olarak, Şaphane'deki ornatım tipi alunite cevherleşmesi, porfiri sistemin en üstteki seviyelerini temsil eden paleo yüzeyde meydana gelmiştir. Gediz Iııcalar'daki güncel sinterle temsil edilen bu epitermal sistem, Simav Grabeni boyunca çok sayıdaki kaplıcalarda görülen yoğun jeotermal etkinlikle günümüzde de sürmektedir.

### SONUÇLAR

Bu çalışmayla, Simav grabeni çevresinde yer alan porfiri Cu-Mo cevherleşmesi, mezotermal baz metal damarları ve baz metal masif pirit mercekleri ile çeşitli epitermal Au, Sb, Hg ve alunite cevherleşmelerinin metalojenik özellikleri açıklanmaya çalışılmıştır.

1. Simav yöresindeki plütönik kayalar, kabuk ve manto kaynaklarının karşılıklı etkileşimini temsil eden kalk-alkalin bileşimli çarpışma sonrası granitoidler ile muhtemelen manto kökenli olan alkalin bileşimli bir riftleşme ortamında oluşmuş mafik dayklardan meydana gelen iki plütön dizisi halindedir.

2. Porfiri Cu-Mo cevherleşmesini oluşturan Pınarbaşı plütönü, bölgede görülen çeşitli cevherleşmelerin oluşumuna neden olan hidrotermal dolaşım hücrelerini meydana getiren ısı kaynağı ve olasılıkla da hidrotermal çözeltilerin bir kısım bileşenlerinin kaynağıdır. Ancak, bu plütön ile Akdağ ve Eğrigöz granit masifleri arasındaki ilişki belirlenememiştir.

3. Hidrotermal çözeltiler metalik bileşenlerinin neredeyse tamamını, yükselimleri sırasında kat ettikleri yan kayalardan kimyasal yıkamayla kazanmışlardır. Hidrotermal dolaşım hücrelerini oluşturan çözeltilerin kökeninin meteorik, metamorfik ya da magmatik su olduğunun belirlenmesi için duraylı izotoplar çalışmasının yapılması gerekmektedir.

4. Baz metal cevherleşmeleri, paleo-tektonik dönemde, sağ yanal atımlı ve yaklaşık KB-GD gidişli Simav Fayı'na yarı paralel kırıklar içerisinde depolanmışlardır ve granitoid stoğunu kesen mafik dayklar ile ilişkilidirler.

5. Epitermal cevherleşmeler, neo-tektonik dönemde, Simav Grabeni'nin gelişiminin son evresinde görülen ve graben ana fayını rotasyonsuz kesen K-G gidişli transfer fayları üzerindedir ve porfiri dayklarıyla ilişkilidirler. Bu dönemde, bunlarla benzer özellikler taşıyan ve baz metal cevherleşmeleri üzerine binen epitermal cevherleşmeler de gelişmiştir.

### KATKI BELİRTME

Bu çalışma, birinci yazarın, ikinci yazar yönetiminde Orta Doğu Teknik Üniversitesi'nde yaptığı doktora çalışmasının bir ürünüdür. Yazarlar, çeşitli dönemlerde yaptıkları katkılardan dolayı ODTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nün öğretim ve eğitim kadrosuna teşekkür ederler. Bu doktoranın bünyesinde yapılmasını uygun gören, arazi ve laboratuvar çalışmalarını destekleyen MTA Genel Müdürlüğü'nün çeşitli yönetim kademelerine de minnettardır.

### EXTENDED SUMMARY

In this study, metallogenical characteristics of the porphyry Cu-Mo mineralization, mesothermal base metal veins and base metals-bearing massive pyrite lenses, and various epithermal mineralizations of Au, Sb, Hg and alunite (Fig.1) are explained.

Gneisses and schists of the Menderes Massif form stratigraphical basement of the studied area (Akdeniz and Konak, 1979a; Konak, 1982) (Fig. 2). According to the field data, the age of gneisses is suggested as pre-Paleozoic (Konak, 1982).

Akkok (1983) states that the schists tectonically overlie the "gneiss core", although Akdeniz and Konak (1979a) and Sengor et al. (1984) suggested that the schist envelope is unconformable over the gneiss core. According to Konak (1996), schists represent a nappe thrust over the gneisses.

The schists are composed of quartz-muscovite schists comprising metamafic-metaultramafic levels in the middle part of the unit at bottom, and of quartz-, albite-, chlorite-, muscovite- and sericite-bearing schists with a banded structure at top. Some marble lenses occurring in the upper levels have lateral and vertical gradation to the schists. Since these metamorphic units are overlain by the Triassic elastics, the age of the schist envelope is accepted as Paleozoic (Akdeniz and Konak, 1979b).

A limestone unit unconformably overlies the metamorphics, starting with a conglomerate level including abundant and well rounded quartz pebbles. Akdeniz and Konak (1979b) and Konak (1982) reported fossils giving a range of age from Rhaetian-Norian (upper Triassic) to Cenomanian, (upper Cretaceous) to the formation, however according to Kaya (1972) the age of the unit are Maastrichtian.

An ophiolitic melange comprising the unordered mixture of the great masses of mudstone, radiolarite, limestone, tuffite and peridotite overlies all of the older units by a tectonic contact, and the slabs of the upper Mesozoic limestone are tectonically emplaced into the melange (Konak, 1982). The melange is unconformably overlain by the sediments of Eocene age around Duvertepe and Baslamis village of Akhisar county (Akdeniz, 1980; Akdeniz and Konak, 1979b).

Plutonic rocks in the vicinity of Simav are belonging to two series comprising post-collisional granitoids in calc-alkaline composition representing an interaction of the crustal and mantle sources, and alkaline mafic dykes likely derived from mantle origin and generated in a rifting environment (Oygur, 1997a). Calc-alkaline granitoids consist of granodiorite and monzogranite, and alkaline granitoids of quartz monzodiorite and quartz diorite. Simav granites intruded limestones and

ophiolitic melange of Mesozoic age, and are overlain by sedimentary units of the lower Miocene age. Considering the field data, the emplacement age of the calc-alkaline granitoids should likely be Paleocene- Miocene. However, the mafic dykes of alkaline composition are younger and might have been emplaced during the development of the Simav graben (Oygur, 1997a).

Miocene sedimentary units, tuffs and volcanics unconformably overlies granitoids. Volcanics comprising lavas of various compositions such as andesite, rhyolite, rhyodacite and dacite are subalkaline and have a calc-alkaline trend very close to the tholeiitic series (Ercan et al., 1981/1982). Sedimentary units and basalts of Pliocene unconformably overlies the older units. Basalts have alkaline character with shoshonitic and high-K calc-alkaline compositions.

Basaltic lava flows of lower Quaternary age with clear mantle origin represent primary alkaline magma uncontaminated with the crustal material (Ercan et al., 1981/1982; Savascin and Gulec, 1990). Zeschke (1954) reported that the Nasa Basalts occur on the shoulder of the Simav Graben.

The most conspicuous tectonic feature of the region is the Simav Fault that trends nearly WNW-ESE for approximately 100 km, along the Simav river from Sindirgi at the west to Muratdagi at the east. The fault is not a single fracture, instead it consists of several step faults parallel to the main fracture (Oygur, 1997a). An intense geothermal activity is observed throughout the Simav Graben:

Two tectono-magmatic periods existed through the geodynamic evolution of the Western Anatolia. These are paleo-tectonic and neo-tectonic periods where a compressive tectonic regime and an extensional tectonic regime were prevailed, respectively (Sengor et al., 1984).

Konak (1982) depicted that the metamorphic zones in the northern block of the Simav Fault moved eastwards relative to the southern block. Therefore, the fault was a dextral strike-slip fault before the subsidence started the passive rifting. These data are consistent with the E-W compressional tectonic regime prevailed in the western Anatolia until late Miocene as stated by Sengor et al. (1984). The change of the tectonic regime to N-S extension, in a later period, caused the lateral component of the Simav fault to become dominant. Thus, the Simav graben was formed as a result of the widening of the strike-slip duplex of the Simav fault by progressive propagation of successive imbricate slices outward from the initial fault strand. Dewey and Sengor (1979) pointed out that the bounding faults of the Simav Graben are listric faults that are rapidly flatten with depth.

A great number of faults trending N-S, perpendicular to the main fault at the western end of the graben, cut the Simav Fault (Figure 2). Gibbs (1984) refers these cross-faults as "transfer faults" (T). According to Bosworth (1985), these structures are syn-rift features, although they may inherit a present zone of weakness.

A lot of vein-type base metal deposits and massive pyrite lenses, epithermal precious-metal, mercury and antimony mineralizations, porphyry-type Cu-Mo mineralization and hydrothermal replacement-type kaolinite and alunite deposits occur

along the Simav Graben (Oygur, 1997a). This study is only focussed on the mineralizations which are situated near the Simav graben and were not studied in detail until now.

Pinarbasi porphyry Cu-Mo mineralization was formed at the higher levels of the pluton during the final stage of the granitoid emplacement under the compressive tectonic regime. Lack of contact metamorphism implies that the intrusives were relatively cool and dry during the injection. Porphyry dykes caused the generation of base metal-bearing massive pyrite lenses near the pluton at Pinarbasi and, probably, at Arpacukuru (Fig. 3). Sillitoe (1973) and Jankovic (1986) indicated that this type of mineralization represents the uppermost levels of an porphyry system.

The granitoid pluton that generated the porphyry mineralizations was the engine to provide the heat to drive the hydrothermal circulation cells for the mineralizations along the Simav Graben and probably for some components of the hydrothermal solutions. Absence of the fluorite mineralization in the studied area (Oygur, 1997a) reveals that the mineralizations occurring at the Simav graben are not associated with the alkaline magmatism, as stated by Forster (1987).

Metallic element contents of the various rocks occurring in the studied area are tabulated in the Table 1. Anomalous higher molybdenum values in the albite-, chlorite-, muscovite- and sericite-bearing schists and muscovite-chlorite-bearing schists as well as in the white gneiss are controversial with the hypothesis of Uzkut (1974) as connecting this element only to the acidic magmatic intrusions. Thus, the hydrothermal solutions ascending from the granitoids gained different and maybe same metallic elements by leaching all of the rock units through their pathways. According to Spencer and Welty (1986) and Roddy et al. (1988), a more important source of metals in these graben environments is probably the upper-plate rocks, from which metals were leached during regional K-metasomatism formed by the hydrothermal solutions ascended through the detachment faults.

Vein-type Cu-Pb-Zn mineralizations were formed following the porphyry mineralizations as genetically and spatially related to the mafic dykes of the intrusion at İnkaya, relatively far away from the pluton and at Karakoca, within the pluton (Fig. 4). The compressive tectonic regime prevailed in the region is represented in the studied area by dextral strike-slip Simav Fault trending nearly WNW-ESE. Karakoca Pb-Zn deposit in the Akdag granitoid stock at the north of Simav comprises of the veins trending in the same direction with the Simav Fault (Dora, 1969). Lack of any open or filled cavities such as druses through the veins indicate that the mineralization took place in a compressional regime (Oygur, 1997a). According to Dora (1969), hydrothermal solutions leached Pb-Zn metallic ions from the metamorphics which were melted by anatexis. İnkaya and Arpacukuru mineralizations have the same characteristics with Karakoca veins (Oygur, 1997a). Therefore, the vein-type base metal mineralizations of the studied area were deposited within the tensional fractures of NW-SE orientation, nearly parallel to the Simav Fault during the compressive regime. The veins are associated in space and time with the mafic dykes of the late stage of granitoid intrusions. The native sulfur mineralizations occurring nearly parallel to the Simav Fault in the

## SIMAV GRABENİNİN METALOJENİSİ

Civanadag tuffs to the south of Simav ( Gok and Okut, 1977 ) are likely to be associated with a porphyry system as suggested by Mitchell and Garson (1976, Fig. 21) and Vila and Sillitoe (1991, Fig.11).

Mumcu epithermal Hg-Au mineralization occurring along the transfer fault of N-S orientation representing the final stages of the graben evolution (Oygur, 1997b) probably gives the sign of the highest levels of a buried porphyry system. Similarly, N-S faults form deposition sites for the epithermal mineralizations over the base metal veins at Inkaya and Arpacukuru. Typical epithermal features such as travertine, brecciation, silicification, druses and comb, crustiform and colloform textures were observed in both of the areas. Low temperature minerals included within the ore and amethyst with comb texture at the Karakoca deposit (Dora, 1965) suggest that the mineralization was developed at meso-epithermal phase. Jankovic (1989) stated that the antimony mineralizations of Neogene in Mediterranean region are generally connected with sub-volcanic conditions of the calc-alkaline granitoids emplaced along the Neo-Tethyan closure zone. Thus, Değirmenciler antimony mineralization should be the product formed during the epithermal phase of the external zones located around the magmatic-hydrothermal system containing base and precious metals, as suggested by Sillitoe and Bonham (1990). Mercury and antimony mineralizations with vugs lined with fine drusy quartz crystals, comb and crustiform textures, and opaline coatings were developed in the Korkuyu listwaenite during this epithermal phase.

Epithermal mineralizations of Mumcu and Korkuyu are the distal mineralizations of the porphyry system which occur near the paleosurface (Fig. 3). Porphyry dykes which cut the carbonate lenses within the metamorphics formed replacement-type Sb mineralization farther from the pluton at Degirmenciler. Finally, replacement-type Şaphane alunite mineralization was formed at the paleosurface representing the uppermost levels of the porphyry system. The average homogenization temperatures of these epithermal mineralizations measured from the fluid inclusions within the quartz crystals range between 2100-3400C indicating the deeper zones of an epithermal system (Oygur, 1997a). Today, this epithermal system representing with the actual sinter at Gediz-Ilicalar survives as intense geothermal activity displaying numerous hot-springs throughout the Simav graben.

### DEĞİNİLEN BELGELER

- Akdeniz, N., 1980, Başlamış Formasyonu, Jeoloji Mühendisliği, v. 10. s.39-47.
- Akdeniz, N. ve Konak, N., 1979a, Menderes Masifi'nin Simav dolayındaki kaya birimleri ve metabazik, meta-ultrabazik kayaların konumu: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, v. 22, s. 175-184.
- Akdeniz, N. ve Konak, N., 1979b, Simav-Emet-Tavşanlı - Dursunbey - Demirci yörelerinin jeolojisi: MTA Gen. Müd., Rapor No 6547, Ankara (yayımlanmamış).
- Akkök, R., 1983, Structural and metamorphic evolution of the northern part of the Menderes Massif: new data from the Derbent area and their implication for the tectonics of the Massif: Journal of Geology, v. 91, s. 342-350.
- Ataman, G. ve Bingöl, E., 1978, Anadolu plütonik, volkanik ve metamorfiklerinin kimyasal bileşimi üzerine araştırmalar: Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri, v. 4 (1). s. 28-42.
- Beer, H., 1964, Şaphane (Kütahya) alunit yataklarının etüdü hakkında ön rapor, MTA Gen. Müd., Rapor No KHM-61, Ankara (yayımlanmamış).
- Berger, B. R. ve Bagby, W. C, 1991, The geology and origin of Carlin-type gold deposits: R. P. Foster (ed). Gold Metallogeny and Exploration, Chapman & Hall. \$ 210-248.
- Bingöl, E., Delaloye, M. ve Ataman, G.,1982, Granitic intrusions in western Anatolia: a contribution to the geodynamic study of this area: Eclogea Geologica Helvetica, v. 75, s. 437-446.
- Bosworth, W., 1985, Geometry of propagating continental rifts: Nature, v. 316, s. 625-627.
- Bürküt, Y.,1966, Kuzeybatı Anadolu'da Yer Alan Plütonların Mukayeseli Jenetik Etüdü: İTÜ Yayın., İstanbul, 272 s.
- Craw, D. and McKeag, S.A., 1995, Structural control of Tertiary Au-Ag bearing breccias in an extensional environment, Nelson area, Southern Nevada. U.S.A.. Mineral.Deposita, v.30, s. 1-10.
- Cunningham, C.G., Rye, R.O., Steven, T.A. ve Mehnert. H.H.. 1984, Origins and exploration significance of replacement and vein-type alunite deposits in the Marysvale volcanic field, West Central Utah, Economic Geology, v.79,s.50-71.
- Dewey, J. F. ve Şengör, A. M.C., 1979, Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone: Geological Society of America Bulletin, v. 90, s. 84-92.
- Dora, O. Ö., 1965, Karakoca kurşun madeni ve civarının jeolojik etüdü, MTA Gen.Müd., Rapor No 3855, Ankara (yayımlanmamış).
- Dora, O. Ö., 1969, Karakoca granit masifinde petrolojik ve metalojenik etütler: MTA Dergisi, v. 73, s. 10-26.
- Elmacı, M. and Sevgil, B., 1988, Bahkesir-Sındırgı-Mumcu kaolen yatağı maden jeolojisi raporu, MTA Gen.Müd., Rapor No 8326, Ankara (yayımlanmamış).
- Ercan, T., Dinçel, A., Metin, S., Türkecan. A. ve Günay. E.. 1978, Uşak yöresindeki Neojen havzalarının jeolojisi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, v. 21. s. 97-106.
- Ercan, T., Günay, E. ve Savaşçın, M. Y. 1982, Simav ve çevresindeki Senozoyik yağlı volkanizmanın bölgesel yorumlanması: MTA Dergisi, v. 97/98. s. 86-101.
- Erer, S., 1977, Simav Depresyonu ve Çevresinin Jeomorfolojisi, İstanbul Üniv. Edebiyat Fak., No 2028, İstanbul, 252 s.
- Ergün, A., 1965, Kütahya ili, Gediz ilçesi, Şaphane bucağı alunite sahası raporu, MTA Gen. Müd., Rapor No EHM-37, Ankara (yayımlanmamış).

- Erlar, A., 1979, Karakoca (Simav-Kütahya) kurşun çinko yatağı kükürt izotoplarının incelenmesi: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, v.22, s. 117-119.
- Erol, O., 1982, Batı Anadolu genç tektoniğinin jeomorfolojik sonuçları, O.Erol and V.Oygür (ed.), Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması, Türkiye Jeol. Kurumu, s. 15-21.
- Fleischer, M.N.S., 1969, Geological survey standards.. I.Additional data on rocks G-1 and W- 1,1965-1967, Geochimica Cosmochimica Acta , v.33,s.65-80.
- Förster, H., 1987, Ignimbritic cauldrons, alkali granites, and mineral deposits in fault-block mountains, Geologische Rundschau, v.76, s.373-388.
- Gawlik, J., 1960, Karakoca-Simav kurşun ocağının etüdü hakkında rapor, MTA Gen.Müd., Rapor No 2813, Ankara (yayımlanmamış).
- Gerasimovskiy, V.I. and Savinova, Ye.N., 1969, Fluorine contents of volcanic rocks in the riftzone of East Africa, Geochemistry International, v.6, s. 1124-1128.
- Gibbs, A.D., 1984, Structural evolution of extensional basin margins: Journal of the Geological Society of London, v. 141, s. 609-620.
- Gök, S. ve Okut, M., 1977, Kütahya-Simav-Karacahisar-Pulluca-Manisa-Demirci sondajlı kükürt raporu, MTA Gen.Müd., Rapor No 5794, Ankara (yayımlanmamış).
- Gümüş, A., 1964, Important lead-zinc deposits of Turkey, Symposium on Mining Geology and the BaseMetals, CENTO, Ankara, s. 155-168.
- Gün, HL Akdeniz, N. ve Günay, E., 1979, Gediz ve Emet güneyi Neojen havzalarının jeolojisi ve yaş sorunları: Jeoloji Mühendisliği, v. 8,s. 3-14.
- Henley, R.W., 1985, The geothermal framework of epithermal deposits, in: B.R.Berger and P.M. Bethke (eds.), Geology and Geochemistry of Epithermal Systems, Review in Economic Geology, v.2, s. 1-24.
- Holzer, H., 1954, Beyce 54/4 ve Simav 71/1 paftalarının jeolojik löveleri raporu, MTA Gen. Müd., Rapor No 2366, Ankara (yayımlanmamış).
- Jankovic, S., 1986, Genetic types of Alpine ore deposits and tectonic settings in the Northeastern Mediterranean and Southwest Asia, in: W.E. Petrascheck and S.Jankovic (eds.), Geotectonic Evolution and Metallogeny of the Mediterranean Area and Western Asia, Proceed. Symp. IGCP Project 169, s.23-35.
- Kaya, O., 1972, Tavşanlı yöresi ofiyolit sorununun ana çizgileri: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, v. 15, s. 26-108.
- Koçyiğit, A., 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, v. 27. s. 1-16.
- Konak, N., 1982, Simav dolayının jeolojisi ve metamorf kayaçlarının evrimi: İstanbul Yerbilimleri, v. 3, s. 313-337.
- Konak, N., 1996, Menderes Masifi hakkında, 49 uncu Türkiye Jeoloji Kongresi, Ankara, Abs., s.29.
- Köksoy, M. ve İleri, S., 1979, Batı Anadolu'daki sıcak su çökelleri ile antimon yatakları arasındaki genetik ilişkiler, TÜBİTAK VI. Bilim Kongresi, Yerbilimleri sekisyonu, s. 7-16.
- Larson, L.T. ve Erlar, A., 1992, Geologic settings and geochemical signatures of twenty-two precious metal prospects in Turkey, Yerbilimleri/Geosound, v.20. s.9-28.
- Larson, L.T. ve Erlar, A., 1993, Geology, geochemistry and fine-grained gold potential of western Turkey. NATO Project RG 0700 / 88, Finl Rep., 39 s (yayımlanmamış).
- Mitchell, A.H.G. ve Garson, M.S., 1976. Mineralization at plate boundaries, Minerals Science and Engineering.. v. 8, s.129-169.
- Oygür, V., 1997a, Metallogeny of the Simav Graben (Inner-Western Anatolia, Turkey): Doktora Tezi. Orta Doğu Teknik Univ., Ankara, 144 s.
- Oygür, V., 1997b, Bir epitermal cevherleşmenin anatomisi: Mumcu (Balıkesir-Sındırgı), İç-Batı Anadolu: MTA. İç-Batı Anadolu: MTA Dergisi, v. 119, s. 63-72.
- Oygür, V. ve Erlar, A., 1999, Simav Grabeni boyunca görülen epitermal ve baz metal cevherleşmelerinin karşılaştırılması, 52. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiriler Kitabı, s. 129-136.
- Öztunalı, Ö., 1973, Uludağ (Kuzeybatı Anadolu) ve Eğriğöz (Batı Anadolu) Masiflerinin Petrolojileri ve Jeokronolojileri: İstanbul Üniv. Fen Fak. Monog., No 23, İstanbul, 115 s.
- Phillips, G.N. ve Powell, R., 1993, Link between gold provinces: Economic Geology, v. 88. s. 1084-1098.
- Radtke, A.S, Rye, R.O. ve Dickson, F.W., 1980, Geology and stable isotope studies of the Carlin gold deposit. Nevada: Economic Geology, v. 75, s. 641-672.
- Reed, M.H. ve Spycher, N.F., 1985, Boiling, cooling and oxidation in epithermal systems: a numerical modeling approach: B.R.Berger ve P.M.Bethke (ed), Geology and Geochemistry of Epithermal Systems, Review in Economic Geology, v. 2, s. 249-272.
- Roddy, M.S., Reynolds, S.J., Smith, B.M. ve Ruiz, J., 1988, K-metasomatism and detachment-related mineralization, Harcuvar Mountains, Arizona, Geological Society of America Bulletin, v. 100, s. 1627-1639.
- Savaşçın, M.Y. ve Güleç, N., 1990, Relationship between magmatic and tectonic activities in western Turkey: M.Y.Savaşçın ve A.H.Eronat (ed), IESCA 1990. Bildiriler, s. 300-313.
- Seedorff, E., 1991, Magmatism, extension, and ore deposits of Eocene to Holocene age in the Great Basin: mutual effects and preliminary proposed genetic relationships: Raines, G.L., Lisle, R.E., Schafer, R.W. ve Wilkinson. W.H. (ed), Geology and Ore deposits of the Great Basin, Simpozyum Bildirileri, Reno, Geological Society of Nevada, v. 1, s. 133-178.
- Sherlock, R.L. ve Logan, M.A.V., 1995, Silica-carbonate alteration of serpentinite: implications for the association of mercury and gold mineralization in Northern Califor-

## SİMAV GRABENİNİN METALOJENİSİ

- nia, Exploration and Mining Geology, v.4, s.395-409.
- Sillitoe, R.H., 1973, The tops and bottoms of porphyry copper deposits. Economic Geology, v. 68, s.799-815.
- Sillitoe, R.H., 1983, Enargite-bearing massive sulfide deposits high in porphyry copper systems, Economic Geology, v.79, s.348-352.
- Sillitoe, R.H. ve Bonham, H.F.Jr., 1984, Volcanic landforms and ore deposits, Economic Geology, v.79, s.1286-1298.
- Sillitoe, R.H. ve Bonham, H.E. Jr., 1990, Sediment-hosted gold deposits; distal products of magmatic-hydrothermal systems: Geology, v. 18, s. 157-161.
- Spencer, E. ve Welty, J.W., 1986, Possible controls of base-and precious-metal mineralization associated with Tertiary detachment faults in the lower Colorado river trough, Arizona and California, Geology, v.14, s. 195-198.
- Şener, M. ve Gevrek, A.İ., 1986, Simav-Emet-Tavşanhan yörelerinin hidrotermal alterasyon zonları, Jeoloji Mühendisliği, v.28, s.43-49.
- Şengör, A.M.JC., 1987, Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting examples from western Turkey, in: M.P.Coward, J.F.Dewey and P.L. Hancock (eds.), Continental Extensional Tectonics, Geol. Soc. Spec. Publ. No 28, s. 575-589.
- Şengör, A.M.C., Satır, M. ve Akkök, R., 1984, Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey: Tectonics, v. 3. s. 693-707.
- Şüyun, B., Oygür, V, Dirik, K. ve Erler, A., 1998, Alteration and porphyry-type mineralization in the Pınarbaşı granitoid complex (Gediz, Kütahya< Turkey),Third International Turkish Geology Symposium, METU. Abs., s. 130.
- Taşkın, İ., 1978, Kütahya ili, Simav ilçesi, Ahmetli köyü antımuan zuhurları: MTA Gen. Müd.. Rapor No 6751. Ankara (yayımlanmamış).
- Uz, B., 1973, Les formations métamorphiques et granitiques du Massif ancien d'Akdağ (Simav- Turquie) et leur couverture volcano-sédimentaire: Doktora Tezi. Univ.Nancy I, 2 cilt, 303 s. (yayımlanmamış).
- Uz, B., 1985, Akdağ Masifinde (Simav-Kütahya) yeşilşistlerin petrojenetik ve kökensel incelemesi, Jeoloji Mühendisliği, v.23, s.21-30.
- Uzkut, İ., 1974, Zur Geochemie des Molybdaens, Bontraeger. Berlin, 226 s.
- Vila, T. ve Sillitoe, R.H.,1991, Gold-rich porphyry systems in the Maricunga Belt, Northern Chile, Economic Geology, v. 86, s. 1238-1260.
- Yücel, B., Coşkun, B., Demirci, S. ve Yıldırım, N., 1983, Simav (Kütahya) yöresinin jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları, MTA Gen.Müd., Rapor No 8219, Ankara (yayımlanmamış).
- Zeschke, G., 1954, Der Simav-Graben und seine Gesteine: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, v. 5. s. 179-189.

---

**Makalenin geliş tarihi: 24.10.1988**

**Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 20.09.1999**

**Received: October 24, 1988**

**Accepted: September 20, 1999**



## Kalburçayın (Kangal, Sivas) Linyit Yatağının Jeolojisi ve Blok Kriging Yöntemi ile Değerlendirilmesi

*Geology and Evaluation of Kalburçayın (Kangal, Sivas) Lignite Basin by Block Kriging*

Özgül ŞEN Hac-ettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe, 06532, Ankara  
Cem SARAC Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe, 06532, Ankara

### Öz

Bu çalışma, Kalburçayın'(Kangal, Sivas) linyit yatağının jeolojisini ve rezerv incelemesini içermektedir.. Pliyosen yaşlı depolanma ortamında gelişen Kalburçayın linyit yatağı her biri yaklaşık 10 metre kalınlıkta iki kömür damarından oluşmaktadır. Kalınlığı 3-5 metre arasında değişen ve bol. kil içeren tüfitkr bu iki damarın arasında, yer almaktadır.. Isıl değeri 1300-1500 kcal/kg arasında değişen linyitler, Kangal ilçesi, yakınında bulunan termik santralin iki adet ünitesinde kullanılmaktadır. İnceleme alanındaki görünür rezerv miktarını hesaplamak için variogram' fonksiyonu belirlenerek C.=6.0, C-12.Ö ve a=1100 m parametreleri ile küresel olarak, modellenmiştir. Belirlenen model yardımı, ile kalınlığa ait hata varyaoss hesaplanarak 2.33 olarak bulunmuştur. Jeostatistiksel blok kriging yöntemi ile üst linyit damarı değer lendirilerek, elde edilen  $56\ 496\ 410 \pm 2\ 340\ 244$  too rezerv miktarının kullanılması ve buna. göre ekonomik işletilebilİF lik çalışmalarının yapılması önerilmektedir,

**Anahtar Kelimeler:** Jeostatistik, Kalburçayırı-Kangal, Kriging, Linyit» Maden Yatakları Değerlendirme

### Abstract

*This study includes the geology and reserve evaluation of Kalburçayın (Kangal, Sivas) lignite basin., Kalburçayın lignite basin., which formed in Pliocene aged depositional environment, is composed of 'two\* coal seams each having approximately 10 meters of thickness.. Clay bearing tuffits having thickness of 3-5 meters takes place between these two coal seams. Lignites that have calorific values of 1300-1500 kcal/kg are used in two units of a power plant; which placed near Kangal village.. In order to calculate the improved reserve amount of the study area, the variogram function was determined and it was spherically modelled with the parameters of Co= 6.0, C= 12..0 and a= 1100 m. With the help of this model, the error variance of thickness was calculated as 2.33.. By the use of geostatistical block kriging method; reserve amount of the upper lignite seam evaluated as  $56\ 496\ 410 + 2\ 340\ 244$  tons and the result is suggested to use for feasibility calculations of lignite seam.*

**Key Words:** Geostatistics, Kalburçayırı-Kangal, Kriging, Lignite., 'Ore Deposit Evaluation

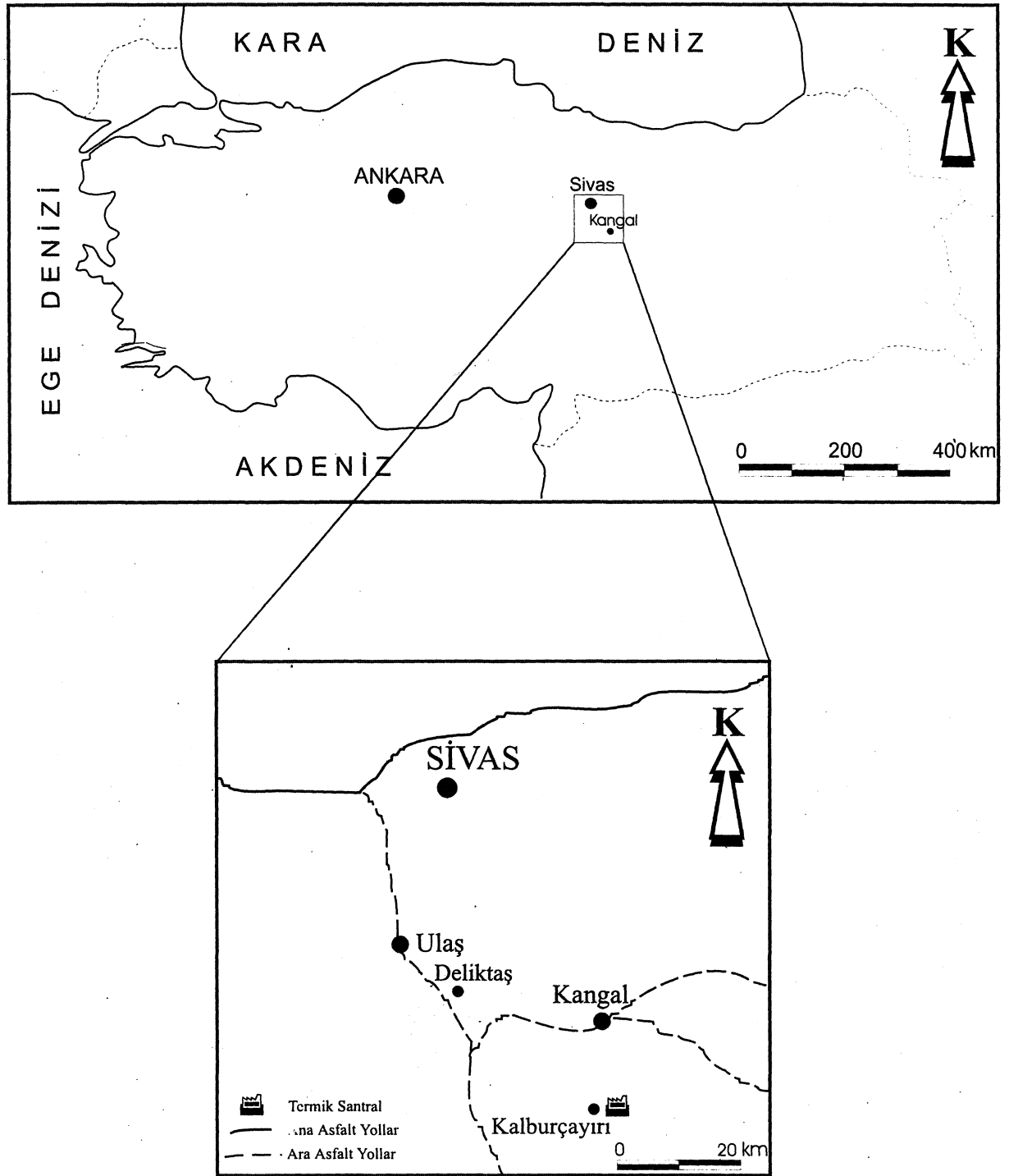
### GİRİŞ

Bir cevherleşme sahasının ekonomik olarak işletilip işletilemeyeceğinin belirlenmesi herşeyden önce bu cevherleşmenin, rezervinin sağlıklı bir şekilde hesaplanmasına bağlıdır. Bu amaçla maden yataklarının detay jeolojik, etüdlerinin tamam (anmasından sonra» maden yatağının rezervi, tenör-tonaj ilişkileri ve işletilebilirlik sınırları belirlenir. Böylece cevherleşmenin ekonomikliği, işletmeye açılıp açılmayacağı ve hangi oranda yatırım yapılabileceği ton oları açıklığa kavuşturulur.

Rezerv hesaplarının başarılı ye doğru bir şekilde gerçekleştirilmesi yatakta yapılan sondaj, galeri ve yar ma çalışmalarıyla elde edilen verilerin çok olmasına ve ayrıca rezerv-hesaplama yöntemine bağlıdır.. Günümüz-

de yaygın olarak kullanılan bir çok rezerv hesaplama yöntemi bulunmaktadır. Bunlar genel olarak geometrik, yöntemler ve jeostatistiksel yöntemler olarak ikiye ayrılmaktadır., özellikle son yıllarda bilgisayar sistemlerindeki gelişmelere paralel olarak jeostatistiksel yöntemler daha yaygın olarak kullanılmaya başlamıştır. Jeostatistiksel. rezerv hesaplama yöntemleri, bir maden yatağının jeolojik özelliklerini dikkate alan ve aynı. zamanda rezerv hesabının güvenilirliğine ilişkin ölçü veren tekniklerdir.

Çalışma alanı, Sivas ili Kangal ilçesinin yaklaşık 25 km güneyinde Kalburçayın., Etyemez ve Hamal köyleri, civarında bulunmaktadır (Şekil. 1).. İnceleme -alanında bulunan ısı değeri 1300-1500 kcal/kg arasında değişen



Şekil 1. Çalışma alanının yer buldum haritası  
Figure 1. Location map of the study area

linyitler, Türkiye Elektrik Üretim İletim A.Ş. Genel Müdürlüğü (TEAŞ) 'nün Kangal ilçesi yakınına kurmuş olduğu termik santralin iki ünitesinde kullanılmaktadır. Bu

ünitelerin her birinin gücü 150 MW olup, toplam olarak 1 550 000 m<sup>2</sup> kapalı alana sahiptir. Bu iki üniteden başka ayrıca 157 MW gücünde üçüncü bir ünitenin kurulması

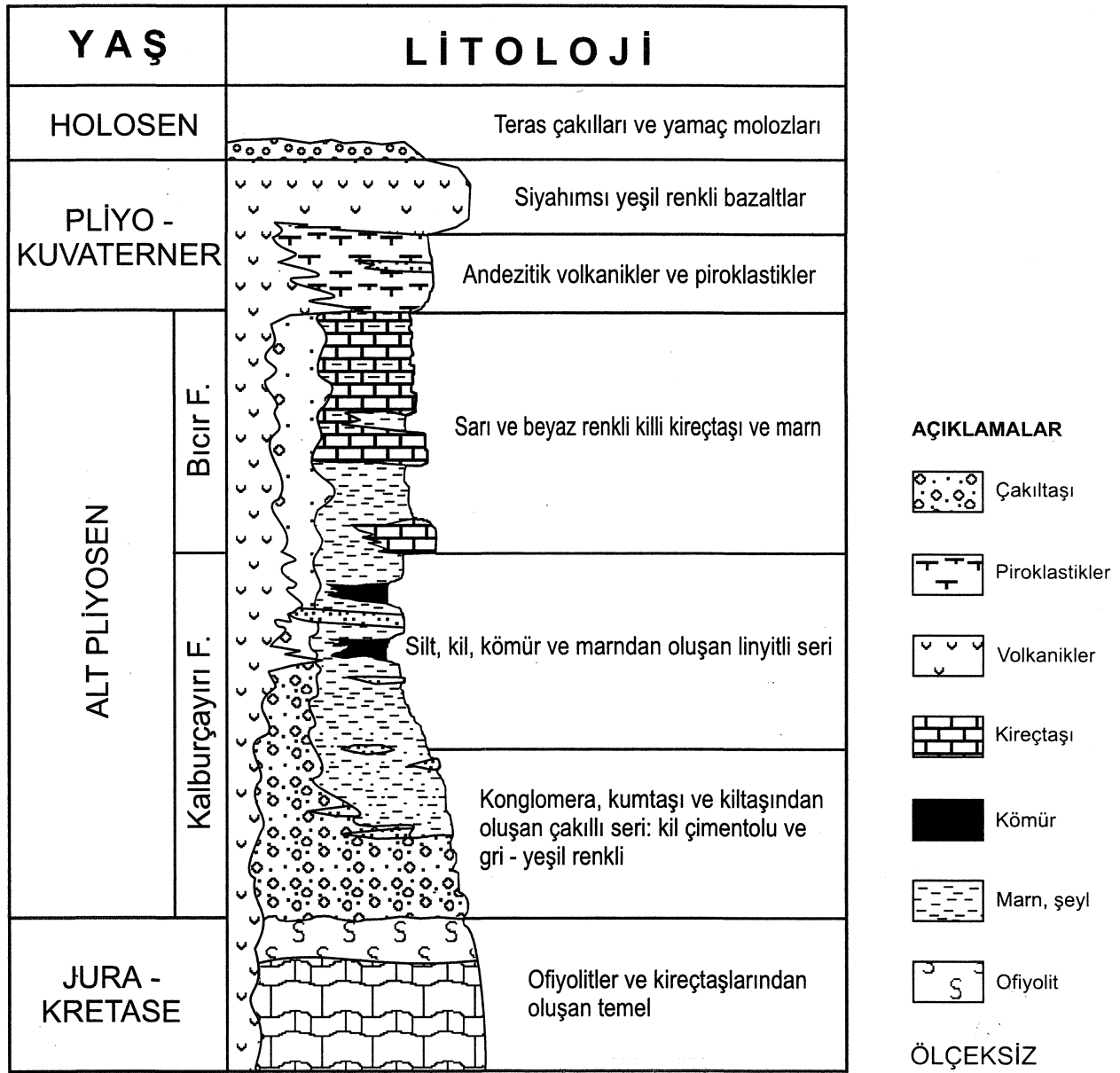
## KALBURÇAYIRI LİNYİT YATAĞI

için fizibilite çalışmaları devam etmektedir. İncelenen linyit yatakları özel sektör tarafından işletilmekte ve TEAŞ'ne termik santralın üniteleri için gerekli linyiti temin etmektedir.

Bu araştırma kapsamında Kalburçayırı linyit yatağının jeolojisi verildikten sonra, jeostatistiksel blok kriging yöntemi kullanılarak rezerv miktarı ve hata varyansı saptanmıştır. Sonuç olarak inceleme alanında kurulması planlanan üçüncü termik santralın fizibilite çalışmaları için yararlı olabilecek jeolojik ve ekonomik veriler sağlanmaya çalışılmıştır.

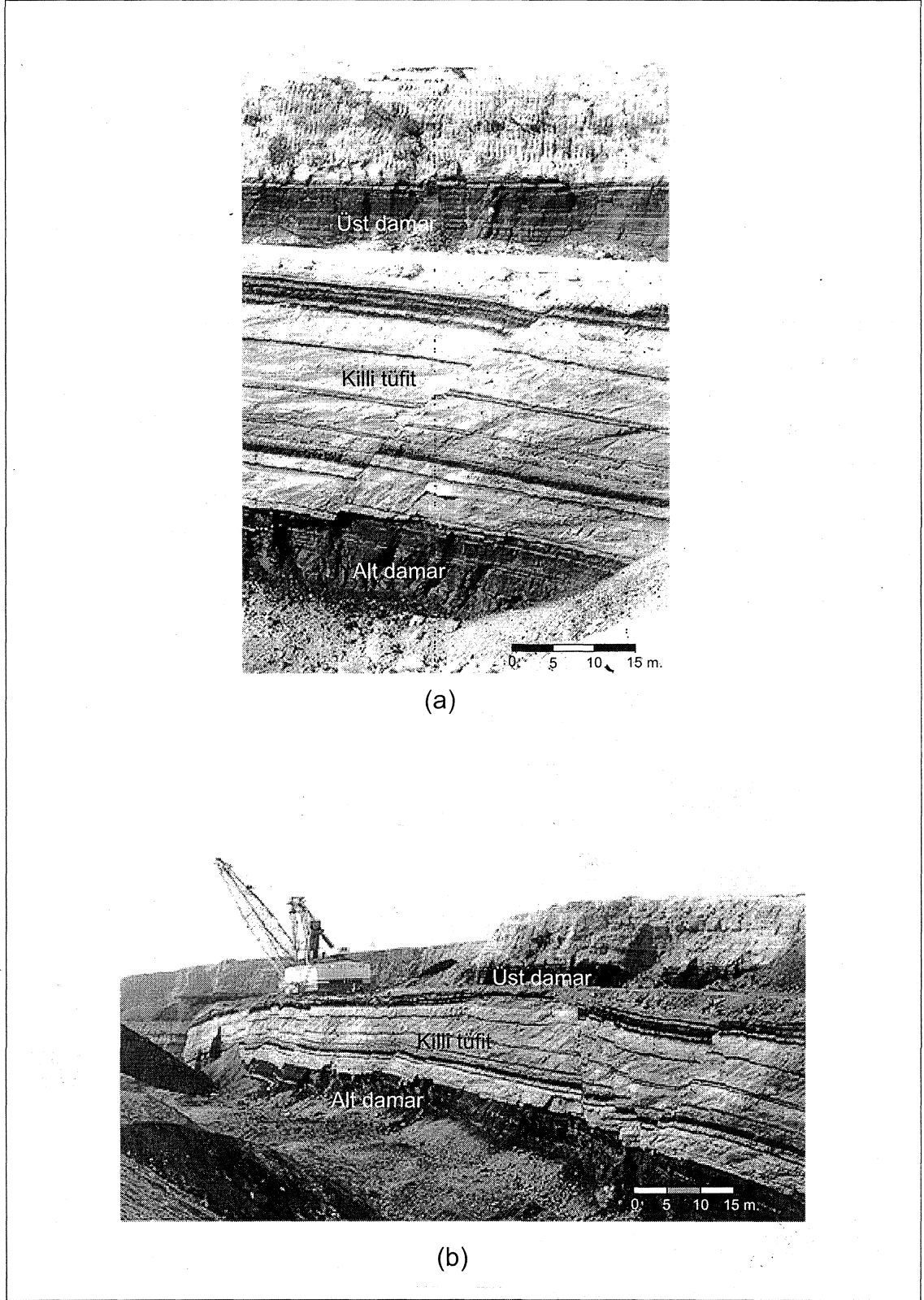
## KALBURÇAYIRI LİNYİT YATAĞININ JEOLJİSİ

Kalburçayırı kömür havzası, Kangal-Uzunyayla molas havzasının güneyinde Pliyosen yaşlı limnik depolanma ortamında gelişmiştir (Narin ve Kavuşan, 1993). Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesidi Şekil 2'de verilmektedir. Havzada her biri yaklaşık 10 metre kalınlığa sahip iki linyit damarı bulunmakta ve çalışma kapsamında alt damar ve üst damar olarak tanımlanan bu damarların, genel görünüşleri Şekil 3'de sunulmaktadır. İki damarın arasında kalınlığı 3-5 metre arasında



Şekil 2. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesidi (Narin ve Kavuşan, 1993'ten değiştirilerek alınmıştır)

Figure 2. Generalized stratigraphic section of the study area (modified from Narin and Kavuşan)



Şekil 3. İnceleme alanında kömür damarlarının görünümleri: a) Bakış yönü KD b) Bakış yönü KB

Figure 3. General view of the coal seams in the study area: a) View direction of NE b) View direction of NW

## KALBURÇAYIRI LİNYİT YATAĞI

değişen ve bol miktarda kil içeren tüfitler yer almaktadır.

İnceleme alanında yer alan istif; Neojen öncesi kayaçlar, Neojen yaşlı kayaçlar ve Neojen sonrası volkanik kay açlar olmak üzere üç alt başlık altında toplanmıştır.

### Neojen Öncesi Kayaçlar

#### Mesozoyik

Bazı seviyelerinde Thaumtoporella fosilleri içeren (Narin vd., 1986) Jura yaşlı kayaçlar, genel olarak çok açık gri ve açık sarı renkli kireçtaşlarından meydana gelmektedir. Kretase, çalışma bölgesi dışında Akkuş (1971) ve Kurtman (1973) tarafından Pınarbaşı ofiyolitleri ve Sümbüllü formasyonu olarak tanımlanmaktadır. Pınarbaşı ofiyolitleri, deniz tabanı yayılması ürünü olan peridotit, gabro ve dünitlerden oluşmaktadır. Genellikle yeşil renklerle tipiktirler. Sümbüllü formasyonu ise kirlili beyaz, açık sarı ve pembe renkli kireçtaşları şeklinde gözlenmektedir.

#### Eosen

Eosen yaşlı kayaç toplulukları Yağlıpınar ve Başören formasyonlarından oluşmaktadır. Tabanda konglomera, kumtaşı, çamurtaşı araldanması ile başlayıp bunun üzerinde kireçtaşları ile devam eden Yağlıpınar formasyonu, koyu kırmızı rengi ile karakteristiktir. Çalışma alanı dışında yüzeylenen Başören formasyonu, konglomera, kumtaşı, kilitaşı ve kireçtaşı araldanmasından oluşmaktadır. Narin ve Kavuşan (1993) tarafından içerdiği Nummulites atiricus, Discocyclina sp., Rotalia sp. ve Miliolidae sp. fosillerine dayanılarak formasyonun yaşı Lütisyan (Orta Eosen) olarak saptanmıştır. Kireçtaşları açık gri, gri-bej renklidirler.

### Neojen Yaşlı Kayaçlar

Narin (1985) tarafından Kalburçayırı formasyonu ve Bicir formasyonu olarak ayrılan Neojen yaşlı kayaçlar, daha yaşlı kayaçlar üzerine uyumsuzlukla gelmektedirler. Bu iki formasyon aşağıda detaylı olarak açıklanmaktadır.

**Kalburçayırı formasyonu:** Uyumsuzlukla daha yaşlı formasyonların üzerinde bulunan Kalburçayırı formasyonu, inceleme alanında en iyi Kalburçayırı köyü civarında izlenmektedir. Narin ve Kavuşan (1993), bu formasyonu çakıllı seri ve linyitli seri olarak iki seriye ayrılarak incelenmiştir.

Buna göre çakıllı seri altta konglomera ile başlayıp, üstte doğru kumtaşı ve kilitaşı ile devam etmektedir. Düzenli bir derecelenmenin gözlenildiği seride konglomeralar 4-5 cm büyüklükten başlayıp, tane boyu üst kısımlara doğru 0.5-1 cm ye kadar küçülmektedir. Mesozoyik ve Eosen yaşlı kayaçlardan türemişlerdir. Genel olarak

bu seri kil çimentolu ve gri-yeşil renklidir.

Linyitli seri, çakıllı serinin üzerinde yer almakta ve kalınlığı 25-60 metre arasında değişmektedir. Seri, altta silt ve killerle başlayıp, üstte doğru kömür, kil ve marn litolojisiyle devam etmektedir. İncelemenin temelini oluşturan kömür damarları bu serinin içinde yer almaktadır. Alt damar ve üst damar olarak ayrılan kömür damarları arasında bol kil içeren tüfitler bulunmaktadır.

Narin ve Kavuşan (1993), linyit damarlarında yapmış oldukları palinolojik analizler sonucunda Tricolpopenites cingulum ve Compositea sp.'nin çok bol bulunmasına dayanarak, Kalburçayırı formasyonu'nun yaşını Alt Pliyosen olarak saptamışlardır.

**Bicir formasyonu:** Yatay ve yataya yakın tabakalanma gösteren marn ve kireçtaşlarından oluşmaktadır. Tipik olarak, inceleme alanında Bicir deresinde, Kalburçayırı formasyonunun üzerine uyumlu olarak görülmektedir.

### Neojen Sonrası Volkanik Kayaçlar

Neojen sonrası volkanik kayaçlar genellikle tüf, lapilli ve tüfit litolojisinde gözlenmektedir. Yayılım alan oldukça sınırlı olan bu kayaçlar gri, koyu gri ve gri-bej renklidirler. Ayrıca inceleme alanında yer yer bazaltlara da rastlanılmıştır. Narin ve Kavuşan (1993), bölgedeki volkanizmanın ana evresini Pliyosen-Pleyistosen olarak belirlemiş ve ayrıca tüf ve lapillilerin, oligoklaz ve andezince zengin olmalarına dayanarak volkanizmanın ortaça karakterde olduğunu da belirtmişlerdir.

## KALBURÇAYIRI LİNYİT YATAĞININ DEĞERLENDİRİLMESİ

### Yöntem

Maden yatakları değerlendirme yöntemleri genel olarak geometrik ve jeostatistiksel yöntemler olarak iki alt gruba ayrılmaktadır. Geometrik yöntemlere; üçgen, poligon, kesit, karelaç, uzaklıkla ağırlık vb. gibi yöntemler, jeostatistiksel yöntemlere de kriging ve simülasyonun yer aldığı çeşitli teknikler örnek olarak verilebilir.

Geometrik yöntemler, incelenen değişkenler (tenor, kalınlık vb. gibi) arasında bir ilişki olmadığını varsayarlar. Dolayısı ile bu yöntemlerde bir önceki sonuç ile bir sonraki arasında hiçbir ilişki yoktur, yani değişkenler rastgele değerler almaktadırlar. Jeostatistiksel tekniklerde bütün örnekler birbiri ile ilişkilidir, örnekler birbirine yaklaştıkça, incelenen değerler de birbirine yaklaşacaktır; bu da değerler arasında uzaklığa bağlı bir ilişki olduğunu göstermektedir. Uzaklığa bağlı ilişki, geometrik yöntemler ve jeostatistiksel yöntemler arasındaki en önemli farkı oluşturur, bu ilişki jeostatistiksel hesaplamalarda kullanırken; geometrik yöntemlerde kullanılmaktadır (Saraç ve Tercan, 1996; Saraç, 1998)

İncelenen Kalburçayırı linyit yatağının x noktasındaki kalınlık değerini  $z(x)$ , bundan h kadar mesafedeki kalınlık değerini  $z(x+h)$  ile gösterirsek, kalınlık değerleri arasındaki fark  $f(h) = z(x) - z(x+h)$  olacaktır. Bu fark h uzaklığının bir fonksiyonu olup,  $f(h)$ 'nin modellenmesi rezerv miktarının hesaplanmasında büyük bir önem taşımaktadır. Linyit yatağındaki  $f(h)$  bilindiğinde örneklenmemiş bir lokasyondaki bilinmeyen değeri hesaplamak mümkündür. Poligon, üçgen ve kesit gibi geometrik rezerv hesaplama yöntemleri, ilgili kestirim alanı (poligon, üçgen veya kesit alanı) içinde kalınlık değerlerinin değişmediğini, dolayısı ile kalınlık değerleri arasındaki farkın, h uzaklığı ne olursa olsun sifıra eşit olduğunu varsayarlar. Ancak bu gerçekçi bir varsayım değildir ve kalınlık değerleri arasındaki farkın bunlar arasındaki uzaklık arttıkça artması, azaldıkça azalması beklenir (Tercan ve Saraç, 1998). Uzaklığın tersi ile ağırlıklandırma yöntemi, bu beklentiye dayanarak  $f(h)$ 'nin h'a eşit olduğunu ancak,  $f(h) = h$  ilişkisinin hemen her türlü maden yatağına uygulanabileceğini kabul etmektedir. Gerçekte uzaklığa bağlı ilişki, aynı bir yatak içinde bile yönler göre değişiklik gösterebilir.

Jeoistatistikte, bölgesel değişkenin değerleri arasındaki farkın uzaklığa bağlı değişimleri variogram fonksiyonu ile belirtilir ve  $2\gamma(h)$  simgesi ile gösterilerek, aşağıdaki gibi hesaplanabilir (Matheron, 1963):

$$2\gamma(h) = \text{Var} [Z(x) - Z(x+h)]$$

Eşitlikte,

h : uzaklık,

$\gamma(h)$  : sem i-variogram değeri,

Z(x) : x lokasyonundaki rastlantı değerini göstermektedir.

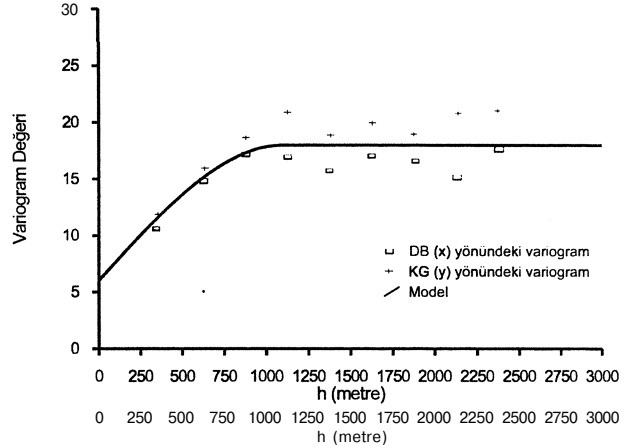
Variogram fonksiyonu, çevreleşmedeki incelenen bölgesel değişkenin ne gibi özellikler gösterdiğini belirlemede kullanılır. Variogram fonksiyonu bilindiğinde incelenen değişkenin homojenlik ve izotropluk dereceleri, düzenliliği ve bir örneğin etki mesafesi sayısal olarak belirlenebilir.

#### Veri Analizi ve Variogram Modellemesi

Bölgede değişik senelerde rezerv ve kalite saptaması için MTA ve TKİ tarafından yapılmış olan 162 adet sondaj, bu çalışma kapsamındaki rezerv hesaplamalarının temelini oluşturmaktadır. Bu sondajlardan 121 adedi kömür kesmiştir. Bölgede daha öncede belirtildiği gibi alt ve üst olmak üzere iki adet kömür damarı bulunmaktadır ve bu çalışmada yalnız üst damar verileri ele alınmıştır.

İlk olarak sondaj verileri kullanılarak kalınlık değerlerinin yönsel variogramları hesaplanmış ve grafikleri çizilmiştir. Yönsel variogramlar  $G=6$ ,  $O=12$ ,  $a=1100$  m.

parametreleri kullanılarak küresel (spherical) bir fonksiyon şeklinde, Şekil 4'de görüldüğü gibi modellenmiş ve modelin incelenen linyit yatağındaki geçerliliği Saraç ve Tercan (1992)'a göre saptanmıştır.



Şekil 4. Çalışma alanındaki kalınlık değerlerine ilişkin variogram ve model

Figure 4. Variogram and model of the thickness values in the study area

Tercan (1996), Kalburçayırı linyit yatağındaki çalışmada indikatör kriging yöntemi ile yatağın 0, 0.5 ve 1 olasılıksal kontur sınırlarını belirlemiştir. Buna göre 0 ve 0.5 konturlarının sınırladığı alan içinde kömür kesme olasılığı % 0-50, 0.5 ve 1 konturlarının sınırladığı alan içinde ise % 50-100 arasında değişmekte iken 1 konturunun sınırladığı alan içinde kömür kesme olasılığı % 100'dür. Yani 1 konturunun sınırladığı alan içerisindeki herhangi bir noktada yapılacak olan bir sondajda % 100 kömür kesilecekken, 0 konturunun dışında kalan bütün lokasyonlar ise kömürsüz bölgeye aittir. 0.5 konturu ise belirsizliğin en yüksek olduğu konturu göstermektedir. Bu çalışma kapsamında Kalburçayırı linyit yatağın görünür rezervi belirleneceği için yatağın sınırlarında, 1 olasılıksal konturu esas alınmıştır. Bu sınırın dışındaki rezerv miktarı hesaplanmamıştır. Şekil 5'de sondaj lokasyonları ve indikatör kriging yöntemi ile belirlenen 1 olasılıksal sınırı gösterilmektedir.

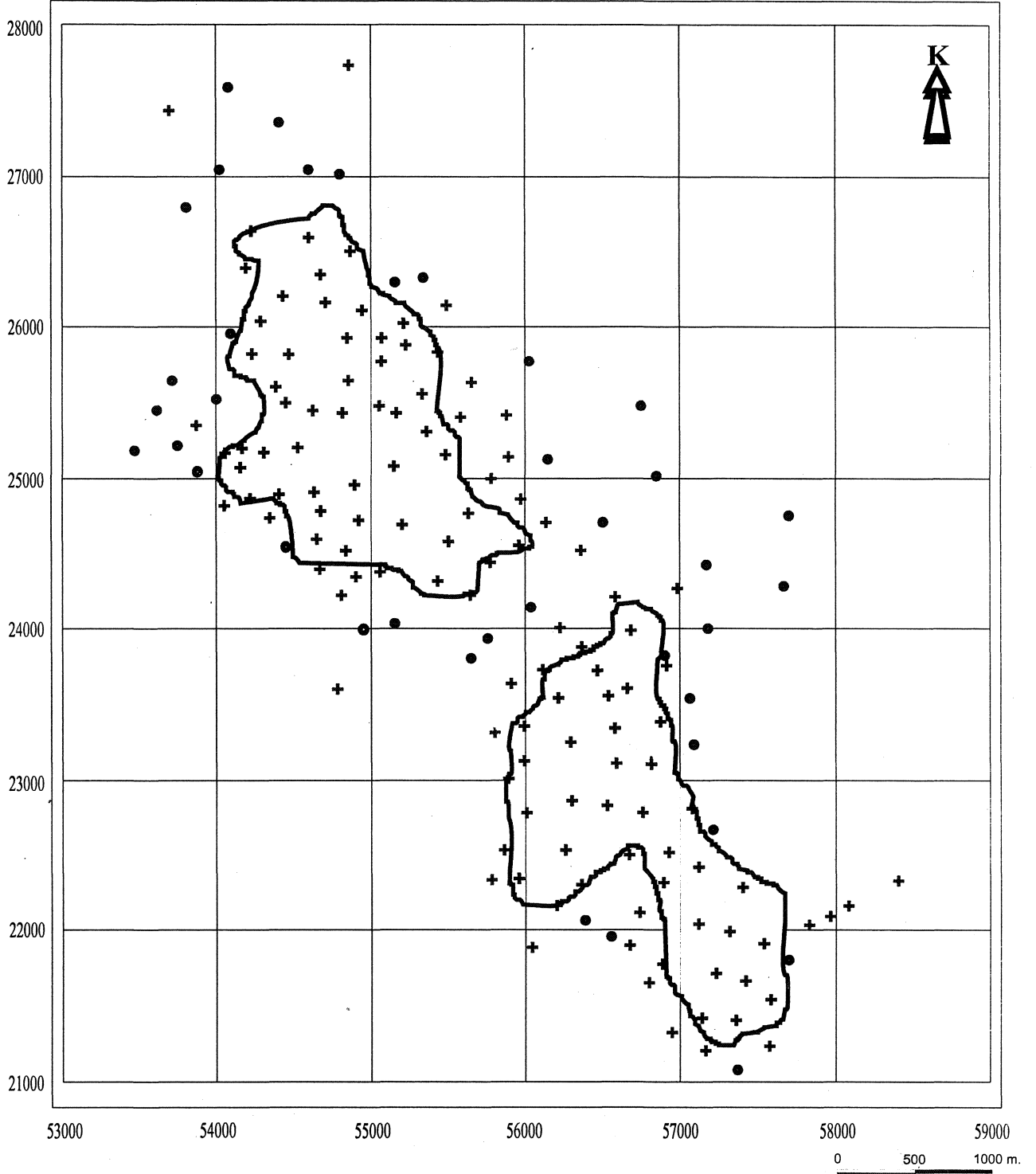
#### Rezerv Kestirim Tekniği ve Uygulaması

Maden yataklarında bilinmeyen değerlerin hesaplanması, örneklenmiş noktalardaki bilinen değerler yardımıyla yapılır ve bu işlem "kestirim" olarak adlandırılır (Tercan ve Saraç, 1998). Genel olarak kestirim işlemi, bilinen değerlerin ağırlıklı ortalaması alınarak yapılır. Matematiksel olarak bu işlem;

$$z^*(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i z(x_i)$$



## KALBURÇAYIRI LİNYİT YATAĞI



**Şekil 5.** Sondaj lokasyonları ve linyit yatağının indikatör kriging ile belirlenen 1 olasılıksal kontur sınırı (kömür kesmeyen sondajlar • simgesi ile, görünür rezerv çalışması yapılan alan taranmış olarak gösterilmiştir)

**Figure 5.** Drill-hole locations and probability boundary of 1 determined by indicator kriging of the lignite basin (•, drill-holes with no intersection of coal; shaded areas, improved reserve areas)

formunda ifade edilir (Journal ve Huijbregts, 1978). Yukarıda verilen eşitlikte:

$z^*(x_0)$ :  $x_0$  noktasında bilinmeyen ancak kestirilen değeri,

$z(x_i)$ :  $x_0$  noktasının kestiriminde kullanılacak verileri

$X_i$ : bu verilere atanacak ağırlıkları göstermektedir.

Normal olarak  $x_i$ ,  $i = 1, \dots, n$  noktalarındaki değişkenin değerleri bellidir. Ancak bunlara verilecek ağırlıkları hesaplamak gerekir. Jeostatistikte bu ağırlıklar, kestirim hatalarının ortalaması sıfır ve varyansı en küçük olacak şekilde belirlenir. Ağırlıkların bu koşullar altında belirlenmesi işlemine kriging adı verilir.

#### Kriging sistemi matris formunda

$$\begin{pmatrix} \gamma_{11} & \gamma_{12} & \dots & \gamma_{1n} & 1 \\ \gamma_{21} & \gamma_{22} & \dots & \gamma_{2n} & 1 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \gamma_{n1} & \gamma_{n2} & \dots & \gamma_{nn} & 1 \\ 1 & 1 & \dots & 1 & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \dots \\ \lambda_n \\ m \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \gamma_{01} \\ \gamma_{02} \\ \dots \\ \gamma_{0n} \\ 1 \end{pmatrix}$$

şeklinde ifade edilir (David, 1977). Burada  $y_{ij}$ ;  $x_i$  ve  $x_j$  noktaları arasındaki uzaklığa ilişkin variogram değerini,  $m$ ; Lagrange sabitini göstermektedir.

$z(x_0)$ , kriging yöntemi ile kestirildiğinde yapılan hatanın varyansı kriging varyansı olarak adlandırılır ve bunun değeri  $al I$

$$\sigma_K^2 = \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(x_0 - x_i) + m$$

ile ifade edilir.

Kriging sistemi, bölgesel değişkenin noktasal örnekler üzerinde tanımlandığını varsaymaktadır. Ancak, maden yataklarının değerlendirilmesinde çoğu zaman örneklenmemiş bir noktanın kestiriminde yanıda, blokların ortalama değerlerinin kestirimi de istenebilir. Böyle durumlarda kestirilen değişken, bir blok üzerinde tanımlanırken, bunun kestiriminde kullanılacak veriler, blok boyutlarına göre çok daha küçük olan (örneğin, karot örnekleri) noktasal örnekler üzerinde tanımlanır. Yani problem, noktasal veriler kullanarak blok değerlerinin kestirimi şekline dönüştürülür. Eğer variogram fonksiyonu biliniyorsa blok değerleri, kriging yöntemi kullanılarak kolayca kestirilebilir. Bunun için yukarıda verilen kriging sistemindeki eşitliğin sağ tarafında yer alan vektörün elemanlarını,  $y(V, x_i)$  ortalama variogram değerleri ile değiştirmek yeterli olacaktır (David, 1988).

Kriging yönteminin diğer kestirim yöntemlerine göre en önemli üstünlüğü, ağırlıkların gelişigüzel kurallara göre belirlenmemesidir. Veriler sistemli ve objektif bir şekilde önceden analiz edilir ve bu analiz sonucunda variogram fonksiyonu belirlenerek, kullanılacak olan ağırlıklar hesaplanır. Kriging yönteminin diğer bir üstünlüğü de kriging varyansı ile kestirim hatasının büyüklüğünün değerlendirilebilmesidir. Kriging varyansı, verilerin gerçek değerlerine bağlı değildir, daha çok veri sayısına ve veriler arasındaki uzaklığa bağlı bir fonksiyondur.

İnceleme alanında blok kestirimi için kömür yatağı 200 x 200 m boyutlarında bloklara bölünerek, her bir bloğun ortalama kalınlığı blok kriging ile kestirilmiştir. Kriging ile kestirimde örnek sayısı en az 4, en çok da 16 olarak alınmıştır.

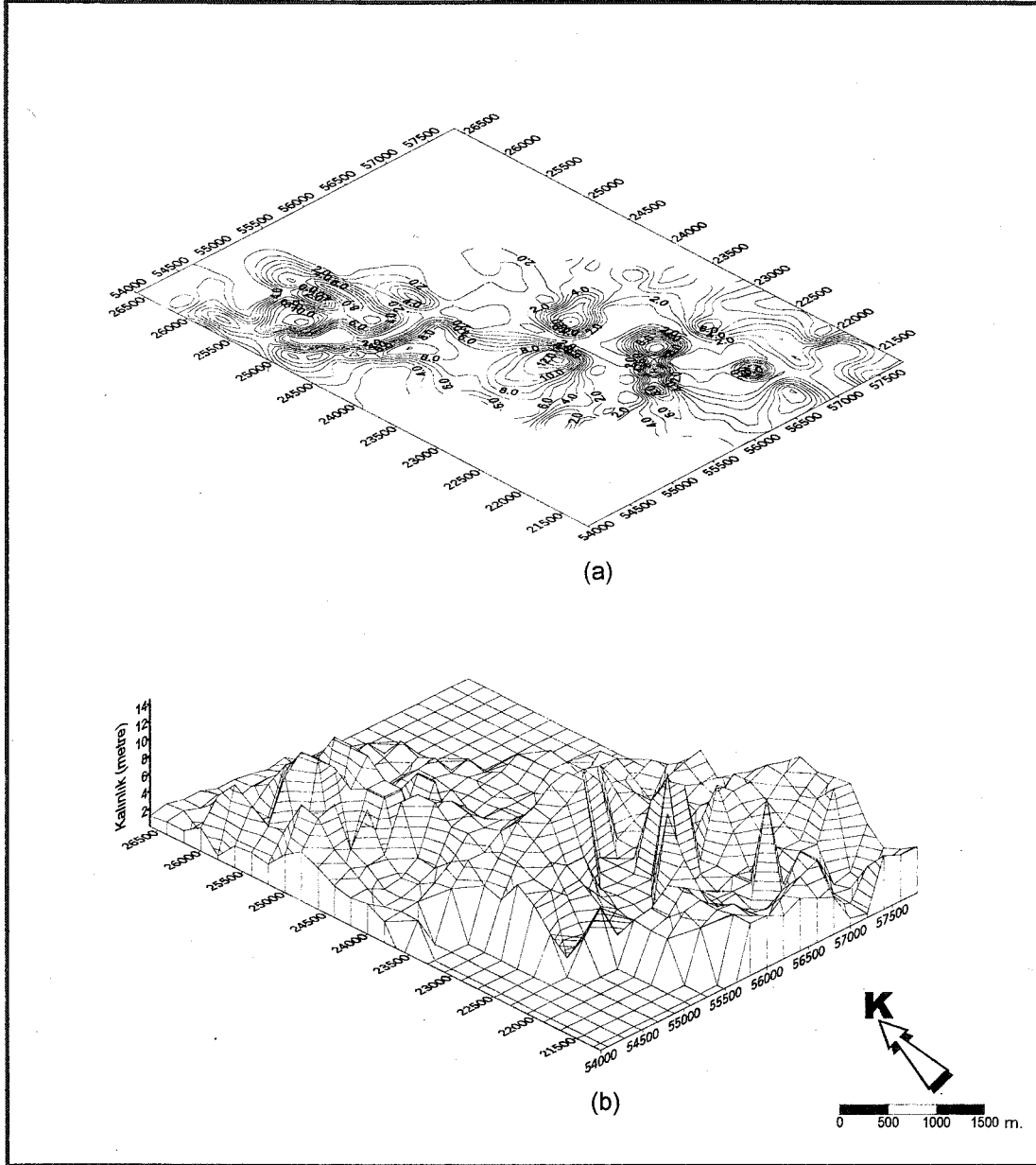
İndikatör kriging yöntemi ile belirlenen sınırlar içerisinde yer alan blokların alanları 200 x 200 m olarak sabit olmasına karşın, tam sınır üzerinde yer alan blokların alanları sondaj noktalarının yerleştirildiği koordinat sistemi üzerinde bilgisayarda belirlenmiş ve toplam alan 5 294 200 m<sup>2</sup> olarak bulunmuştur. Her bloğun ortalama kalınlık değeri ile blok alanı çarpılarak, toplam hacim miktarı 43 458 777 m<sup>3</sup> olarak hesaplanmıştır. Yoğunluk değeri dikkate alınarak (Çizelge 1) toplam rezerv miktarı 56 496 410 ton olarak belirlenmiştir. Şekil 6'da kömür kalınlık değerlerinin inceleme alanındaki dağılımı sunulmaktadır. Ayrıca kalınlığa ilişkin hata varyansı 2.33 olarak saptanmıştır. Hata varyansının hesaplanmasında her bir bloğun alanı ve ortalama kalınlığı dikkate alınmıştır. Hesaplamalara ilişkin ayrıntılı bilgi Şen (1999)'de verilmektedir. Elde edilen sonuçlar Çizelge 1'de özet olarak sunulmaktadır.

Çizelge 1. Kalburçayı linyit yatağının değerlendirilmesinde özet bilgiler

Table 1. Summarized information of Kalburçayı in lignite basin evaluation

Blok Boyutları (m)	200x200
Blok Kestiriminde Örnek Sayısı	4 (en az), 16 (en fazla)
Yoğunluk (ton/m <sup>3</sup> )	1.3
Toplam Alan (m <sup>2</sup> )	5 294 200
Toplam Hacim (m <sup>3</sup> )	43 458 777
Kalınlığa İlişkin Hata Varyansı	2.33
Güven Aralıklarının Kestirim Değeri Yüzdesi	4.14
Toplam Rezerv (ton)	56 496 410 ± 2 340 244

## KALBURÇAYIRI LİNYİT YATAĞI



Şekil 6. Kömür kalınlık değerlerinin; a) eş-kalınlık haritası, b) blok diyagram dağılımı  
Figure 6. Coal thickness values; a) thickness contour map, b) block diagram map

## SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışmada alt ve üst olmak üzere iki damardan oluşan Pliyosen yaşlı Kalburçayırı linyit yatağının yalnız üst damarı incelenmiştir. 1300-1500 kcal/kg arasında düşük ısı değere sahip linyitler, çalışma alanında bulunan termik santralin iki adet ünitesinde kullanılmaktadır. Üçüncü bir ünitenin kurulması için devam eden fizibilite çalışmalarına yönelik olarak ayrıntılı bir rezerv hesaplaması yapılmıştır. Uyumsuzlukla yaşlı formasyonların üzerinde bulunan Kalburçayırı formasyonu; çakıllı ve linyitli olmak üzere iki ayrı seri şeklinde incelenmiştir. Linyitli seri içerisinde yer alan kömür damarlarından yaklaşık 10 metre kalınlığa sahip olan üst damara ilişkin detay değerlendirme yapılmıştır. Görünür rezerv çalışması için daha önceden indikatör kriging tekniği ile sınırları belirlenen alanda variogram hesaplanmış ve küresel bir model kullanılarak model parametreleri  $G=0.0$ ,  $C=12.G$  ve  $a=1100m$  olarak saptanmıştır. Blok kriging yöntemi uygulanarak rezerv miktarı 56 496 410 ton olarak hesaplanmıştır. Uyarlanan model yardımı ile kalınlığa ait hata varyansı 2.33 olarak bulunmuş, rezerv hesaplamalarındaki hata miktarının % 95 güvenirlilikte  $\pm 2.340.244$  ton olduğu ortaya konulmuştur. Hesaplamalarda indikatör kriging ile belirlenen 1 olasılıksal sınırı içerisinde kalan kısım kullanıldığından, sonuçların görünür rezerv kavramında kabul edilmiş olan  $\pm \% 20$  sınırları içerisinde kalması beklenmiş (Caner, 1983) ve % 95 güvenirlilik sınırları içerisinde güven aralıkları, kestirim değerinin yüzde 4.14'ü olarak bulunmuştur. Buradan da görüldüğü gibi güven aralıkları  $\pm \% 20$  sınırları içerisinde yer almaktadır.

## KATKI BELİRTME

Yazarlar bu çalışmaya sağladıkları katkılarından dolayı Türkiye Elektrik Üretim İletim A.Ş. (TEAŞ) Kangal İşletme Müdürlüğü, Demir Export A.Ş. Kangal İşletmesi, Doç.Dr. A.Erhan Tercan (Hacettepe Üniversitesi), Yrd.Doç.Dr. İ.Hakkı Demirel (Hacettepe Üniversitesi), Doç.Dr. Gültekin Kavuşan (Ankara Üniversitesi) ve Arş.Gör. Sermin Koçer (Hacettepe Üniversitesi) 'e teşekkürü bir borç bilirler. Bu çalışma Hacettepe Üniversitesi Araştırma Fonu tarafından 98.01.602.003 numaralı proje olarak desteklenmiştir.

## EXTENDED SUMMARY

This study includes the geology and evaluation of Kaiburçayırı (Kangal, Sivas) lignite basin by geostatistical block kriging method. The basin is located in the south of Kangal village (Sivas, Turkey). A detailed location map of the study area is shown in Figure 1. Kalburçayırı lignite basin, which formed in Pliocene aged depositional environment, is composed of two coal seams each having approximately 10 meters of thickness. The basin has developed in a limnic depositional environment (Narin and Kavuşan, 1993), and studied under three titles. These are Pre-Neogene aged rocks; Neogene aged rocks and

post-volcanic rocks. Pre-Neogene aged rocks are mainly composed of Mesozoic and Eocene limestones. Neogene aged rocks are consist of Kalburçayırı and Bicir formations. Lower and upper lignite seams are observed in Kalburçayırı formation. Clay bearing tuffits having thickness of 3-5 meters takes place between these two coal seams. Volcanic rocks are mainly formed by tuffits and andesitic rocks (Narin, 1985). A generalized stratigraphic section is given in Figure 2. The appearances of lower and upper lignite seams in the study area are shown in Figure 3. Lignites that have calorific values of 1300-1500 kcal/kg are used in two units of a power plant, which placed near Kangal village. Geostatistical theory is based on the observation that the variabilities of such quantities as grade and thickness have a particular spatial structure. The thickness  $z(x)$  and  $z(x+h)$  at point  $x$  and  $x+h$  are correlated: this spatial correlation depends on the vector  $h$ , which separates the two points and decreases as the distance  $|h|$  increases. Beyond a particular distance the two quantities are no longer correlated. Moreover, the spatial variability can differ from one direction to another (Matheron, 1963). In geostatistics the spatial variability of a regionalized variable is characterized by the variogram function (Journel, and Huijbreghts, 1978). The variogram function acts as a quantified summary of all the available information and is used in estimating an unknown value of the regionalized variable. The data used in the evaluation come from 162 drillholes, which were drilled by MTA and TKİ companies. In order to calculate the improved reserve amount of the study area, the variogram function was determined and it was spherically modelled with the parameters of  $G= 6.0$ .  $C= 12.0$  and  $a= 1100$  m. Figure 4 shows the variogram and model of the coal thickness. The parameters of the model were validated by use of the back-estimation technique (Saraç and Tercan, 1992). The drillhole locations and boundary of the lignite basin which was determined by indicator kriging (Tercan, 1996) are given in Figure 5. The model was then used to estimate the average thickness values of 200 m x 200 m blocks by kriging. Figure 6 shows distribution and block diagram of thickness values in the study area. By the use of geostatistical block kriging method, reserve amount of upper lignite seam evaluated as 56 496 410 + 2 340 244 tons and the result is suggested to use for feasibility calculations of lignite basin.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Akkuş, M.F., 1971, Darende-Balaban havzasının jeoloji ve statigrafik incelenmesi. MTA Dergisi. No. 76. 1-58.
- Caner, G., 1983, Mineral (maden) kaynak ve rezervlerinin sınıflandırılması. MTA Enstitüsü yayınları. No. 188. Ankara.
- David, M., 1977, Geostatistical Ore Reserve Estimation. Elsevier, New York.
- David, M., 1988, Handbook of Applied Advanced Geostatistical Ore Reserve Estimation. Elsevier, Amsterdam.
- Journel, A.G. ve Huijbreghts, Ch., 1978, Mining Geostatistics. Academic Press, New York.
- Kurtman, F., 1973, Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı. MTA Dergisi. No. 80, 1-32.

## KALBURÇAYIRI LİNYİT YATAĞI

- Matheron, G., 1963, Principles of geostatistics. Economic Geology, No. 58, 1246-1266.
- Narin, R., 1985, Sivas-Kangal-Kalburçaym linyit yatağının jeolojisi ve fizibilitesinin araştırılması, Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi, Ankara, (yayımlanmamış)
- Narin, R., Sun, E., Sun, A., Taşçı, E. ve Aydın, H., 1986, Sivas Kangal linyit havzasında 1985 yılında yapılan sondaj çalışmalarına ait rapor. MTA Genel Müdürlüğü, Ankara, (yayımlanmamış)
- Narin, R. ve Kavuşan, G., 1993, Sivas-Kangal-Kalburçayırı linyit yatağının jeolojisi. Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri-A Yerbilimleri, No. 10-1,43-47.
- Saraç, C., 1998, Geology and ore reserve estimation at Sivrihisar sepiolite mine (Eskişehir, Turkey). Transactions of the Institution of Mining & Metallurgy, Section A-Mining Industry, 6-12.
- Saraç, C. ve Tercan, E., 1992, A Geostatistical Case Study of the Kızılyüksek-Yatardıç Chromium Orebody. Geosound-Yerbilimleri, No. 20, 212-229.
- Saraç, C. ve Tercan, A.E., 1996, Grade and reserve estimation of Tulovasi borate deposit by block kriging. International Geology Review, No. 9, 832-837.
- Şen, Ö., 1999, Kalburçayırı (Sivas) kömür yatağı rezervinin geometrik/jeostatistiksel yöntemlerle değerlendirilmesi. Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü. Yük. Müh. Tezi. (yayımlanmamış)
- Tercan, A.E., 1996, Maden yatakları sınır belirsizliğinin indikatör kriging ile değerlendirilmesi ve Sivas-Kangal-Kalburçayırı kömür yatağında bir uygulama. Madencilik Dergisi, No. 35-4, 3-11.
- Tercan, A.E. ve Saraç, C., 1998, Maden yataklarının değerlendirilmesinde jeostatistiksel yöntemler. TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları, No: 48.

---

Makalenin geliş tarihi: 12.06.1999

Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 15.12.1999

Received: June 12, 1999

Accepted: December 15, 1999





# Aladağ Birliği<sup>1</sup> nin Üst Devoniyen-Alt Triyas İstifinin Çökeltme Ortamları ve Hidrokarbon Kaynak Kaya Değerlendirmesi: Orta Toroslar, Türkiye

*Depositional Environments and Hydrocarbon Source Rock Assessments of the Upper Devonian-Lower Triassic Sequence of Aladağ Unit: Central Taurus, Turkey*

T. Şükrü Yurtsever MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Eskişehir Yolu, Ankara.  
Bora Gürçay MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Eskişehir Yolu, Ankara.  
İ. Hakkı Demirel Hacettepe Üniversitesi, Müh. Fak., Jeoloji Müh. Bölümü, 06532 Beytepe/Ankara

## Öz

Orta Toroslarda Aladağ Birliği formasyonlarının çökeltme ortamları ve kaynak kaya değerlendirilmesi Sarıveliler ve Aydıncık bölgelerinde yer alan beş farklı stratigrafi kesitinden toplanan yüzey örneklerinden çalışılmıştır. Aladağ Birliği formasyonları her iki bölgede de Üst Devoniyen-Kretase boyunca var olan karbonat platformunun gel-git ortamı, sınırlı su dolaşımının olduğu lagünler ve resiflerin de geliştiği sığ şelf alanlarında çökelmişlerdir. Jeokimyasal veriler (TOK içeriği, Tmax ve HI değerleri) ve organik petrografi (Spor-Polen Renk İndeksi) sonuçları, Rock-Eval piroliz ve alttan aydınlatmalı mikroskop kullanılarak elde edilmiştir. Aydıncık bölgesinde, Dikenlidere Formasyonu (Karbonifer) yeterli TOK içeriğine (> % 0.5) sahip olmasına rağmen, Akdere (Üst Devoniyen) ve Cevizli (Permian) formasyonları kaynak kaya potansiyeline sahip değildir. Sarıveliler bölgesinde, sadece Cevizli Formasyonu % 0.5'in üzerinde TOK değerine sahip seviyeleri içermektedir. HI, Tmax ve SCI değerleri Aladağ Birliği formasyonlarından alınan bütün kaynak kaya örneklerinin aşırı olgun ve egemen organik madde tipinin Tip III kerojen (kömürsü) olduğunu göstermektedir. Ancak, bölgedeki algal üretimliliği sağlayan çökeltme ortam koşulları başlıca Tip I (algal kerojen) organik maddenin varlığını işaret etmektedir.

**Anahtar Kelimeler:** Aladağ Birliği, Orta Toroslar, çökeltme ortamı, kaynak kaya potansiyeli

## Abstract

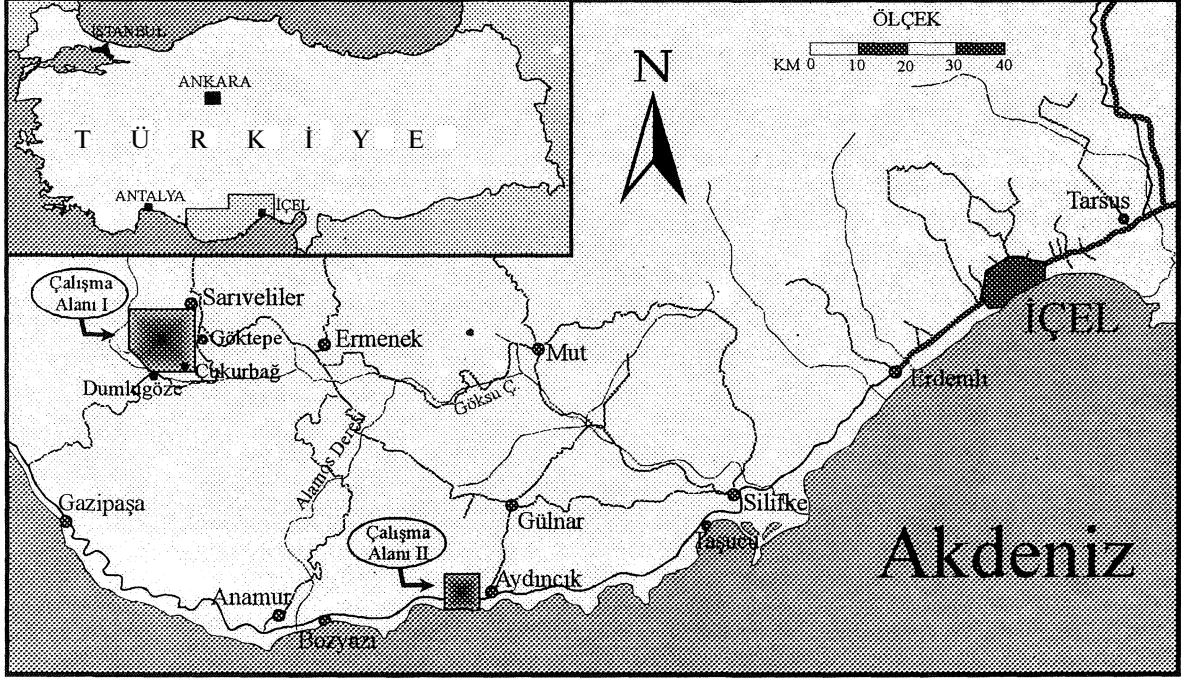
The depositional environments and source rock assessment of the Aladağ Unit formations in the Central Taurus region have been studied on surface samples collected from the five different sections which extend in the Sarıveliler and Aydıncık regions. In both regions, the formations of the Aladağ Unit were deposited on the tidal-flats, restricted shelf areas and reefal environments which belong to a carbonate platform through Upper Devonian and Cretaceous. Geochemical data (TOC content, Tmax and HI values) and organic petrography (Spore-Pollen Colour Index) values obtained from Rock-Eval pyrolysis and transmitted light microscopy. In the Aydıncık region, although the Dikenlidere Formation (Carboniferous) has enough TOC content (over 0.5 %), Akdere (Upper Devonian) and Cevizli (Permian) formations have no source-rock potential. Only Cevizli Formation in the Sarıveliler region has some source-rock levels displaying TOC values over 0.5 %. HI, Tmax and SCI values indicate that all source rock samples of the Aladağ unit formations are over mature and their primarily organic matter type is Type III kerogen (coaly). However, depositional environment conditions providing the abundant algal productivity imply mainly the presence of the Type I (algal) organic matter.

**Key words:** Aladağ Units, Central Taurus, depositional environment, source-rock potential

## GİRİŞ

Bu çalışma kapsamındaki hedef bölgeler; Gül (1991) tarafından doğuda Ecemiş Fayı, batıda Aksu Fayı arasında kalan alan olarak sınırlandırılan Orta Toroslar'da, Blumenthal (1944) tarafından "Hadım Napı" veya "Hadım Zonu" olarak adlandırılan allokon konumlu Aladağ Birliği'nin (Özgül, 1976) yaygın olarak yüzeylendiği iki farklı bölgedir. Bunlar; Sarıveliler ilçesi (Karaman) güneybatısı, Göktepe kasabası batısı ve Dumlupınar ilçesi kuzeyi arasında kalan alan ile İçel iline bağlı, doğuda Silifke, batıda Anamur, kuzeyde Gülnar ilçeleri ve güneyde ise Akdeniz ile sınırlanan alandır (Şekil 1). Metin içerisinde bu bölgelerden kısaca Sarıveliler bölgesi ve Aydıncık bölgesi olarak bahsedilmiştir. Orta Toroslarda bu iki bölgenin çalışma alanı olarak seçilmesinin nedeni, Üst Devoniyen-Üst Kretase zaman aralığında devamlı bir istifeye sahip olan Aladağ Birliği'nin Üst Devoniyen ve Karbonifer yaşlı formasyonlarının Aydıncık bölgesinde, Permian ve Triyas yaşlı formas-

göze köyü kuzeyi arasında kalan alan ile İçel iline bağlı, doğuda Silifke, batıda Anamur, kuzeyde Gülnar ilçeleri ve güneyde ise Akdeniz ile sınırlanan alandır (Şekil 1). Metin içerisinde bu bölgelerden kısaca Sarıveliler bölgesi ve Aydıncık bölgesi olarak bahsedilmiştir. Orta Toroslarda bu iki bölgenin çalışma alanı olarak seçilmesinin nedeni, Üst Devoniyen-Üst Kretase zaman aralığında devamlı bir istifeye sahip olan Aladağ Birliği'nin Üst Devoniyen ve Karbonifer yaşlı formasyonlarının Aydıncık bölgesinde, Permian ve Triyas yaşlı formas-



Şekil 1. Çalışma alanının buldum haritası  
Figure 1. Location map of the studied areas

yonların ise Sarıveliler bölgesinde yanal ve düşey yönde düzenli yayılım göstermeleridir (Şekil 2 ve 3).

Orta Toroslar'da yer alan diğer önemli birim, göreceli olarak otokton konumlu ve Kambriyen-Eosen yaş aralığında çökelmiş çeşitli formasyonlar ile bazı önemli çökmezlik dönemlerini kapsayan Toros otoktonudur. Bu birim Özgül (1976) tarafından Geyikdağı Birliği olarak adlandırılmıştır. Aladağ Birliği ile otokton birimler arasındaki ilişki tektonik dokanaktır.

Ecem iş Fayı'nın doğusunda yer alan Doğu Toroslar bölgesinde Yahyalı, Kozan ve Feka arasındaki alanda otokton konumlu istifin Paleozoyik birimlerinin hidrokarbon kaynak kaya potansiyelini belirlemeye yönelik araştırmalar İllez ve diğ. (1994) ile Demirel ve Kozlu (1997) tarafından yapılmıştır. Bu çalışmalarda özellikle Siluriyen-Üst Permiyen yaş aralığındaki formasyonların hidrokarbon kaynak kaya özellikleri vep i İm iştir. Ancak, Orta Toroslar bölgesinde çoğunlukla düzenli yayılım gösteren allohton konumlu Aladağ Birliği'nin hidrokarbon kaynak kaya potansiyeline yönelik araştırmalar sınırlıdır (İllez ve diğ., 1994) veya sözkonusu birliğin ya tek bir formasyonunun veya tek bir nap diliminin kaynak kaya potansiyelinin belirlenmesine yönelik olup tüm Aladağ Birliği'ni karakterize etmemektedir. Bu eksikliği kısmen gidermek amacıyla, bu çalışmada Aladağ Birliği'nin Üst Devonyen-Alt

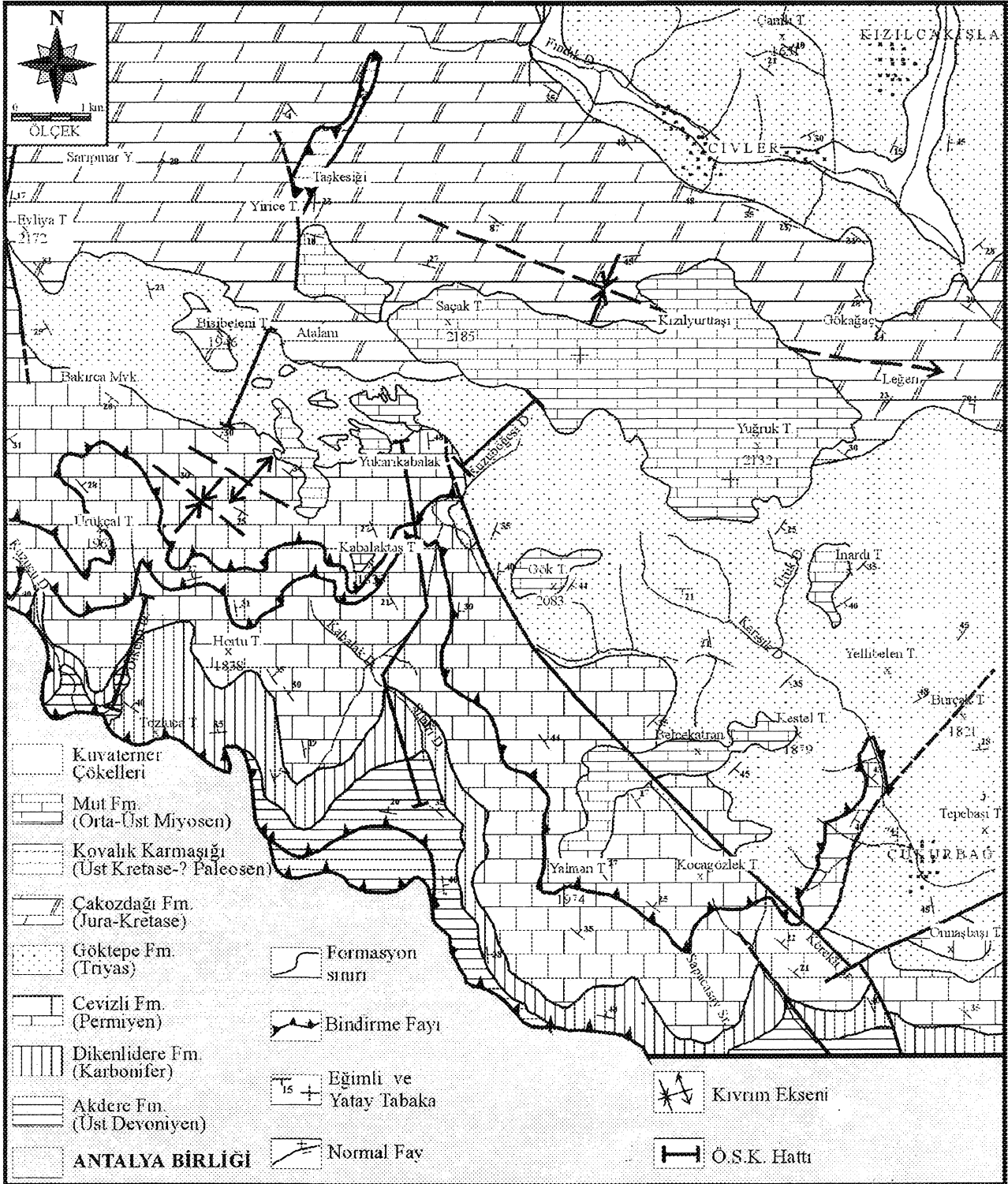
Triyas yaş aralığında çökelen birimlerinin kaynak kaya potansiyeli, birimlerin depolanma ortamları ve koşulları da saptanarak araştırılmıştır.

#### ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

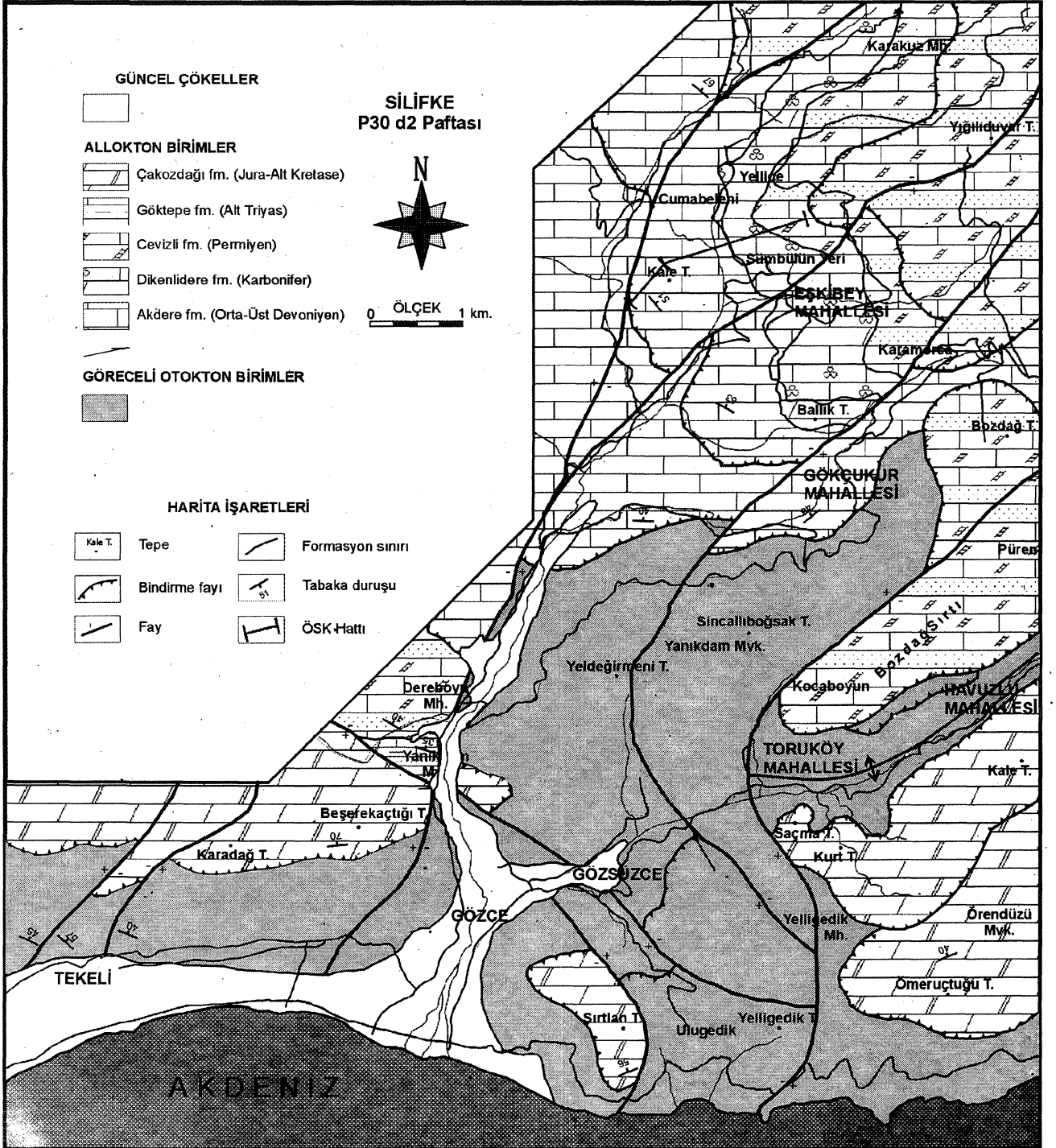
Blumenthal (1944), Bozkır güneyinde kalan alanda nap biçiminde örtülerin bulunduğunu belirterek tektonik ilişkinin varlığını ilk kez ileri sürmüştür. Özgül (1971) Hadim-Bozkır dolaylarında yapmış olduğu araştırmalarda; Paleozoyik ve daha genç yaştaki birimleri farklı havza koşullarında çökelmiş olmalarından ve tektonik konumlarından dolayı birlik olarak tanımlamıştır. Daha sonraki yıllarda aynı bölgede çalışmalar yapan araştırmacı (Özgül, 1976) bu kez Orta Toroslar'ın özellikle Üst Paleozoyik-Tersiyeer yaş aralığında yüzeyleyen farklı özelliklerdeki birimlerini; "Geyikdağı Birliği, Aladağ Birliği, Bolcardağ Birliği, Bozkır Birliği, Antalya Birliği ve Alanya Birliği" olarak adlandırmış ve Aladağ, Bolcardağ ve Bozkır Birliklerinin kuzeyden güneye, otokton konumlu Geyikdağı Birliği üzerine Lütisiyen hareketleri ile itildiğini vurgulamıştır. Özgül (1997) çalışmasında ise, Bozkır-Hadim-Taşkent dolaylarında yer alan tektono-stratigrafik birliklerin (Geyik Dağı Birliği, Aladağ Birliği, Bolkar Dağı Birliği ve Bozkır Birliği) stratigrafi sorunlarına değinmiş ve Geç Maastrichtiyen-İlerdiyen aralığında, Geyik Dağı Birliği



## ALADAĞLAR BİRLİĞİNİN KAYNAK KAYA DEĞERLENDİRİLMESİ



Şekil 2. Sanveliler bölgesinin jeoloji haritası  
Figure 2. Geologic map of the Sanveliler region



Şekil 3. Aydınçık bölgesinin jeoloji haritası  
Figure 2. Geologic map of the Aydınçık region

## ALADAĞLAR BİRLİĞİNİN KAYNAK KAYA DEĞERLENDİRİLMESİ

ile Aladağ Birliği arasında yer alan ve "Dipsiz Göl Ofiyolitli Karışığı" ile temsil edilen kısa ömürlü bir okyanus havzasının varlığına değinmiştir.

Bölgede ayrıntılı ilk stratigrafi çalışması Hadım Napı Karbonifer'i ve Permiyen'ini kapsayan istiflerde Güvenç (1965) tarafından yapılmıştır. Araştırmacı Hadım Napı Karbonifer'ini bölüm ve katlarıyla, Alt Permiyen'i dört biyozona ayırarak, Üst Permiyen'i ise fusulinler ve alg zonları ile tanımlamış ve bu dönem boyunca sürekli sedimantasyonun varlığına işaret etmiştir. Araştırmacı daha sonraki yıllarda yapmış olduğu stratigrafi çalışmaları ile (Güvenç, 1977a 1977b, 1980) Hadım Napı'nda devamlı bir Karbonifer ve Permiyen istifi gözlerken, otokton konumlu birimlerde Orta-Üst Karbonifer-A İt Permiyen döneminde bir çökmezlik ve/veya aşınma evresini saptamıştır. Paleocoğrafik olarak ta Üst Devoniyen-Üst Kretase aralığında genellikle karbonat platformu özelliğinde olan ve otokton konumlu birimlerin üzerinde tektonik dokanakla yer alan bu birimler, araştırmacının tanımladığı Torıdyalı Yükselimi'nin kuzeyinde uzanmaktadır (Güvenç ve diğ., 1994). Bölgelerin genel jeolojik yapısına ve stratigrafik özelliklerine yönelik diğer çalışmalar arasında Gedik (1977), Gedik ve diğ. (1979), Özgül (1984), Kuşçu (1985), Demirtaşlı ve diğ. (1986); Demirtaşlı (1988), Öztürk ve diğ. (1991), Gül (1991) sayılabilir.

### STRATİGRAFİ

Çalışma alanı kapsamında yer alan Sarıveliler bölgesi ve Aydınçık bölgesinde yüzey ley en Aladağ Birliği istifleri benzer litoloji ve fosil topluluklarını içermeleri nedeniyle ve tekrardan kaçınmak amacıyla birlikte verilmiştir. Formasyon adlamalarında, Türkiye Stratigrafi Komitesi'nin ilkelerine uygun olarak adlama yapan önceki çalışmacıların verdikleri adlar bu çalışmada da aynen kullanılmıştır. Her iki bölgeye ait genelleştirilmiş stratigrafi istifleri Şekil 4 ve Şekil 5'te gösterilmiştir.

#### Akdere Formasyonu

İstifin tabanını oluşturan ve başlıca karbonatlardan oluşan formasyon, Demirtaşlı (1975) tarafından tanımlanmıştır. Sarıveliler bölgesinde Antalya Birliği üzerinde, Aydınçık bölgesinde ise göreceli otokton istife ait Üst Permiyen yaşlı birimler üzerinde tektonik dokanakla yer almaktadır (Şekil 6).

Akdere Formasyonu'nun her iki bölgedeki taban seviyeleri koyu mavi-gri, yer yer siyah renkli, kalın tabakalı dolomitlerden ve koyu gri renkli birkaç cm kalınlığa sahip şeyi seviyelerinden oluşmaktadır. Üste doğru karbonat-kırıntılı kayaç ardalanması izlenmektedir. Karbonat kayaçlar 20-500 cm tabaka kalınlığında ve yer yer dolomitlesin iştir. Bazı seviyeler mercan, bryozoa,

krinoid ve brakiyopod kavrıkları içeren kumlu kireçtaşları şeklindedir. Kırıntılı kayaçlar ise 40-100 cm tabaka kalınlığında, çapraz katmanlanmalı ve sarı-yeşilimsi renkli kuvars kumtaşları ve yer yer de koyu gri renkli şey İlerden oluşmaktadır. Formasyonun en üst kesiminde tekrar karbonat ve kırıntılı kayaçların ardalanmaları yer almaktadır. Özellikle bu seviyelerde izlenen karbonat kayaçları mercan, brakiyopod, alg, krinoid ve gastropod içeren resifal kireçtaşları özelliğindedir. Bu seviye içerisinde koyu gri renkli şeylerle ardalanmalı kuvars kumtaşları yaygındır. Formasyonun üst dokanâğı Dikenlidere Formasyonu ile uyumludur. Bu çalışmada, fop masyon için Demirtaşlı ve diğ. (1986) ve Özgül (1997) tarafından verilen Üst Devoniyen yaşı benimsenmiş ve kullanılmıştır.

#### Dikenlidere Formasyonu

Güvenç (1977a), çalışma alanında kalan, Göksu Vadisi'nde yaptığı kesitte Dikenli Grubu adı altında Dikenlidere (Vizeyen), Dikenlitepe (Başkiriyen), Demirkazık (Moskoviyen) formasyonlarını ve Kasimoviyen-Gjeliyen yaşlı Gavuralanı Formasyonunu tanımlamıştır. Bademli-Ceyizli bölgesinde yaptığı kesitte ise, Karbonifer'in alt ve orta seviyeleri için Bademli, Üst Karbonifer için (Asseliyen dahil) Dikmen formasyonlarını geçici olarak tanımlamıştır. Araştırmacı daha sonra (Güvenç, 1980)" bu formasyonların yeniden tanımlanmaları gerektiğini vurgulamıştır. Bu çalışmada, Aladağ Birliği'ne ait Karbonifer yaşlı seriler Güvenç (1980)'de kullanılan Dikenlidere Formasyonu adıyla tanımlanmıştır.

Formasyonun alt kesimlerinde, ince tabakalı, mikrofosilli, bitümlü kireçtaşı ve gri-bej renkli şeyi ardalanması yer alır. Kireçtaşları, algli ve oolittlidir. Üzerinde mercanlı, kumlu kireçtaşları ve gri-bej renkli, kalın çapraz tabakalı, demiroksit içeren kuvars kumtaşı tabakaları gözlenmektedir. Birimin, orta kesimlerinde koyu gri-bordo renkli, krinoid, mercan, brakiyopod ve bol fusulin içeren kireçtaşları yer almaktadır. Bu kireçtaşı tabakalarının arasında yer yer ağır hidrokarbon emareleri içeren şey İler bulunmaktadır. Kireçtaşları, üste doğru gri-kahverenkli ve bol fosilli (bentik foraminifer, alg, gastropod, pelesipod, ekinit) kireçtaşlarına geçmektedir. Formasyonun üst kısmında yüzeyleyen kireçtaşları bol demiroksit oluşumları içermektedir. Aralarında dolomit mercikleri yer almaktadır (Şekil 7). Dikenlidere Formasyonu'nun yaşı içerdiği foraminifer ve algere göre Karbonifer'dir (Yurtsever, 1996 ve Gürçay, 1998).

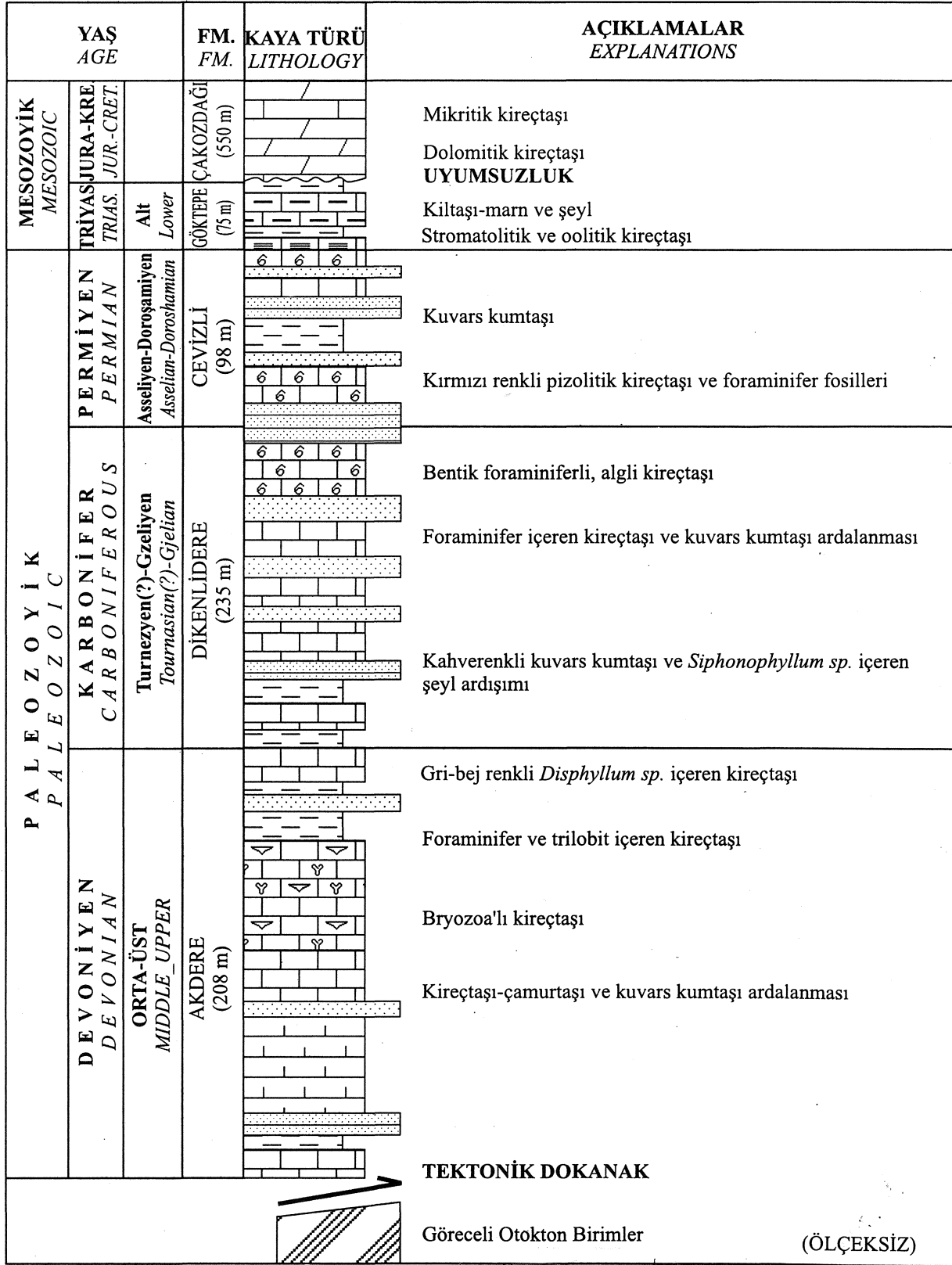
#### Ceyizli Formasyonu

Blumenthal (1951) tarafından Ceyizli civarındaki Hadım Napı'na ait Perm o-Karbon if er serilerinin üst kes-

YAŞ AGE	FM. FM.	KAYA TÜRÜ LITHOLOGY	AÇIKLAMALAR EXPLANATIONS
SENOZOYİK CENOZOIC	KUVATERNER QUATERNARY		Güncel çökeller <b>UYUMSUZLUK</b> Bol alg, pelesipod, gastropod, ekinid ve mercan kavrılı, resifal kireçtaşı, kalkarenit, kalsirudite ve marn.
	TERSİYER TERTIARY	MUT (250-270 m)	<b>UYUMSUZLUK</b> Ofiyolit Napı (Kovalık Karmaşığı) <b>TEKTONİK DOKANAK</b> Altta kırmızı renkli çakıltaşı, üzerinde dolomitik kireçtaşı-dolomit ve rudist kavrılı kireçtaşları
MESOZOYİK MESOZOIC	JURA-KRE. JURA-CRET.	ÇAKOZDAĞI (700-800 m)	<b>UYUMSUZLUK</b> Mavi gri renkli, fosilli, killi kireçtaşı-dolomit
	TRİYAS TRIASSIC	GÖKTEPE (~250 m)	Kırmızı ve yeşil renkli marn-kıltaşı ardalanması ve sarı renkli bol pelesipod kavrılı, killi-kumlu, ince kireçtaşı aratabakaları
	ORTA-ÜST MID-UPP.		Dolomit, demiroksit ve glokoniler içeren gastropod ve pelesipod kavrılı kireçtaşı
	ALT LOWER		Dalgalı laminalı, stromatolitik kireçtaşı ile glokonili, oolitle kireçtaşları
PALEOZOYİK PALEOZOIC	PERMİYEN PERMIAN	CEVİZLİ (600-650 m)	Alg ve gastropod kavrılı kireçtaşları  Bol fusulin, alg ( <i>Mizzia sp. vb.</i> ) içeren kireçtaşları
	KARBONİFER CARBONIFEROUS	DİKENLİDERE (100-120 m)	Fusulinli kireçtaşı Dolomitik kireçtaşı  Organik maddece zengin kireçtaşı Kuvars kumtaşı
	DEVONİYEN DEVONIAN	AKDERE (~100 m)	Resifal kireçtaşları ve kuvars kumtaşı ardalanması  Dolomit-şeyl ardalanması  <b>TEKTONİK DOKANAK</b> <b>ANTALYA BİRLİĞİ</b>
	TURNİZ(?) - GZEL. TOURN(?) - GJEL.		Organik maddece ve demiroksitçe zengin kireçtaşı-şeyl ardalanması ve yeşil-gri renkli kuvars kumtaşları
	ÜST UPPER		Onkolitli (Girvanella'lı) kireçtaşları
			(ÖLÇEKSİZ)

Şekil 4. Aladağ Birliği'nin Sariveliler bölgesindeki genelleştirilmiş stratigrafik kesiti  
Figure 4. The Generalized stratigraphic section of Aladağ Unit in the Sariveliler region

ALADAĞLAR BİRLİĞİNİN KAYNAK KAYA DEĞERLENDİRİLMESİ



Şekil 5. Aladağ Birliği'nin Aydıncık yöresindeki genelleştirilmiş stratigrafik kesiti  
Figure 5. The generalized stratigraphic section of Aladağ Unit in the Aydıncık area

YAŞ AGE	KALIN. THIC. (m)	KAYA TÜRÜ LITHOLOGY	ÖRN. NO SAMP. NO	AÇIKLAMALAR EXPLANATIONS
ÜST DEVONİYEN	0			<b>DİKENLİDERE FORMASYONU</b>
				Gri-bej renkli, mercan ve brakiyopod fosillerini içeren resifal kireçtaşları
				Resifal kireçtaşı-şeyl ve kumtaşı ardalanması
				Çakıltası
				Kavkı parçalı, intraklastlı, pelletli tanetaşı, parçalanmış mollusk kavkılı vaketaşı ve şeyl ardalanması
				112
				110
				109
				108
				107
ÜST DEVONİYEN	120			Kristalize kireçtaşı, vaketaşı, dolomitik kireçtaşı ardalanması
				134
				120
				107
				Çamurtaşı, kuvars kumtaşı, şeyl ardalanması, yer yer kireçtaşı aratabakalı
				107
				107
				107
				107
				107
<b>TEKTONİK DOKANAK</b>				<b>GÖRECELİ OTOKTON BİRİMLER (ÖLÇEKSİZ)</b>

Şekil 6. Akdere Formasyonu'nun ölçülü stratigrafik kesiti (Aydıncık bölgesi)

Figure 1. Measured stratigraphic section of the Aladağ Formation (Aydıncık region)

ALADAĞLAR BİRLİĞİNİN KAYNAK KAYA DEĞERLENDİRİLMESİ

YAŞ AGE	KALINLIK (m) THICKNESS (m)	KAYA TÜRÜ LITHOLOGY	ÖRNEK NO: SAMPLE NO:	AÇIKLAMALAR EXPLANATIONS
JURA. JURA.	215		150	Gri-bej-pembe renkli tanetaşı, kuvars kumlu tanetaşı ve kuvars kumtaşı ardalanması
KARBONİFER CARBONIFEROUS	ÜST UPPER		149	
			145	
			142	
			141	
			139	
			138	
			132	
			131	
			129	
			127	
	125			
	122			
	121			
	120			
	119			
	118			
	117			
	113			
	0			
DEVO. DEVO.				
AKDERE FORMASYONU				(ÖLÇEKSİZ)

Şekil 7. Dikenlidere Formasyonu'nun (Karbonifer) Eşkıbey-Yellice Tepe Mevkiindeki (Aydıncık bölgesi) ölçülü stratigrafik kesiti  
Figure 7. The measured stratigraphic section of the Dikenlidere Formation (Carboniferous) at Eşkıbey and Yellice Tepe areas (Aydıncık region)

imlerinde karbonatlar için "Cevizli Kalkerleri" adı kullanılmıştır. Monod (1977), "Cevizli Kalkerleri"ni Girvanella'lı kireçtaşlarından itibaren Hadım Napı'na ait Permian yaşlı senler için tanımlamıştır. Bu çalışmada, her iki bölge için Güvenç (1977a) tarafından Bademli-Cevizli bölgesinde Üst Permian yaşlı birimler için kullanılan Cevizli Formasyonu adı Aladağ Birliği'ne ait Permian yaşlı çökeller için kullanılmıştır.

Cevizli Formasyonu'nun tabanındaki Girvanella'lı Kireçtaşları (Güvenç, 1965) Aladağ Birliği'nde Karbonifer-Permian geçişinin tipik fasiyesidir ve farklı yaşlarda (Gjelyen-Sakmariyen), Anadolu Platformu (Güvenç, 1977 b) ve daha geniş olarak Avrasya Kıtasının Permian Platformu üzerinde Velebitier'den Elbruz'lara kadar gözlenmektedir. Bu fasiyesteki kireçtaşlarının önemli bileşenlerinden birisi kayaca adını veren Girvanella'dır (mavi-yeşil alg). Girvanella'lı Kireçtaşları (demiroksitli, onkolitli kireçtaşları) sahada kırmızı-sarı rengi ile kolayca tanınabilmektedir. Bu kireçtaşları üzerinde kumtaşı-şeyl-kireçtaşı araldanması yer almaktadır. Kireçtaşları bol fusulin içermekte ve bu düzeylerde demiroksit oluşumları izlenmektedir. Bu seviyenin üzerinde, organik madde içeren, makro ve mikrofosilli (özellikle Schwagerina sp. ve Mizzia sp.) kireçtaşları ile çapraz tabakalanma gösteren, demiroksitli kuvars kumtaşları bulunmaktadır. Üste doğru makrofosil kavkılarının zengin (pelesipod, gastropod, ekinit, bryozoa v.b.) kireçtaşları yer almaktadır. Bu seviyedeki kireçtaşlarının kum oranı ve organik madde miktarı üst seviyelerde artış göstermektedir. Formasyonun en üst kesiminde yer alan, alg fosillerince zengin kireçtaşları karstik boşluklar içermekte ve yer yer dolomitlesin işlerdir. Cevizli Formasyonu'nun hem Sarıveliler bölgesinde ve hem de Aydınçık bölgesinde altındaki Dikenlidere Formasyonu ile dokanağı uyumludur (Şekil 8). Formasyondan alınan paleontoloji amaçlı örneklerde saptanan foraminifer ve alg içeriğine göre (ayrıntılı fosil içeriği ve tanımlamaları Yurtsever, 1996 ve Gürçay, 1998'de verilmiştir) birimin yaşlı Permian (Asseliyen-Doraşamiyen) olarak saptanmıştır.

#### Göktepe Formasyonu

Göktepe Formasyonu adı ilk defa Demirtaşlı (1975, 1976) ve daha sonra da Demirtaşlı ve diğ. (1979)'da Aladağ Birliği'nin Triyas yaşlı karbonat ve kırıntılı serilerini tanımlamak için kullanılmıştır. Tip yeri ve kesiti Göktepe kasabasının batısında yer almaktadır.

Formasyonun Triyas'ın İskityen katına karşılık gelen seviyesi, en altta ince tabakalı (1-3 cm) dalgalı laminalanma gösteren karbonat çamurtaşları ile başlamakta ve üste doğru siltli-kumlu karbonat çamurtaşlarına geçmektedir. Bu seviye üzerinde demiroksitli, oolitik kireçtaşları yer almaktadır. Oolitik kireçtaşları altta

tabakalanma gösterirken üste doğru laminalı yapı kazanmaktadır. Bu kireçtaşlarının üzerinde mavi-gri renkli kilttaş-marn araldanması ve bej renkli kireçtaşı aratabakaları bulunmaktadır. İnce kireçtaşı aratabakaları, demiroksit ve gloconi ile gastropod ve pelesipod kavkılancası zengindir. İstifin devamında, intraformasyonel çakıltaşları ve kireçtaşı aratabakalı kilttaş-marn araldanmaları ile mercekler halinde kireçtaşı blokları yer almaktadır. İstif üste doğru oolitli, mollusk kavkılı kireçtaşları ile devam etmekte ve daha sonra seyrek oolitli, onkolitik kireçtaşlarına dönüşmektedir. Sarıveliler bölgesinde bu seviyenin üzerinde, kırmızı-yeşil renkli marn-kilttaş araldanmaları yer alır. Kırmızı ve yeşil renk değişimleri yanal ve düşey yönde geçişlidir. Bu seviyelerde gözlenen sarı renkli kireçtaşı aratabakaları amonit kavkıları içermektedir. Sarıveliler bölgesinde, Gök Tepe'nin doğu kesiminde, anlatılan istifler üzerinde, bitki fosilleri içeren kumtaşları ve onlarla araldanmalı kumlu kireçtaşları yer almaktadır. Bitkili kumtaşlarına Aydınçık bölgesinde rastlanılmamıştır. Birimin en üst kesimi mavi-gri renkli, tabakalı dolomitik kireçtaşları ile temsil edilmektedir. Formasyonun, altında yer alan Cevizli Formasyonu ile dokanağı uyumludur (Şekil 9). Formasyonun alt seviyelerinden alınan örneklerde yapılan paleontoloji çalışmalarında (TPAO Araştırma Grubu, Paleontoloji Servisi) Spirorbis phyllyctea, Spirorbis cf. phyllyctea, Cyclogyra mehajeri, Cyclogyra sp. fosilleri saptanmış ve bu seviyelere Alt Triyas (İskityen) yaşlı verilmiştir.

#### Çakozdağı Formasyonu

Çakozdağı Formasyonu adı, ilk defa Demirtaşlı (1976) tarafından, Aladağ Birliği'ne ait Jura-Kretase yaşlı kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve dolomit türü karbonat kayaçlar için kullanılmıştır. Formasyonun tip kesiti yeri çalışma alanı dışında, Dumlugöze'nin güneydoğusundaki Çakozdağı'ndadır.

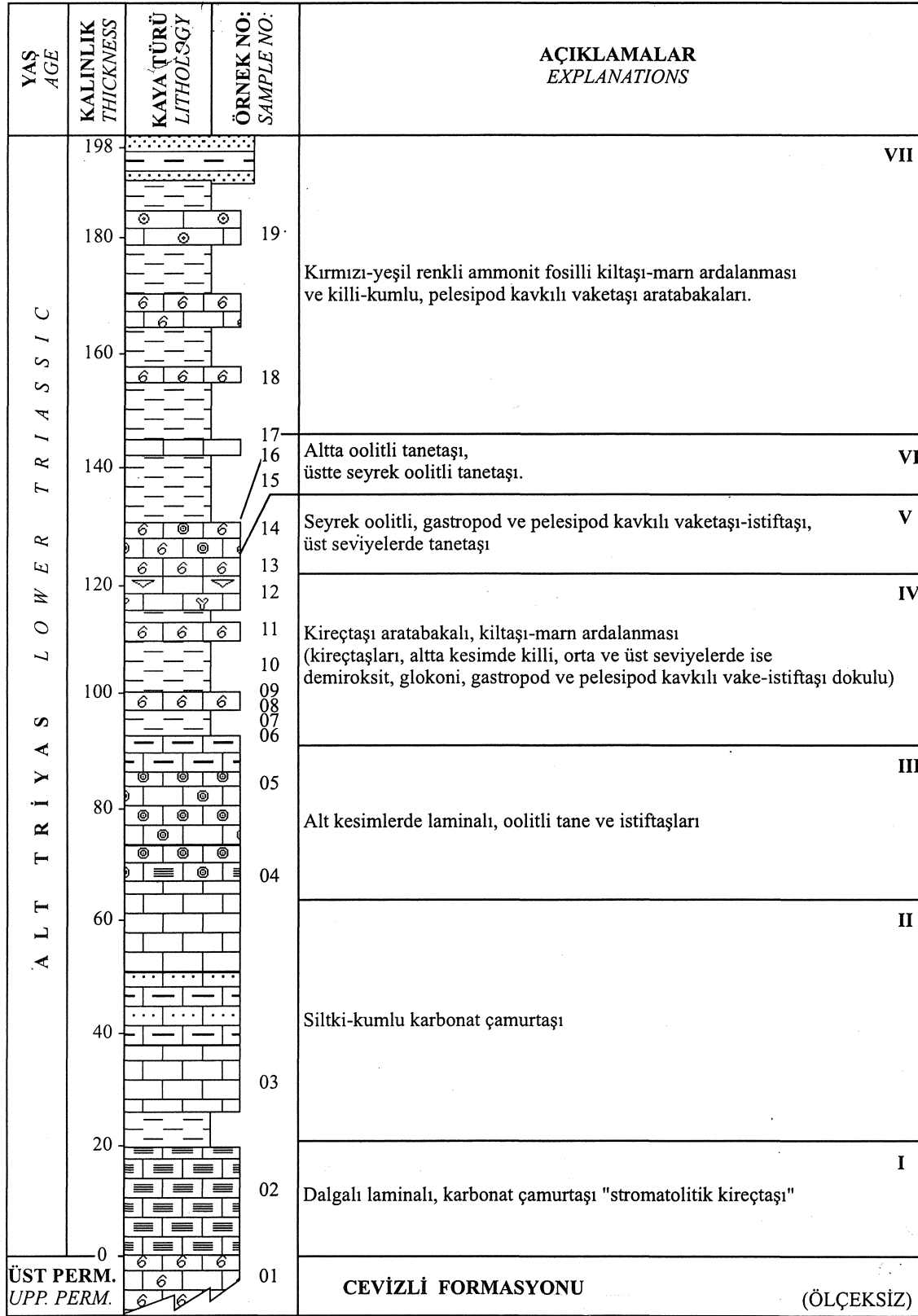
Çakozdağı Formasyonu, Sarıveliler bölgesinde Çorakdağ ve Evliya Tepe civarlarında (Şekil 2), içerisinde Permian yaşlı çakıltaş-kumtaşı seviyesi ile diğer alanlarda ise Göktepe Formasyonu'nun en üst kesimini oluşturan gri dolomitik kireçtaşları üzerinde yer alan killi kireçtaşı tabakaları ile başlayıp, üste doğru tabakalı ve iri kristalli dolomitler ile devam etmektedir. Bu seviye, açık krem-bej renkli kireçtaşı tabakaları ile araldanmalı veya yanal-düşey geçişli olarak üste doğru uzanmaktadır. Formasyonun en üst kesiminde de aynı özelliklere sahip kireçtaşları ve yer yer rudist kavkılı kireçtaşları bulunmaktadır. Birimin tip kesitinde, bu seviyeler üzerinde Demirtaşlı ve diğ. (1986) tarafından gözlenmiş olan pembemsi renkli pelajik özellikteki kireçtaşları çalışma alanında izlenememiştir. Çakozdağı



ALADAĞLAR BİRLİĞİNİN KAYNAK KAYA DEĞERLENDİRİLMESİ

YAŞ AGE	KALINLIK THICK. (m)	KAYA TÜRÜ LITHOLOGY	ÖRNEK NO: SAMPLE NO:	AÇIKLAMALAR EXPLANATIONS				
PERMIYEN PERMIAN	DOROSAMİYEN DOROSHAMIAN	650-600	71	VI Bol algli ve mollusk kavkılı istiftaşı-tanetaşı				
			70					
			69					
			68					
			67					
			500		V Alg ve bentik foraminifer kavkılı (fusulin ve mizzia'lı) vake-istiftaşı. Yer yer kuvars kumtaşı mercekleri.			
			450					
			400					
			350					
			300					
250								
200	IV Organik madde kalıntılı bentik foraminifer ve algli yer yer kumlu, alt kesimlerde vake-istiftaşı, üst kesimlerde ise tanetaşı							
150								
100								
50								
0								
PERMIYEN PERMIAN		MURG. MURG.	150-100	49	III Üst kesim; seyrek kavkılı parçalı, alg ve bentik foraminiferli vake-istiftaşı, orta kesim; çapraz tabakalı kuvars kumtaşı alt kesim; bentik foraminifer ve kavkılı parçalı çamurtaşı-istiftaşı.			
				48				
				47				
				46				
				45				
	44							
	43							
	42							
	41							
	40			II Kumtaşı-şeyl ve kireçtaşı ardalanması (kireçtaşları: fusulin,alg ve kavkılı parçalı biyoklastik istiftaşı)				
39								
38								
37								
PERMIYEN PERMIAN	AS.-SAK. AS.-SAK.	100-50	41-46		I Demiroksitli, onkolitli, foraminifer ve algli tanetaşı (Girvanella'lı kireçtaşı)			
			40					
			39					
			38					
			37					
			PERMIYEN PERMIAN			KARB. CARB.	50-0	40
				39				
				38				
				37				
				PERMIYEN PERMIAN				DEVON. DEVON.
37								
36								
35								
34								
33								
32								
31								
30								
29								

Şekil 8. Cevizli Formasyonu'nun Permiyen) Sivaridere mev' ündeki ölçülü stratigrafik kesiti  
Figure 8. Measured stratigraphic section of the Cevizli Formation (Permian) in Sivaridere



Şekil 9. Göktepe Formasyonu'nun (Alt Triyas) Gök Tepe'deki ölçülü stratigrafik kesiti

Figure 9. Measured stratigraphic section of the Göktepe Formation (Lower Triassic) at Gök Tepe area

## ALADAĞLAR BİRLİĞİNİN KAYNAK KAYA DEĞERLENDİRİLMESİ

Formasyonu'nun karbonatlı birimlerinde yaygın olarak karstik boşluklar gelişmiştir.

Formasyonun tabanında bölgesel bir açılal uyumsuzluk belirlenmiştir. Sarıveliler bölgesinde, Çakozdağı Formasyonu üzerinde, bir ofiyolit klibi yer almaktadır (Yirice Tepe'nin kuzeydoğusunda, Alanya O29 di paf tası). Bu durum, Aladağ Birliği'nde farklı alanlarda çalışmalar yapan diğer araştırmacılar tarafından da vurgulanmıştır (Demirtaşlı, 1976, Demirtaşlı ve diğ., 1986; Özgül, 1976, 1984; Demirel, 1989; Öztürk ve diğ., 1991; Özgül, 1997). Sarıveliler bölgesinde Saçak Tepe ve Yoğruk Tepe civarlarında (Şekil 2) birim, Mut Formasyonu (Orta-Üst Miyosen) tarafından (Orta-Üst Miyosen) açılal uyumsuzlukla örtülmektedir. Birime, Demirtaşlı ve diğ. (1986) Dogger-Senomaniyen; Öztürk ve diğ. (1991) Jura (Liyas)-Kretase (Maastrichtiyen), Özgül (1997) ise Liyas-Senoniyen yaşı vermişlerdir.

### Kovalık Karmaşığı

Sarıveliler bölgesinde, Taşkesiği mevkiinde, Çakozdağı Formasyonu üzerinde bir ofiyolit napma ait serpanitit bloklarının varlığı belirlenmiştir. Daha geniş alanlarda çalışmış olan Demirtaşlı ve diğ., (1986) bu birimlerin İç Toros Ofiyolit Kuşağı'na ait olduğuna değinmiş ve çalışmalarında "Kovalık Karmaşığı" adı altında incelemişlerdir. Birim, çalışma alanında birkaç metre kalınlığa sahip serpanitit blokları şeklindedir. Söz konusu karmaşığın Üst Kretase-Alt Paleosen arasındaki bir zaman aralığında Jura-Kretase yaşlı Çakozdağı Formasyonu üzerine yerleştiği düşünülmektedir. Birimin düzensiz mostra vermesi tanımlamaya imkan vermemekte olup Özgül (1997) tarafından sözü edilen ve Kuzey Tetis Okyanusu olarak adlandırılan havzanın Geç Senoniyen'de kapanmasına bağlı olarak dilimlenen Bozkır Birliği'nin Aladağ Birliği üzerindeki bir üzerlemesine ait olabileceği düşünülmektedir.

### Mut Formasyonu

Birim, Mut Formasyonu olarak ilk defa Gedik ve diğ. (1979) tarafından adlandırılmıştır. Sarıveliler bölgesinde gözlenen bu formasyon, yüksek rakımlı tepelerde ve yataya yakın tabakalar halinde yayılım göstermektedir.

Formasyon, altta bej renkli çakıltası seviyesi ile başlamaktadır. Çakıllar, Orta Toroslar bölgesinde yer alan tektonostratigrafik birliklerin farklı yaşlarda ve litolojilerdeki bileşenleri ile ofiyolitik kökenden türeyen bileşenlerden oluşmaktadır. Bu seviyenin üzerinde kaba taneli kumtaşları yer almaktadır. Formasyonun üst seviyeleri resifal kireçtaşları şeklindedir. İnceleme alanında gözlenen en üst kesimde bej renkli, kalın tabakalı biyokalkarenit türündeki kireçtaşları yer almaktadır. Mut Formasyonu'na Demirtaşlı ve diğ., (1986) ve

Öztürk ve diğ. (1991) tarafından verilen Langiyen-Serravaliyen yaşı bu çalışmada da aynen kabul edilmiştir.

### ÇÖKELME ORTAMLARI

Bu bölümde arazi çalışmaları sırasında ölçülü stratigrafi kesitleri yapılan ve hidrokarbon kaynak kaya potansiyelini belirlemeye yönelik hedef olarak seçilen formasyonların, çökeltme ortam ve koşulları sunulmuştur. Sedimenter petrografi sonuçlarına ve saha gözlemlerine dayanılarak yapılan ortam yorumlarında Wilson (1975), Flügel (1982) ve Boggs (1987) esas alınmıştır.

Akdere Formasyonu: Sarıveliler bölgesinde formasyonu oluşturan çökeltiler karbonat platformunun sığ şelf ortamını karakterize eden kayaç toplulukları şeklindedir. Birimin tabanındaki fosilsiz dolomit ve dolomitik kireçtaşları şelf ve gel-git düzlüğü ortamında; çapraz tabakalarına gösteren kuvars kumtaşları, şelfin karaya bakan kesimindeki sığ ve yüksek enerjili plaj ortamında; şeyilli seviyeler şelfin dalga tabanı altında kalan kesimlerinde; mep can ve brakiyopod fosillerini bolca içeren resifal kireçtaşları ise zaman zaman resiflerin de gelişme olanağı bulunduğu sığ, ılık ve çalkantılı bir denizel ortamda çökelmiştir.

Aydıncık bölgesinde (Şekil 6), formasyonun tabanını oluşturan çamurtaşları karaya yakın, enerjisi düşük olan sınırlı bir lagün ortamını yansıtmaktadır. Bunlarla ardalanmalı olarak gözlenen intraklastlı tanetaşlarının ise fırtına zamanlarında, gel-git düzlüğü çamurlu sedimanlarından kopan parçalar şeklinde ortama taşınmış olduğu düşünülmektedir. Birimin üst kısımlarında şeyi ve kuvars kumtaşı ardalımlarının varlığı bir gel-git düzlüğü ortamını belirtmektedir. Parçalanmış mollusk kavkıları içeren vaketaşları ile ardalımlı olarak gözlenen dolomitik kireçtaşları ve kısmen parçalanmış bentik foraminiferler ve pelletli, intraklastlı tanetaşlarının varlığı ise enerjinin yüksek olduğunu ve dolayısıyla oksik bir ortamı işaret etmektedir.

Dikenlidere Formasyonu: Dikenlidere Formasyonu'nun algli, makro ve mikrofosilli, yer yer oolit içeren kireçtaşları, şelfin karbonat düzlüğü kesiminde çökelmiştir. Alg içeriği ortamın sığ olduğunu, oolitler ise enerjinin zaman zaman yükseldiğini göstermektedir. Organik maddece zengin şeyller, şelf içerisinde dalga tabanı altında kalan ve düşük enerjili ortam koşullarının hakim olduğu kesimde, demiroksitli kuvars kumtaşları ise karasal etkinin arttığı zamanlarda şelfin karaya bakan kesiminde oluşan ve dalga etkisine açık yüksek enerjili, oksijence zengin, plaj ortamındaki depolanmayı yansıtmaktadır. Aydıncık bölgesinde Dikenlidere Formasyonu'nun alt seviyelerinde yer alan çamurtaşı, karbonatlı kumtaşı, şeyi ve mercanlı, krinoidli, brakiyopodalı litolojiler iç şelf ortamı içerisindeki kum sığıllıklarını ve küçük tepe resiflerinin varlığını belirtmektedir (Şekil 7).

Cevzli Formasyonu: Cevzli Formasyonu'nun ortam koşulları ve özellikleri, Sivardere ölçülü stratigrafi kesitinden, örneklerin alındıkları seviyelerin metreleri ile tabandan üste doğru sunulmuştur (Şekil 8).

I- Cevzli Formasyonu'nun tabanındaki Girvanella'lı kireçtaşları (85-100. m) açık platform şelfinin dalga tabanı üzerinde, sığ sulu ve derinliği 0-10 m arasında olan ortamda çökmüştür. Yüksek enerjili bir ortamı karakterize eden Girvanella onkolitleri ortamdaki harekete bağlı olarak diğer organizma kavkılarını sarmıştır.

II- Kesitin 100-160. metrelerinde kuvars kumtaşı-şeyl-kireçtaşı ardalanması yer almaktadır. Kireçtaşlarının içerdikleri zengin biota, tamamen bentik canlıların kavkılarını kapsamaktadır. Bu kireçtaşlarının içerdikleri mikrokristalin karbonat çamuru onların düşük enerjili, yıkanmanın az veya hiç olmadığı ortamda çökeldiğini göstermektedir. Beraberinde bulunan çapraz tabakalı kuvars kumtaşları plaj alanlarından kaynaklanmaktadır. Kireçtaşları içerisinde gözlenen kum-silt boyu kırınıtlılar zaman içerisinde fasiyes farklılıklarının geliştiğini yansıtmaktadır. I ve II no.lu kesimlerdeki demiroksit çökelimleri su seviyesinin bazen daha da sığlaştığını göstermektedir.

III- 160-360. metreler arasındaki seviyeler, altındaki seviyelerden daha fazla su derinliğine sahip, olasılıkla şelfin dalga tabanı altında kalan su derinliğindeki düşük enerji ortamında çökmüştür. Bu çamurtaşlarının içerdikleri kalıntı organik madde miktarı da bu görüşü desteklemektedir. Çünkü, organik maddenin korunumu açısından anoksik koşulların sağlandığı, dalga tabanı altında kalan su derinliğine ihtiyaç vardır. Ancak, üste doğru kuvars kumtaşlarının görülmesi ve kireçtaşlarında alg miktarının artışı ortamın tekrar sığlaştığını göstermektedir. Kuvars kumtaşları yüksek enerjili plaj ortamında; algal istiftaşları sığ sulu şelf ortamında depolanmıştır. Bu dizinin en üst seviyelerindeki intraklastlı, alg parçalı, bentik foraminifer ve gastropod kavkılı istiftaşları aynı ortamda zaman zaman dalga veya fırtına etkisi ile tam pekişmemiş kireç çamurlarının taşındığı ve çökeldiği, nisbeten sınırlı su dolaşımının sağlandığı gel-git düzlüğünde çökmüştür.

IV- 230-260. metrelerdeki istiftaşı dokui, algli kireçtaşları sığ şelf üzerinde oluşan orta-düşük enerjiye sahip bir ortamı yansıtmaktadır. Zaman zaman su derinliğindeki artışlar ile dalga tabanı altı ortamının sağlandığı durumlarda, organik madde ve alg içeren vakd-taş-istiftaşı seviyeleri, su derinliğinin azaldığı zamanlarda ise dalga enerjisinin yükselmesi ile çökelen, organik maddece fakir ancak alg içeriği daha fazla olan, yıkanmanın geliştiği yerlerde tanetaşı dokusunun gözlemlendiği kireçtaşları çökmüştür.

V- 360-540. metrelerde gözlenen gri renkli, yer yer

dolomitlesin iş, bentik foraminifer, alg ve gastropod kavkılarını içeren, vake-istiftaşı dokui kireçtaşları ise ağırlıklı olarak gel-git düzlüğü veya şelf içerisinde oluşan sığ su koşullarında ve enerjinin göreceli olarak düşük olduğu alanlarda çökmüştür. Kuvars kumtaşı merccekleri; ortama karadan taşınan malzemelerin çökeldiği, dalga ve gel-git etkilerine daha açık, yüksek enerjili plaj alanlarında çökmüştür.

VI- Formasyonun en üst seviyelerinde izlenen ve 540-680. metreler arasından alınan örneklerde tanımlanan gri renkli, bol karstik boşlukların geliştiği kireçtaşları genellikle algal istiftaşı-tanetaşı dokui olup, kıyı çizgisinin kara lehinde, denize doğru ilerlemesi ile daha da sığlaşan bir ortamı göstermektedir.

Göktepe Formasyonu: Bu bölümde, çökme ortamları ve fasiyes özellikleri açıklanan seviyeler, Göktepe Formasyonu'nun Alt Triyas yaşlı (İskityen) seviyeleri olup, Gök Tepe ve Bisibelenitepe ölçülü stratigrafi kesitlerine dayanılarak anlatılmışlardır. Her iki kesit arasında bazı seviyelerde fasiyes farklılıkları yer almaktadır. Bu nedenle tanımlamalarda karşılaştırmalara yer verilmiştir (Şekil 9 ve Şekil 10).

I- Göktepe Formasyonu, Gök Tepe ölçülü stratigrafi kesitinin ilk 20 metresinde gözlenen "dalgalı lam inalı, fosilsiz, kısmen yeniden biçimlenmeli, karbonat çamur taşları" (stromatolitik kireçtaşları; Özgül, 1984) ile başlar. Bu düzey diyajenetik mineral olarak %2-5 oranında dolomit içermektedir. Bu seviye kıyı düzlemi eğiminin çok düşük olduğu bir alanda, düşük enerji koşullarında çökmüştür. Sınırlı su sirkülasyonuna sahip olan bu fasiyeslerde enerjinin düşük olması algal yayılımların ve laminalanmaların gelişmesine olanak tanımıştır. Dolomit minerallerinin varlığı, kuş gözü ve çamur çatlaklarının görülebildiği, düz veya hafif dalgalı laminalar genel olarak gel-git üstü alt ortamını belirtmektedir (Flügel, 1982).

II- Gök Tepe ölçülü stratigrafi kesitinin 20-60. metreleri arasında yer alan "siltli-ince kumlu, yeniden biçimlenmeli, karbonat çamurtaşları", kırıntı içermekte (%5-20) ve sahip olduğu dokusu ile de düşük enerji koşullarını karakterize etmektedir. Alt ortamı ile düşünüldüğü takdirde bu seviye, altındaki seviyeye oranla daha yüksek enerjili bir ortamda, şelfin gel-git arası alt ortamında çökmüştür.

III- Formasyon, Gök Tepe ölçülü stratigrafi kesitinin 60-90. metreleri arasından alınan örneklerde tanımlanan "oolitli tanetaşı" ve "kısmen yıkanmış, oolitli istiftaşı" dokui kireçtaşları ile devam etmektedir. Alttaki seviyelerde radyal oolitlerin ve sparikalsit çimentonun varlığı, ortamın enerjisinin bir miktar yükseldiğini göstermektedir. Ancak lam inalı yapı bu birimlerin, periyodik olarak düşen ve yükselen enerji koşulları altında çökmüş olduklarını belirtmektedir. Bu durum, oolitlerin gel-git

ALADAĞLAR BİRLİĞİNİN KAYNAK KAYA DEĞERLENDİRİLMESİ

YAŞ AGE	KALIN. THIC. (m)	KAYA TÜRÜ LITHOLOGY	ÖRN. NO SAMP. NO	AÇIKLAMALAR EXPLANATIONS	
				<b>ÇAKOZDAĞI FORMASYONU (JURA-KRETASE)</b>	
A L T T R I Y A S  L O W 	240		36	VIII İnce-orta kum boyu, orta-kötü tabakalanmalı, yarı yuvarlak-yuvarlaklaşmış litarenit dokulu kumtaşları ve yeşil-gri renkli marn ar dalanması	
	220		35		
	200			VII Kırmızı-yeşil renkli, kıltaşı-marn ar dalanması ve killi-kumlu, pelesipod kavkılı vaketaşı aratabakaları	
	180				
			34		
	120		33	VI Kıltaşı, marn ar dalanması ve alta oolitle tanetaşı, üstte seyrek oolitle, onkolitle tanetaşı ve kumtaşı aratabakaları	
			32		
			31		
	100		30		
	A L T T R I Y A S			29	V Gastropod ve pelesipod kavkılı vaketaşı, istiftaşı
				28	
			27	IV Kireçtaşı aratabalı, kıltaşı-marn ar dalanması (kireçtarı alta killi, orta-üstte ise demiroksit, glokoni, gastropod ve pelesipod kavkılı, vaketaşı-istiftaşı)	
			26		
			25		
40				IV Kireçtaşı aratabalı, kıltaşı-marn ar dalanması (kireçtarı alta killi, orta-üstte ise demiroksit, glokoni, gastropod ve pelesipod kavkılı, vaketaşı-istiftaşı)	
			24		
20					
		23			
0			22	PERMIYEN PERMIAN	
			21		
			20		
				<b>CEVİZLİ FORMASYONU</b> (ÖLÇEKSİZ)	

Şekil 10. Göktepe Formasyonu'nun (Alt Triyas) Bisibelenitepe'deki ölçülü stratigrafik kesiti

Figure 10. Measured stratigraphic section of the Göktepe Formation (Lower Trassic) at Bisibelenitepe area

kanalları içerisinde, enerjinin kısmen yükseldiği alanlarda (Wilson, 1975; Flügel, 1982) olduğu ancak çökelimlerinin olasılıkla gel-git arası zona taşınmalarından sonra gerçekleştiğini düşündürmektedir. Üst seviyelerde gözlenen tanjansiyel oolitler, düşükten yükseğe kadar değişen enerji koşullarında çökelebilmektedir (Wilson, 1975; Flügel, 1982). Birlikte görüldüğü mikrokristalin kalsit çamuru ile beraber yorumlandığı takdirde nispeten düşük enerjili bir ortamda çökelmiş olmaları gerektiği fikri olmaktadır. Buna göre bu seviyenin aynı platform şelfin deki, sıg ve alt gel-git arası zonda çökelmiş olabileceği ve bölgedeki su derinliğinin de formasyonun en alt seviyesinden itibaren devamlı bir artış eğilimine sahip olduğu ortaya çıkmaktadır.

IV- 90-95. metrelerde killi kireçtaşları ve marn aralanmaları bulunmaktadır. Kireçtaşları "killi dolomit/dolosparit" dokulu olup fosil içeriğine rastlanmamıştır. Kireçtaşlarının bu özelliği ile kırıntılı ve karbonat kayaçların birlikteliği, bu seviyenin çökelindiği ortamın şelf içerisinde ve dalga tabanı altında yer aldığını göstermektedir. 95-120. metreler arasında ölçülen kesim kireçtaşı tabakalı kilitaşı-marn aralanması şeklindedir. Ardaianmadaki kireçtaşı ara tabakaları; alt kesimlerde "demiroksitli, glokonili, gastropod ve pelesipod kavkılı tanetaşı", orta kesimlerde "demiroksitli, taşınmış gastropod ve pelesipod kavkılı, istiftaşı" üst kesimlerde ise "seyrek bryzoali, taşınmış gastropod ve glokonili içeren pelesipodlu vaketası" dokusu göstermektedir. Bisibelenitepe ölçülü stratigrafi kesitinde (Şekil 10) ilk 60 metrede ölçülen ve aynı seviyeye karşılık gelen kireçtaşları ise vaketası-istiftaşı dokuludur. Her iki kesitte de bu seviyelerde %5-10 civarında dolomit, %1-5 arasında da glokonili minerali bulunmaktadır. Glokoniler genellikle taşınmış gastropod kavkuları içerisindedir. Glokonili ve demiroksitler muhtemelen akıntı etkisinin arttığı alanlardan birlikte buldukları gastropodlar ise şelfin daha düşük enerji koşullarının egemen olduğu, olasılıkla dalga tabanı altında kalan kesimine taşınmıştır. Burada özellikle pelesipod kavkularında gözlenen yönelimler onların da gastropod kavkuları gibi sıg sulu şelften taşınarak çökdiklerini düşündürmektedir. Gök Tepe kesitinde (Şekil 9) kireçtaşı aratabakaları ince tabakalar halinde olup aralanmanın oldukça küçük bir oranını oluştururken, Bisibelenitepe kesitinde karbonat kayaçlar kırıntılı kayaçlara oranla daha baskın olarak ortaya çıkmaktadır. Aralanma içerisindeki kilitaşları; ortama karadan malzeme getiriminin arttığını ancak deniz suyundaki CaCO<sub>3</sub> konsantrasyonunun ise bu getirimlerle birlikte azaldığı dönemlerde, marnlar ise yine karadan kırıntı getiriminin bulunduğu ancak deniz suyundaki CaCO<sub>3</sub> konsantrasyonunun tekrar arttığı dönemlerde çökelmiştir.

V- Formasyonun devam eden seviyelerinde her iki

kesitte ortak olarak oolitle kireçtaşları bulunmaktadır. Bu seviye dokusal olarak Gök Tepe kesitinde "seyrek oolit içeren, pelesipod ve gastropod kavkılı tanetaşı", Bisibelenitepe kesitinde ise "istiftaşı" niteliklidir. Ancak oolitlerin azlığı ve görünüşleri ile biyoklastların yoğunluğu bu istiftaşlarının daha açığa, düşük enerjili bir ortama taşınarak çökelmiş olabileceklerini düşündürmektedir. Dokusal farklılıklar ise yersel olarak su enerjisi ve taşınma mesafesinin farklılığına bağlı olarak gelişmiştir. İstifin bu kesiminde Bisibelenitepe kesitinde iki seviye halinde ortaya çıkan intraformasyonel çakıltaşı düzeyi Gök Tepe kesitinde gözlenmemiştir. Bu çakıltaşları şelf içerisindeki derinleşen kısımlara daha sıg alanlardan malzeme boşalımı ile oluşmuştur. Intraformasyonel çakıltaşı seviyeleri arasında "laminalı, kumlu, dolomitik, intraklastlı istiftaşı" dokulu kireçtaşları bulunmaktadır. Bunlar kıyı çizgisinin denize doğru ilerlemesi ile kısıtlı su dolaşımı koşullarının egemen olduğunu ve sınırlı biyotaya sahip, düşük enerjili sınırlandırılmış platformun gel-git düzlüğü halini aldığı ve kıyı çizgisinin hareketi ile de karadan kuvars kumunun taşındığı bir ortamı göstermektedir. Laminalı yapı ve dolomit minerallerinin varlığı onların gel-git düzlüğü çökeli olduğunu desteklemektedir. Intraklastların varlığı ise bir fırtına döneminde veya deniz seviyesinin ani değişimi sonrasında gel-git altı ve gel-git arasından gel-git üzerine doğru pekişmemiş karbonat tanelerinin taşındığını, yükselen enerji ile ortama kuvars kumunun da geldiğini göstermektedir.

VI- Formasyonun üst seviyelerinde (Gök Tepe kesitinde 125-130. m ile Bisibelenitepe kesitinde 100-120. metreler arası) gözlenen "oolitli, biyoklastik tanetaşları"nda izlenen oolitlerin oluşum ortamı yüksek enerjili ve türbülanslıdır. Oolitlerle birlikte bulunan biyoklastlarda gözlenen taşınma izleri ve yeniden biçimlenmeler, kıyı çizgisinin karaya doğru ilerlemesi ile derinleşen ve daha sonra açık platforma dönüşen bir ortamı yansıtmaktadır. Bu seviye Gök Tepe kesitinde devamlı bir seviye halinde iken, Bisibelenitepe kesitinde kilitaşı-marn aralanmaları içerisinde bloklar halindedir. Bu farklılık muhtemelen çökme ile eş zamanlı tektonik süreçlere bağlıdır. İstif Gök Tepe kesitinde "seyrek oolitli, onkolitik tanetaşları"na geçiş göstermektedir. Bu kayaç toplulukları tektonizmaya bağlı olarak gelişen yükselen blok üzerindeki nispeten yüksek enerjili sıg ortamda depolanmışlardır. Bisibelenitepe kesitinde gözlenen kilitaşı-marn aralanması ise düşen blok üzerinde ve muhtemelen dalga tabanı altında kalan kesimde, karadan malzeme getirimine bağlı olarak çökelmiştir. Bu seviyede gözlenen kumtaşlarının bileşenleri kıydan taşınmış olan parçalardır.

VII- Her iki kesitte, kırmızı-yeşil renkli, kilitaşı-marn ve sarı renkli kireçtaşı aralanmaları yer almaktadır.

## ALADAĞLAR BİRLİĞİNİN KAYNAK KAYA DEĞERLENDİRİLMESİ

Kireçtaşları; "killi-kumlu, pelesipod kavkılı istifası", yer yer de "intraklastik vaketası" dokuludur. Killi-kumlu, pelesipod kavkılı kireçtaşları; açık platform fasiyesinde, açık dolaşimli şelf ortamında, orta düşük enerjili alanlarda çökemiştir. Aynı dönemde çökelen kit taşı-marn aralanması (Gök Tepe kesitinde 130-198. m; Bisibelenitepe kesitinde 120-215. m'ler) arasında gözlenen intraklastik vaketası ise kıyıya daha yakın ortamda çökemiştir. Bir fırtına döneminde veya deniz seviyesinin ani değişimi sonrasında pekişmemiş karbonat tanelerinin taşınması ile oluşan intraklastların varlığı ve içerdikleri glokonit ve organik madde kalıntıları onların yine şelfin dalga tabanı altında kalan düşük enep jili kısmında çökelmiş olduklarını göstermektedir. Kilitaşı-marn aralanmasında ammonit fosillerinin varlığı, düşen blok üzerinde açık platform koşullarının egemen olduğunu belirtmektedir. Aneak aynı dönemde karaya daha yakın alanlarda ve yükselen blok üzerinde çökelen kırmızı marnların açığa taşınmaları ile yeşil ve kırmızı marnlar arasında yatay ve düşey yönde geçişler oluşmuştur.

VIII- Bisibelenitepe kesitinde 215-240. metreler arasında yer alan seviyenin üzerinde çökelen orta-kötü boylanmalı, yarı yuvarlak veya yuvarlaklaşın iş litarenit dokulu kumtaşları ve yeşilimsi-gri renkli marn aralanması, kıyı çizgisinin sıklıkla karaya ve denize doğru ilerlemesi ile oluşan plaj ve sığ şelf ortamlarında çökemiştir. Kıyı çizgisinin denize doğru ilerlemesi ile plaj halini alan alanlarda kumtaşları çökelirken, kıyı çizgisinin karaya doğru ilerlemesi ile derinleşen ortamda azalan enerji ile ve karadan taşınan malzeme ile deniz suyundaki CaCG konsantrasyonuna bağlı olarak marnlar çökemiştir.

### KAYNAK KAYA POTANSİYELİ

#### Çalışma Yöntemleri

Saha çalışmaları, Sariydiler bölgesinde 1994, Aydıncık bölgesinde ise 1995 ve 1996 yılları yaz sezonlarında gerçekleştirilmiştir. Paleontoloji ve sedimanter petrografi örnekleri yanında, incelenen birimlerin kaynak kaya potansiyellerinin araştırılması amacıyla 6 adet ölçülü stratigrafi kesiti boyunca toplam 38 adet yüzey örneği alınmıştır (Sariveliler bölgesinde, Sıvırdere kesitinden 13 adet, Kabalaktaş Tepe kesitinden 2 adet, Gök Tepe kesitinden 9 adet, Bisibelenitepe kesitinden 2 adet; Aydıncık bölgesinde, Kale Tepe kesitinden 9 adet, Yellice Tepe kesitinden 3 adet).

Organik petrografi ve jeokimya amaçlı kaynak kaya örnekleri, yüzey bozunma renklerinin izlenmediği, derinliklerden (20-50 cm) ve ince taneli, genellikle laminalı killer, şeyller, killi kireçtaşları ve kireçtaşlarından yaklaşık 500 g ağırlıkta alınmıştır. Kaynak kaya örnek

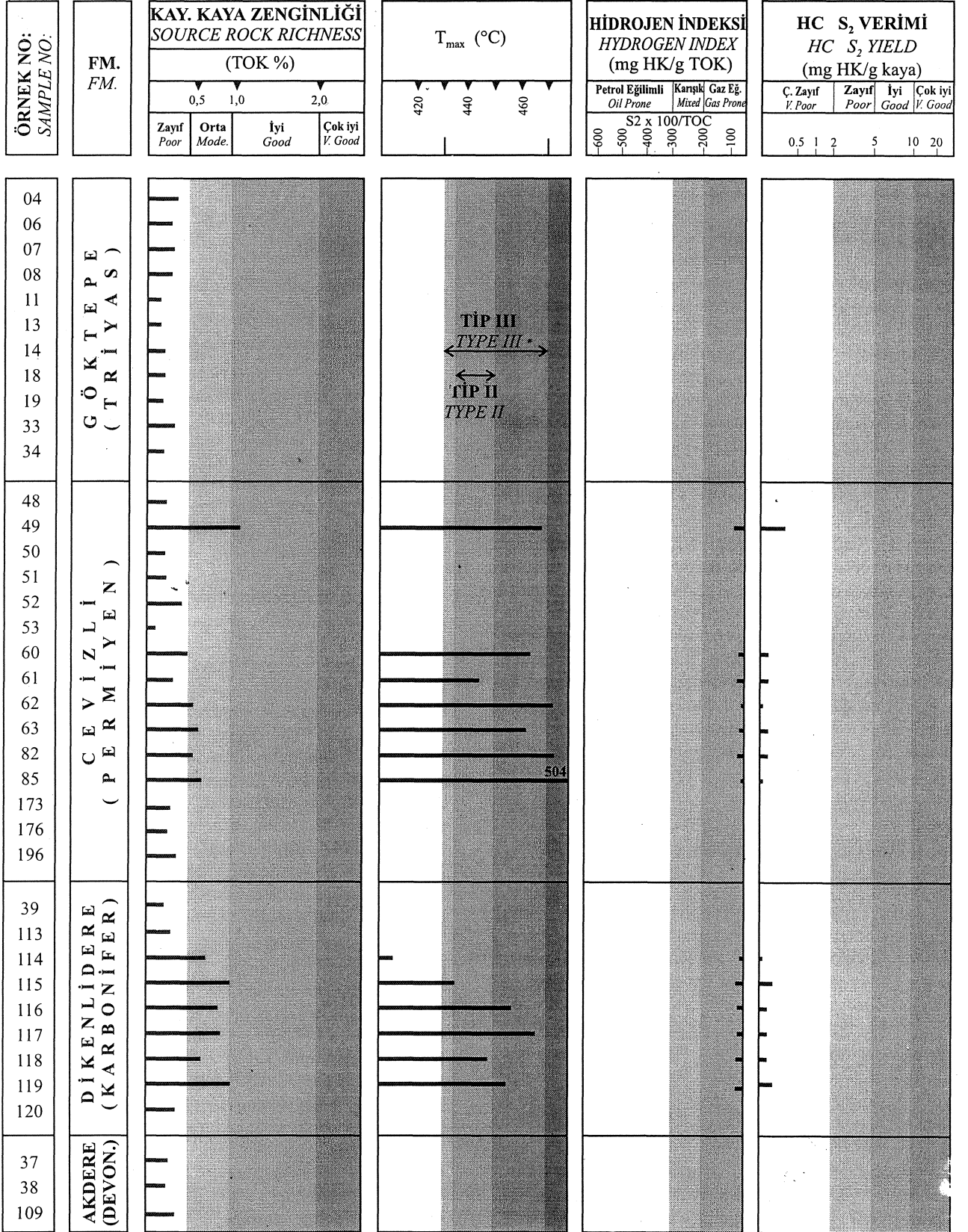
leri üzerindeki organik jeokimya ve organik petrografi analizleri TPAO Araştırma Grubu laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir.

Organik jeokimya analizleri kapsamında, sahadan alınan kaynak kaya örneklerinin tümünde yapılan toplam organik karbon miktarının ölçümü (% TOK) analizleri Leco karbon analiz cihazında yapılmıştır. Tissot ve Welte (1984)'e göre yeterli % TOK içeren örneklerde (karbonat kay açlarda > % 0.3, şey İlerde > % 0.5), Rock-Eval Piroliz analizlerine devam edilmiştir. Analiz sonuçları Tablo 1'de gösterilmiştir.

### Toplam Organik Karbon İçeriği (% TOK)

Akdere Formasyonu'na (Üst Devonyen) ait dolomitler arasındaki şeyi seviyelerinden üç adet kaynak kaya örneği alınmış (37 ve 38 nolu örnekler Sariveliler bölgesinden, 109 nolu örnek Aydıncık bölgesinden) ve % TOK değerleri sırasıyla 0.25, 0.21 ve 0.34 olarak ölçülmüştür. Bu değerler, incelenen seviyelerin Tissot ve Welte (1984)'e göre zayıf kaynak kaya potansiyeline sahip olduğunu ve birimlerin çökeldiği ortamın, organik madde korunumunun zayıf olduğu, gel-git düzlüğü ortamı gibi yüksek enerjili ve oksitleyici bir ortam olduğunu belirtmektedir. 39 nolu örnek Sariveliler bölgesinde, Dikenlidere Formasyonu'nun (Karbonifer) alt kesiminden alınmıştır. Bu düzeydeki kireçtaşları sığ şelf üzerindeki karbonat düzlüğünde çökemiştir. Bu alanda egemen olan biyolojik hareketlilik ve yüksek enerji nedenleriyle organik maddenin korunumu güçtür. Ölçülen % 0.22 TOK değeri de kaynak kaya açısından zayıf potansiyeli belirtmektedir. Ancak Aydıncık bölgesinde, Dikenlidere Formasyonu'ndan derlenen sekiz örneğe ait % TOK değerleri 0.29 ile 0.96 arasında olup, ortalama 0.68'dir. Aydıncık bölgesinde organik maddece kısmen zengin olan bu seviyeler, örneklerin alındığı şeyllerin şelf içerisinde dalga tabanı altında kalan ve kısmen anoksik koşulların hakim olduğu bir ortamda çökeldiğini göstermektedir (Şekil 11).

Sariveliler bölgesinde, Cevizli Formasyonu (Permian) için Sıvırdere kesitinden alınan kaynak kaya örneklerinin ilk üçü (48, 49 ve 50 nolu örnekler), fasiyes özellikleri daha önce çökelme ortamları başlığı altında II-nolu kesimde açıklanan, kuvars kumtaşı-şeyl-kireçtaşı aralanması içerisinde yer almakta olup sırasıyla % TOK değerleri 0.24, 1.17 ve 0.24'tür. 1.17lik % TOK değeri örneğin temsil ettiği seviyenin iyi kaynak kaya kategorisinde olduğunu göstermektedir. Kabalaktaş Tepe kesitinde (yardımcı kesit) aynı seviyelere karşılık gelen kireçtaşlarından alınan 82 ve 85 nolu örneklerde % TOK değerleri 0.62 ve 0.71 olup orta derecede kaynak kaya potansiyeline sahiptir. 51, 52 ve 53 nolu örneklerin derlendiği seviyeler III-nolu kesimdeki çamurtaşı-algli istiftaşlarından oluşmakta olup, TOK değerleri sırasıyla



Şekil 11. Formasyonlardan alınan yüzey örneklerine ait toplam organik karbon içerikleri ve Rock-Eval pirolizi sonuçları.  
Figure 11. The total organic carbon contents and Rock-Eval pyrolysis results of the surface samples obtained from the formations.



## ALADAĞLAR BİRLİĞİNİN KAYNAK KAYA DEĞERLENDİRİLMESİ

0.22, 0.31 ve 0.08'dir. Bu seviye potansiyel kaynak kaya özelliği taşımamaktadır. Formasyonun üst seviyelerinde (IV-nolu kesim) yer alan algli istiftaşı dokulu kireçtaşlarından alınan 60 ve 61 nolu örnekler % 0.48 ve % 0.30 TOK değerleri ile zayıf, 62 ve 63 nolu örnekler ise 0.51 ve 0.63'lük % TOK değerleri ile orta derecede kaynak kaya potansiyeline sahiptir. Aydıncık bölgesinde, Yellice Tepe keskindeki Cevizli Formasyonu'ndan alınan 173, 176 ve 196 nolu örneklerin % TOK değerleri sırasıyla 0.21, 0.19 ve 0.28 olup kaynak kaya potansiyeline sahip değildir (Şekil 11).

Cevizli Formasyonu kaynak kaya örneklerinin % TOK değerlerinin minimum 0.08 ve maksimum 1.17 olması, örneklerin alındığı seviyelerin biyolojik aktivitenin yüksek olduğu, orta-yüksek enerjili ve oksijence zengin sığ su ortamında çökelmiş olduğunu göstermektedir. Oksik koşullar altında çökelen bu tür karbonat kayalıklarda, erken diyajenez sırasında organik maddenin hızla oksitlenmesi ve karbondioksit dönüşümü nedeni ile başlangıçtaki fazla orandaki organik maddenin belirsiz bir kısmı yok olmaktadır. Ancak benzer ortam koşullarında çökelmiş ve ekonomik değere sahip petrol üretimi aşamasına ulaşan kaynak kaya seviyeleri bilinmemektedir. Bunlara örnek olarak % 0.2-0.5 TOK içeren Batı Kanada'nın Orta Devoniyen resifal karbonatları ve Irak-İran profirik rezervlerinin kaynağı olan Miyosen yaşlı, yüksek enerjili, fosilli, "Asmari kireçtaşları" verilebilir (Bordenave, 1993).

Göktepe Formasyonu'ndan alınan ilk kaynak kaya örneği (Gök Tepe kesiti, 04 nolu örnek) oolitik tane taşıdır. Bu kireçtaşları yüksek enerjili bir ortamı belirtmektedir ve % 0.22 gibi zayıf TOK içeriğine sahiptir. Oolitik fasiyeslere örnek olarak verilen Bahama Bankı'nda aktüel aragonitik oolitler içerisinde tutunmuş algal sıvı ve liflerin varlığına dayanan % TOK değerleri 1.23 ile 4.13 arasında değişmekte iken İngiltere'deki Jura yaşlı oolitik kireçtaşlarının içerdiği maksimum % TOK değerleri 0.25-0.37 arasında olup oldukça düşüktür. Bu fasiyesteki yaşlı çökellerin organik madde içeriklerinin bu kadar düşük olmasının nedeni, erken diyajenez sırasında bakteriyel faaliyetlerle organik maddenin parçalanması ve tüketilmesidir. Bu duruma oolitlerin aragonitik yapılarındaki gelişmiş gözenekler de yardımcı olmaktadır (Bordenave, 1993). 06 nolu örnek, dolomit mikrosparit litolojili seviyeden alınmış olup 0.16'lık % TOK değeri oldukça düşüktür. Bu seviyenin üstündeki marnlardan alınan 07, 08 ve 11 nolu örneklerin % TOK değerleri de düşük ve 0.17, 0.16 ve 0.19'dur. Bu örneklerin çökme ortamı Gök Tepe kesitinde IV-polu kesimde tanımlanmıştır. 13 ve 14 nolu kaynak kaya örnekleri kesitin V-nolu kesiminde yer alan kireçtaşlardan derlenmişlerdir ve % TOK değerleri 0.09 ve 0.11'dir. 18 ve 19 nolu örnekler (VII-nolu kesim) ise sırasıyla 0.11

ve 0.10 % TOK değerlerine sahiptir. Bu sonuçlar ile Göktepe Formasyonu'nun Bisibelenitepe kesitinden derlenen 33 ve 34 nolu marn örneklerinin 0.26 ile 0.16 % TOK değerleri birlikte gözönüne alındığında Göktepe Formasyonu'nun incelenen seviyelerinin potansiyel hidrokarbon kaynak kaya olamayacağı bellidir.

Özellikle Perm iyen (Cevizli) ve Alt Triyas (Göktepe Formasyonu alt seviyeleri) yaşlı birimlerin aşırı olgun aşamada buldukları dikkate alındığında bu birimlerin bugün sahip oldukları % TOK değerleri geçmişte sahip oldukları %TOK değerlerinden çok daha düşük olmalıdır. Çünkü, algal yığılımların bol oranda bulunduğu bu tür platform karbonat fasiyeslerinde organik madde birikimi gel-git arası mangrove topraklar ve siyanobakteri mikrobiyal algal yığılımları gibi iki özel ortamda gelişmektedir ki, bu düzeylerde organik maddenin korunumu ancak erken diyajenez sırasında sözkonusudur (Kenig ve diğ., 1990, Bordenave, 1993' den). Başlangıçta bu şekilde korunabilen organik madde ilerleyen diyajenez ve onu takip eden katajenez evrelerinde buldukları ortamın özellikleri (kısa sürelerle gerçekleşen transgresyon ve regresyon olayları) nedeniyle de büyük ölçüde parçalanıp azalmaktadır.

### Rock-Eval Piroliz

Kaynak kaya analizlerinin ilk aşamasını oluşturan % TOK ölçümlerinde şeyi ve kireçtaşları için kabul edilen sınır değerlerine göre orta, iyi kaynak kaya özelliği taşıyan örneklerde Rock-Eval Piroliz ve organik petrografi analizleri yapılmıştır.

Sarıveliler bölgesinde Cevizli Formasyonu'nun alt ve orta seviyelerinde yer alan ve yeterli % TOK içeren birimlerden alınan 7 adet kaynak kaya örneklerine (Sıvıdere kesiti: 5, Kabalaktaş Tepe kesiti: 2) ait S1 ve S2 değerleri Tablo 1 ve Şekil 11'de sunulmuştur. Sıvıdere kesitinden alınan 49 nolu örneğin S1 piki değeri 0.05 mg HK/g kaya; 61 nolu örneğin S1 piki değeri 0.02 mg HK/g kaya iken 60, 62 ve 63 nolu örnekler ile Kabalaktaş Tepe referans kesitinden alınan 82 ve 85 nolu örneklerde S1 piki değeri saptanamamıştır. Bu örneklerin içerdiği serbest hidrokarbonların miktarını gösteren S1 piki değerlerinin düşük olmasının ana nedeni örneklerin bozunma ve yıkanma etkisi ile içerdikleri serbest hidrokarbonların ortamdan uzaklaşmasıdır. Aynı seviyelerde saptanan S2 piki değerleri Sıvıdere kesitinde 49 nolu örnekte 0.38 mg HK/g kaya, 60 nolu örnekte 0.09 mg HK/g kaya, 61 nolu örnekte 0.08 mg HK/g kaya, 62 nolu örnekte 0.03 mg HK/g kaya ve 63 nolu örnekte ise 0.09 mg HK/g kaya'dır. Kabalaktaş Tepe referans kesiti örneklerinden 82 nolu örnekte 0.11 mg HK/g kaya, 85 nolu örnekte ise 0.03 mg HK/g kaya'dır. Aydıncık bölgesi Kale Tepe kesitinde Dikenlidere Formasyonu'ndan alınan 7 adet örneğin S1 piki değerleri 0.04-0.05 mg HK/g

Formasyon Adı	Örnek No	ORGANİK JEOKİMYA ANALİZ SONUÇLARI						ORGANİK PETROGRAFI ANALİZ SONUÇLARI				
		TOK	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub>	HI	PI	SCI	Amorf	Otsu	Odunsu	Kömürsü
<b>SARIVELİLER BÖLGESİ</b>												
<b>SIVARIDERE ÖLÇÜLÜ STRATİGRAFİ KESİTİ</b>												
AKDERE	37	0.25										
	38	0.21										
DİKENLİDERE	39	0.22										
CEVİZLİ	48	0.24										
	49	1.17	0.05	0.38	469	32.48	0.12					
	50	0.24										
	51	0.22										
	52	0.31										
	53	0.08										
	60	0.48	0	0.09	463	18.75	0.0					
	61	0.30	0.02	0.08	445	26.66	0.20					
	62	0.51	0	0.03	479	5.88	0.0	7		10	15	75
	63	0.63	0	0.09	467	14.29	0.0	7-8		10	20	70
<b>KABALAKTAŞ TEPE ÖLÇÜLÜ STRATİGRAFİ KESİTİ</b>												
CEVİZLİ	82	0.62	0	0.11	472	17.74	0.0	7-8		15	40	45
	85	0.71	0	0.03	504	4.23	0.0	?			15	85
<b>GÖK TEPE ÖLÇÜLÜ STRATİGRAFİ KESİTİ</b>												
GÖKTEPE	04	0.22										
	06	0.16										
	07	0.17										
	08	0.16										
	11	0.09										
	13	0.09										
	14	0.11										
	18	0.11										
	19	0.10										
<b>BİSİBELENİTEPE ÖLÇÜLÜ STRATİGRAFİ KESİTİ</b>												
GÖKTEPE	33	0.26										
	34	0.16										
<b>AYDINCİK BÖLGESİ</b>												
<b>KALE TEPE MEVKİİ ÖLÇÜLÜ STRATİGRAFİ KESİTİ</b>												
AKDERE	109	0.34										
DİKENLİDERE	113	0.29										
	114	0.61	0.04	0.04	355	6.56	0.50					
	115	0.96	0.04	0.21	438	21.88	0.16					
	116	0.94	0.05	0.12	458	12.77	0.29					
	117	0.83	0.05	0.1	467	12.04	0.33					
	118	0.55	0.04	0.09	450	16.36	0.31					
	119	0.90	0.05	0.21	455	23.33	0.19					
	120	0.39										
	<b>YELLİCE TEPE MEVKİİ ÖLÇÜLÜ STRATİGRAFİ KESİTİ</b>											
CEVİZLİ	173	0.21										
	176	0.19										
	196	0.28										

Çizelge 1. Sanyeliler ve Aydıncık bölgelerinden alınmış kaynak kaya örneklerinin dağılımı ve analiz sonuçları (TOK: %, S ve S<sub>2</sub> pikleri: mg HK/g kaya, T<sub>max</sub>: °C, HI: mg HK/g TOK, organik petrografi analizleri ise % bolluk olarak verilmiştir).

Table 1. Source rock sample distribution and analysis results-collected from Sanyeliler and Aydıncık areas (TOC: %, S<sub>1</sub> and S<sub>2</sub> sum-mits: mg HK/g rock, T<sub>max</sub>: °C, HI: mg HK/g TOC, organic petrographic analysis given in % amount).

## ALADAĞLAR BİRLİĞİNİN KAYNAK KAYA DEĞERLENDİRİLMESİ

kaya arasındadır. S2 piki değerleri 114 nolu örnek için 0.04 mg HK/g kaya, 115 ve 119 nolu örnekler için 0.21 mg HK/g kaya ve 116 nolu örnek için 0.12 mg HK/g kaya, 117 nolu örnek için 0.1 mg HK/g kaya ve 118 nolu örnek için 0.09 mg HK/g kaya'dır. Elde edilen bu düşük değerler; hemen her zaman kerojenin birincil parçalanmasından kaynaklanan, ender olarak ta ağır hidrokap bonların, resin ve asfaltların ısısal buharlaşmaları ve birincil parçalanmalarından etkilenen S2 piki değerinin artan olgunluk düzeyi ile azalması sonucudur.

Sarıveliler bölgesinde, Cevizli Formasyonu örneklerinde ölçülen en düşük Tmax değeri 445 °C (61 nolu örnek), en yüksek Tmax değeri ise 479 °C'dir (62 nolu örnek). Diğer üç örnekte (60, 63 ve 49 nolu örnekler) Tmax değerleri sırasıyla 463 °C, 467 °C ve 469 °C olarak ölçülmüştür. Aynı formasyonun 82 ve 85 nolu örneklerin Tmax değerleri 472 °C ve 504 °C'dir. Organik petrografi çalışmaları bu örneklerde egemen organik madde tipinin Tip III (kömürsü) kerojen olduğunu göstermektedir (Şekil 11). Bu tür kerojen içeren kaynak kayalar 430-470 °C Tmax değerleri arasında (% R0 = 0.60-1.30 vitrinit yansıma değerleri aralığı) petrol oluşum penceresinde yer almakta olup 60, 61, 63 ve 49 nolu örneklerin Tmax değerleri bu sınırlar arasındadır. Ancak 62,-82 ve 85 nolu örnekler gaz oluşum penceresine düşmektedir. Aydıncık bölgesinde, 114 nolu örneğin Tmax değeri 355 °C olup olgunlaşmamış kaynak kayayı, 117 nolu örnek 467°C'lik Tmax değeri ile olgun-aşırı olgun kaynak kayayı belirtmektedir. Diğer 115, 116, 118 ve 119 nolu örnekler için ölçülen Tmax değerleri sırasıyla 438 °C, 458 °C, 450 °C ve 455 °C olup olgun kaynak kaya seviyelerini temsil etmektedir.

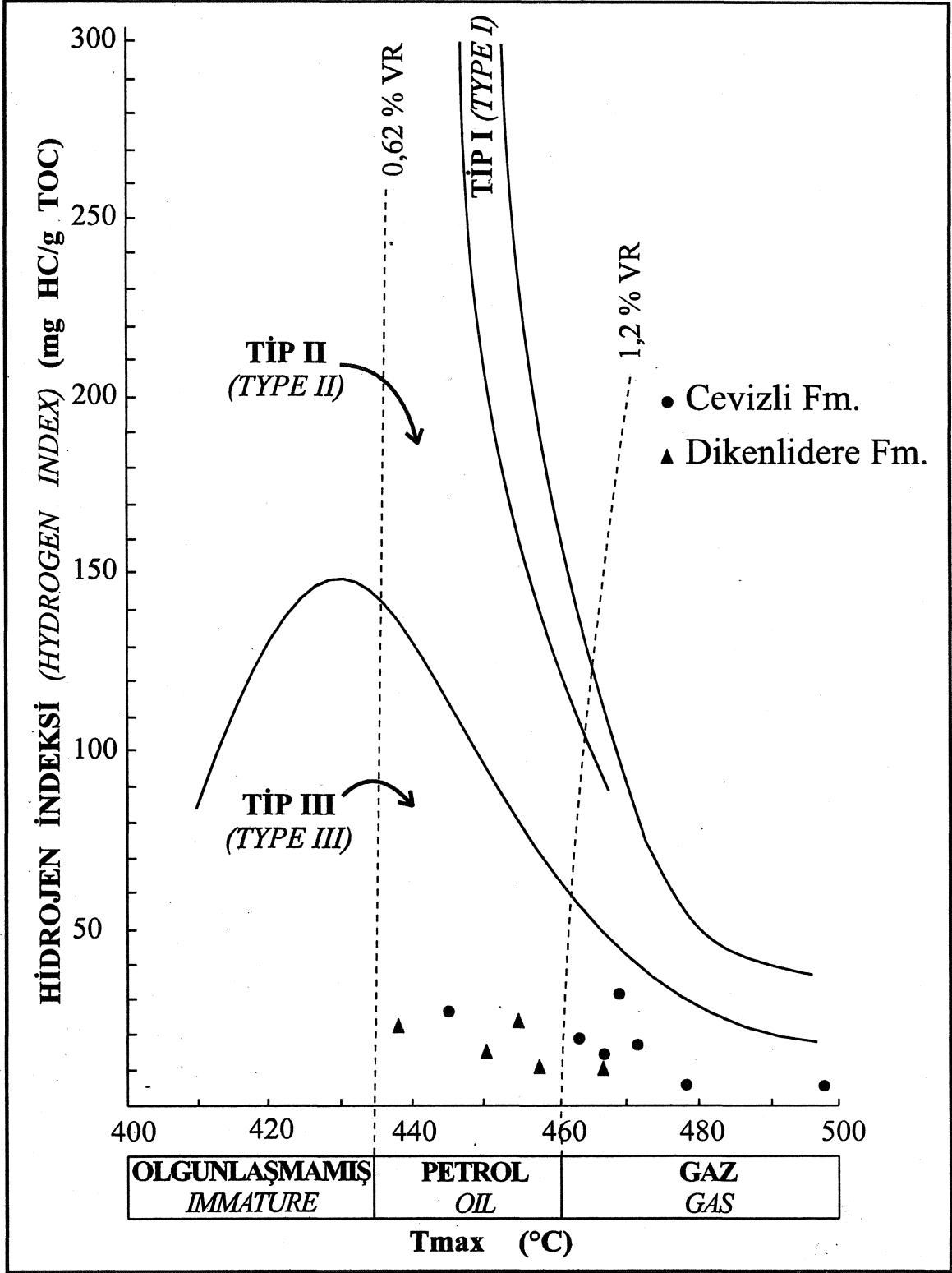
Hidrojen indeksi (HI) değerleri;  $S2 \cdot 100 / TOK$  (mg HK/g TOK da HK/K) formülü ile hesaplanmaktadır (Bordenave, 1993) Sivarıdere kesitine ait 49, 60, 61, 62 ve 63 nolu örneklerde sırası ile 32.48, 18.75, 26.66, 5.88 ve 14.29 mg HK/g TOK; 82 ve 85 nolu örneklerde 17.74 ve 4.23 mg HK/g TOK olarak belirlenmiştir. Aydıncık bölgesinde 4 örnekte (114, 115, 117 ve 118 nolu örnekler) Hidrojen indeksi değerleri 6.56 ile 23.33 mg HK/g TOK arasındadır (Şekil 11). Her iki bölge örnekleri için 200 mg HK/g TOK değeri altında kalan Hidrojen indeksi değerleri sıvı hidrokarbon türümü için yeterli olmayan organik maddeyi belirtmektedir (Şekil 12). Hidrojen indeksi değerleri artan olgunlaşma ile azalmakta olup, olgunluğun artması ile organik madde hidrojençe fakirleşmekte ve bağıl olarak karbonca zenginleşerek bir alt grafitik fazda yoğunlaşmaktadır. Bu çalışmada analizi yapılan seviyelerin Tmax değerleri ile aşırı olgun evrede olduklarının belirlendiği düşünülürse, kömürsü organik madde (Tip III kerojen) gibi zaten hidrojençe fakir bir kökene sahip oldukları bilinen kaynak kaya örneklerinin hidrojen indeksi değerlerinin de 200 mg HK/g TOK sınır

değerinin altında kalmasının nedenleri ortaya çıkmaktadır.

Üretim indeksi (PI) değerleri;  $S1 / (S1 + S2)$  formülü ile ifade edilmektedir. S2 pikinin S1 pikine dönüşmesine katkısı olan asfaltların parçalanmaları ve ısısal olarak buharlaşmaları ile kerojenin parçalanmasıyla artmaktadır (Bordenave, 1993). Olgunlaşmamış kerojenler için üretim indeksi % 5'den daha düşükken, olgunlaşmanın artması ile kaynak kayadan açığa çıkan serbest hidrokarbonların temsil ettiği S1 piki değeri artmakta ve dolayısıyla da üretim indeksi değeri de artmaktadır. Bu çalışma kapsamında her iki bölgeden alınan örneklerin düzey örneği olması ve kayaç içerisindeki serbest hidrokarbonların yıkanma etkisi ile uzaklaşması nedeniyle S1 piklerinin gerçek değerlerinin saptanmamış oluşu doğru bir üretim indeksi yorumu yapmayı olanaksızlaştırmıştır.

### Spor-Polen Renk İndeksi (SCI)

SCI analizleri, bitkilerin üreme hücrelerini oluşturan spor-polenlerin ısıya karşı olan duyarlılıklarından yararlanılarak sıcaklık/derinlik artışına bağlı renk değişiminin saptanmasına dayanmaktadır (Espitalfe ve diğ., 1973). Bu çalışmada SCI analizleri Sarıveliler bölgesi Cevizli Formasyonu örneklerine uygulanabilmektedir. Bunu göre SCI değeri 62 nolu örnekte 7, 63 ve 82 nolu örnekte 7-8, 85 nolu örnekte ise 8 olarak belirlenmiştir. Bu değerler örneklerin alındıkları seviyelerin ileri olgun ve hatta aşırı olgun olduklarını ortaya koymaktadır. Bu sonuçlar Tmax değerleri ile belirlenen olgunlaşma seviyeleri ile de denetirilebilir. Ancak bu örneklerde her ne kadar kömürsü organik madde miktarı yüksek oranda saptanmış olmasına rağmen bu orana katkıda bulunan taneciklerin çoğunun ilksel kökeninin karasal olmama olasılığı da söz konusudur. Çünkü kömürsü grup olarak ele alınan kerojenlerin çoğunluğu daha önce de vurgulandığı üzere, ilerleyen olgunluk düzeyi ya da bakteri etkisi ile aşırı derecede bozularak hidrojenini kaybetmiş organik madde kalıntılarında kaynaklanmaktadır. Bu durumda bugün için petrol türetme potansiyeli bulunmadığı düşünülen ve kömürsü grup içinde adlandırılan organik maddenin, aslında olgunlaşma tarihçesi içerisinde petrol türetimine katkıda bulunabilecek nitelikte olduğu ve hatta petrol türümünden sonra ilerleyen ısısal olgunluk ile aktüel durumlarını kazandıklarını söylemek mümkündür. Bu görüşü destekleyen bir başka veri olarak ta incelenen seviyelerin bulunduğu kayaçların çökeldikleri fasiyeler gösterilebilir. Cevizli Formasyonu, genel olarak bir karbonat platformunun şelf lagünü içerisinde çökelmiştir. Karasal etkinin çok fazla hissedilmediği bu ortamda çökelen organik madde daha çok algal ve otsu gruplardan, çok daha düşük oranlarda ise, karasal etkilerin arttığı dönemlerde, ortama dışarıdan



Şekil 12. Dikenlidere (Karbonifer) ve Cevizli (Permian) formasyonları örneklerinin  $T_{max}$  (°C) değerlerine karşılık HI değerleri

Figure 12. Plot of  $T_{max}$  (°C) versus HI values of Dikenlidere (Carboniferous) and Cevizli (Permian) formations

## ALADAĞLAR BİRLİĞİNİN KAYNAK KAYA DEĞERLENDİRİLMESİ

taşınmış odunsu malzemedan türemiştir. Tek başına organik petrografi analizleri, özellikle de jeokimyasal olarak aşırı olgun olduğu belirlenen kaynak kayalarda yapılan çalışmalarda doğru sonuçlar veremeyeceği ve hatta kaynak kaya potansiyelinin değerlendirilmesinde önemli oranda yanlışlıklara neden olabileceği açıktır.

### TARTIŞMA

Bu çalışmada, Aladağ Birliği'nin Üst Devoniyen-Alt Triyas yaşlı birimlerinin hidrokarbon kaynak kaya potansiyelinin belirlenmesinin yanısıra, daha önce yapılmış stratigrafi çalışmaları kapsamında açıklanan formasyon tanımlamalarındaki farklılıkların giderilmesine önem verilmiştir.

İncelenen birimlerden Akdere, Dikenlidere ve Cevizli formasyonlarına ait kayalar, Üst Devoniyen-Permiyen zaman aralığı boyunca hüküm sürmüş olan bir karbonat platformunun sığ denizel şelf alanlarında gelişen, genellikle gel-git düzlüğü, şelf lagünü ve kumsal alanlarında çökelmiş olup, çoğunlukla yüksek enerjili ve oksijence zengin koşulları yansıtmaktadır. Göktepe Formasyonu'nun incelenen seviyeleri ise ortamsal olarak oldukça çeşitlilik göstermekte olup, Üst Paleozoyik'te hakim olan karbonat platformunun kısmen duraysızlaşmasını göstermektedir.

Aydıncık bölgesinde Kale Tepe Mevkii ve Yellice Tepe Mevkii kesitlerinde Akdere (Üst Devoniyen) ve Cevizli (Permiyen) formasyonlarına ait kaynak kaya örneklerinin toplam organik karbon miktarları % 0.5'in altında olup hidrokarbon kaynak kaya özelliği yoktur. Buna karşın Dikenlidere (Karbonifer) Formasyonu örnekleri % 0.5'in üzerinde toplam organik karbon içermektedir. Ancak organik maddenin tipi (Tip III kerojen) ve 200 mg HK/g TOK değerinin altında hidrojen indeksi değerleri örneklerin temsil ettiği seviyelerin petrol üretimi açısından kaynak kaya potansiyellerinin olmadığını göstermektedir. Sarıveliler bölgesinde; Akdere, Dikenlidere ve Göktepe Formasyonu'nun alt kesimlerinden derlenen kaynak kaya örneklerinin toplam organik karbon içerikleri oldukça düşük olup bu formasyonlar kaynak kaya potansiyeline sahip değildir. Cevizli Formasyonu birimleri bazı düzeylerinde yeterli miktarda (> 0.5 % TOK) organik madde içeriğine sahip olmalarına rağmen S1 ve S2 pikleri ile Hidrojen indeksi değerleri, olması gereken sınırların altında belirlenmiştir. Isısal olgunluğun bir fonksiyonu olarak ölçülen Tmax değerlerine göre Aydıncık bölgesinde Dikenlidere, Sarıveliler bölgesinde Cevizli Formasyonu petrol oluşum zonu ve kondansiyon-ıslak gaz zonunda; spor-polen renk indeksi (SCI) analiz sonuçlarına göre de bu formasyonlar ileri-aşırı olgun zonda yer almaktadır.

Petrol oluşumu açısından yeterli-aşırı ısısal alteras-

yona uğramış olan bu formasyonların içerdikleri kerojenler parçalanmış ve hidrojen fakirleşmişlerdir. S1, S2 pikleri ve Hidrojen İndeksi değerlerinin düşük belirlenmesi, ilk bakışta ilksel organik maddenin başlıca karasal kökenden türemiş ve Tip III kerojenden oluştuğunu belirtmektedir. Oysa, formasyonların çökeldiği ortam ve koşulları ile biyolojik üretimliliğin bolluğu ve çeşidi göz önüne alındığında ilksel organik maddenin egemen olarak algal kerojen (Tip I) olması beklenmektedir.

Çalışılan birimin bir nap olduğu ve ilki Kretase sonunda, ikincisi de Orta-Üst Eosen'de olmak üzere iki kez kilometrelerce otokton birimler üzerine itildiği düşünülürse, Aladağ Birliği'nin özellikle Üst Devoniyen-Alt Triyas yaşlı birimlerinin birden fazla evrede gelişmiş ısısal alterasyona uğradığı açıktır. Bu durumda yanıtlanması gereken sorular;

- Aladağ Birliği kaynak kaya seviyelerinin olgunlaşma zamanı ve/veya zamanlarının naplaşma öncesi mi, naplaşma ile eş zamanlı mı, naplaşma sonrası mı olduğu,

- Aladağ Birliği'ni üzerler konumunda görülen diğer tektonostratigrafik birliklerin (Bozkır Birliği, Bolkar Birliği v.b.) ve post-tektonik birimlerin (Mut Formasyonu gibi) neden olduğu artan gömülme derinliğinin ve artan gömülme sıcaklığının zaman içerisinde olgunlaşmaya etkisinin ne olduğudur.

### KATKI BELİRTME VE TEŞEKKÜR

Bu çalışma; Hacettepe Üniversitesi ile Türkiye Petrolleri A. O. Genel Müdürlüğü işbirliği ile 3. yazarın başkanlığında yürütülmüş olan proje çalışmasının bir bölümünü kapsamaktadır. 1. ve 2. yazarlar aynı zamanda bu çalışma ile yüksek mühendislik tezlerini tamamlamışlardır. Tezleri ilgilendiren kısımlar ayrıca Hacettepe Üniversitesi Araştırma Fonu ile Mersin Üniversitesi Araştırma Fonu tarafından desteklenmiştir. Yazarlar, bu kuruluşlara desteklerinden, Prof. Dr. Tuncer Güvenç'e özellikle stratigrafi ve paleoğrafya konularındaki katkılarından. Dr. Hüseyin Kozlu ve Yük. Müh. M. Ali Gül'e (TPAO Arama Grubu) arazi çalışmaları sırasındaki yardımlarından. Yük. Müh. H. İsmail İllez'e (TPAO Araştırma Grubu) jeokimyasal analizler sırasındaki katkılarından dolayı teşekkür ederler.

### EXTENDED SUMMARY

The Sarıveliler and Aydıncık regions are located in the Central Taurus thrust - and - fold belt which is bordered to the east by the Ecemiş Fault, and to the west by the Aksu Fault (Figure 1, 2 and 3). The allochthonous Aladağ Unit consisting of a continuous succession through Upper Devonian-Upper Cretaceous has common outcrops in both the Sarıveliler and Aydıncık regions.

The Aladağ Unit formations in the Central Taurus region have been studied on surface samples collected from the five different stratigraphic sections. A number of more detailed studies of Aladağ Unit have recently appeared (Özgül, 1976, 1997:

Güvenç, 1977a and b, Demirtaşlı et al., 1979; Gül, 1991 and Demirel, 1989). Stratigraphically, the Aladağ Unit consist of five lithostratigraphic units, which were deposited on the tidal-flats, restricted shelf areas and reefal environments belonging to a carbonate platform through Upper Devonian and Cretaceous. These are; the Upper Devonian Akdere Formation, the Carboniferous Dikenlidere Formation, the Permian Cevizli Formation, the lower Triassic Göktepe Formation, the Jurassic-Cretaceous Çakozdağı Formation (Figure 4).

In order to evaluate hydrocarbon source-rock potential of the formations, geochemical analyses including Total Organic Carbon (TOC, wt. %) content, and hydrocarbon genetic potential (S1 and S2), maximum temperature of S2 (Tmax) and Hydrogen Index (HI) values, and organic petrographic studies (Spore-pollen Index: SCI) were obtained from Rock-Eval pyrolysis and transmitted light microscopy. In the Aydınçık region, although the Dikenlidere samples have enough TOC content (over 0.5 %), the Akdere and Cevizli samples have no source-rock potential. In the Sanveliler region, only Cevizli Formation has some source-rock levels displaying TOC values over 0.5 % (Table 1).

Due to the Rock-Eval pyrolysis and organic petrography results, all source-rock samples of the Aladağ Unit formations are over mature and their dominant organic matter type is Type III kerogen (Figure 11 and 12). However, depositional environment conditions providing the abundant algal productivity imply mainly the presence of the Type I (algal) organic matter.

The maturation history of the potential source rocks is associated with the thrust emplacements, which result from the late Cretaceous and middle-upper Eocene tectonism.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

- Blumenthal M.M.. 1944. Bozkır güneyinde Toros sıradağlarının serisi ve yapısı. İ.Ü.F.F. Mec. Seri, B., 9/2, 95-125.
- Boggs, S. Jr., 1987. Principles of Sedimentology and Stratigraphy. Merrill Publishing Company A Bell & Howell Company, 784 p., Columbus Toronto London Melbourne.
- Bordenave, M. I., 1993. Applied Petroleum Geochemistry. Edited by M.L. Bordenave, Exploration Division, TOTAL, Paris, 561 p.
- Demirel, İ. H., 1989. Ermenek (Konya) yöresinde yer alan Tersiyer yaşlı istifin jeolojisi, sedimantolojisi ve bölgedeki kömür damarlarının ayrıntılı incelenmesi. Doktora Tezi, H.Ü. Fen Bil. Enst, 173 s. 5 Ek.
- Demirel, İ. H. and Kozlu, H., 1997. Evaluation of burial history, thermal maturity and source-rock assessment of the Upper Paleozoic succession of the eastern Taurus region, southern Turkey. Marine and Petroleum Geology, vol.14, no: 7/8, pp. 867-877.
- Demirtaşlı, E., 1975. Stratigraphic correlation of the Lower Paleozoic rocks of Iran, Pakistan and Turkey. Alpan S. (editor), (in) Congress of Earth Sciences 50th year of the Turkish Republic, pp. 204-222.-
- Demirtaşlı, E., 1976. Toros kuşağının petrol potansiyeli. Türkiye 3. Petrol Kongresi. Bildiriler (eds). Keskin. C ve Nazikoğlu, Z., s.55-61.
- Demirtaşlı, E., Gedik, L, İmik, M., 1979. Ermenek batısında Göktepe-Dumluğöze ve Tepebaşı arasında kalan sahanın jeolojisi. Türkiye Jeoloji Kurumu. 32. Bil. Tek. Kur. Bildiri özetleri.
- Demirtaşlı, E., Gedik, L, İmik, M., 1986. Ermenek batısında Göktepe-Dumluğöze ve Tepebaşı arasında kalan bölgenin jeolojisi. M.T.A. Rapor No: 5733.
- Espitalie, J., Durand, B., Roussel, J.C., Souron, C. 1973. Etude de la matiere organique insoluble (kerogene) des argiles du Toarcien du bassin de Paris. Etudes en spectrometrie infrarouge. en analyse thermique differentielle et en analyse thermogravimetric. Rev. Inst. Franc, du Petr., 28, p. 37-66.
- Flügel, E., 1982. Microfacies analysis of limestones. Beiiin-Heidelberg-New York; Springer. 633 p., 53 pi.
- Gedik, A., Birgili, Ş., Yılmaz, H. ve Yoldaş. R., 1979. Mut\* Ermenek-Silifke yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları. T.J.K. Bült., No:22, s.7-26.
- Gül, M. A., 1991. Orta Toroslar (Kırkkavak fayı ile Ecemiş fayı arası) derleme ve değerlendirme raporu. TPAO Arama Grubu Rap. No:3044.
- Güvenç, T., 1965. Etude stratigraphique et micropaleontologique du Carbonifer et du Permien des Taurus Occidentaux dans l'arriere pays d'Alanya, Turquie. These Univ. Paris, 3 vol., 273 p., 52 pi., 5 pi. hors-texte.
- Güvenç, T., 1977 a. Stratigraphie du Carbonifer et du Permien de la "Nappe de Hadım. 6th Colloq. Geology of Aegean Regions, Aegean Univ., pp. 251-261. İzmir.
- Güvenç, T., 1977 b. Permian of Turkey. 6th Colloq. Geology of Aegean Regions. Aegean Univ., pp. 263-282. İzmir.
- Güvenç, T., 1980. Alanya-Gazipaşa bölgesinin jeolojisi ve kıyıseridi deniz tabanıyla yapısal ilişkileri. Ege Üniv. Deniz Bil. ve Tekn. Enst. 139 s.
- Güvenç, T., Demirel, İ.H., Tekinli, U.K.. 1994. Lavrusya ve Gondvanya arasında kalan Ortadoğu bölgesinin Paleozoyik stratigrafisi ve Üst Paleozoyik paleocoğrafyası. Türkiye 10. Petrol Kong. ve Serg.. Bildiriler, s. 5-19.
- Gürçay, B., 1998. Aydınçık (İçel) kuzeybatısının jeolojisi ve tektonik özellikleri. Mersin Üniv. Fen Bil. Enst. yük. müh. Tezi, 89 s., 1 Ek.
- İlleez, H.İ., Gül, M.A., Tekin, T., Kozlu, H., 1994. Orta Torosların kaynak kaya potansiyeli. Türkiye 10. Pel. Kong. ve Serg. Bildiriler, s.261-267.
- Monod, O., 1977. Recherches geologiques dans le Taurus Occidental au sud de Beyşehir (Turquie). These D'etar Université Paris Sud. Orsay, 450 pp.
- Özgül, N., 1971. Orta Torosların kuzey kesiminin yapısal

## ALADAĞLAR BİRLİĞİNİN KAYNAK KAYA DEĞERLENDİRİLMESİ

- gelişiminde blok hareketlerinin önemi. T.J.K. Bült. No: 14, s. 75-87.
- Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeoloji özellikleri. T.J.K. Bült. No: 19, s. 65-78.
- Özgül, M., 1984. Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides. Symp. on the Geology of the Taurus Belt, ed. Tekeli O. and Göncüoğlu M.C., s. 77-90, Ankara.
- Özgül, N., 1997. Bozkır-Hadim-Taşkent (Orta Toroslar'ın Kuzey Kesimi) Dolaylarında Yer Alan Tektono-Stratigrafik Birliklerin Stratigrafisi. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 119, s. 117-174.
- Öztürk, E.M., Öcal, H., Taşkiran, A., Bulduk, A., Çelik, B., Metin, T., Keskin, O., Kadir, S., Dağ, Z., Çatal, E., Keskin, A., Gökten, A., Hakyemez, A. ve Girgin, L. 1991. Orta Torosların jeolojisi (Alanya 028 c1-c2: 029 d3-d4; P29 a2-a3-b1), MTA Rapor No: 9301. Ankara (yayınlanmamış).
- Wilson, J. L., 1975. Carbonate facies in geologic history. Springer-Verlag, Berlin, 471 p.
- Yurtsever, T.Ş., 1996. Sarıveliler güneybatısındaki (Karaman) Aladağ Birliği'ne ait Permiyen ve Alt Triyas yaşlı birimlerin hidrokarbon kaynak kaya potansiyellerinin incelenmesi. H.Ü. Fen Bil. Enst. yük. müh. tezi. 125 s., 1 Ek.

---

**Makalenin geliş tarihi: 10.04.1999**

**Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 17.12.1999**

*Received: April 10, 1999*

*Accepted: December 17, 1999*







# Marmara Denizi güneyinde Orta-Geç Miyosen Aluviyal Yelpaze Sisteminin Depolanma ve Fasiyes Özellikleri

## *Depositional and Facies Properties of The Middle-Late Miocene Alluvial Fan System at South of the Marmara Sea*

Melih ÖZDOĞAN Turkish Petroleum International Co. Ltd, Bahçelievler Mah., 148. Sok., 06830 Gölbaşı, ANKARA  
Abdurrahim ŞAHBAZ Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06532 Beytepe, Ankara  
Nizamettin KAZANCI Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06100 Tandoğan, Ankara

### Öz

Bu çalışma, Marmara Denizi güneyinde yüzeylenen Miyosen yaşlı çökellerin depolanma özelliklerinin araştırılması amacıyla yapılmıştır. İncelenen yörede hacimsel olarak en fazla bulunan silisiklastik çökelleri Mudanya formasyonu oluşturmaktadır. Bu formasyon, Karacabey ilçesi kuzeyinde Miyosen öncesi yaşlı kayaların üzerinde uyumsuzlukla yer almakta olup, yanal devamlılığı güneye doğru artarak devam etmektedir. Formasyon, Tophisar civarında yüzeylenen göl kıyısı silttaşları ve Çamlık Formasyonuna ait beyaz onkoidli gölsei kireçtaşları ile yanal ve düşey geçişli olarak örtülür.

Adatepe ve Köy üyelerinden oluşan Mudanya formasyonunu inceleme alanında sadece Adatepe üyesi temsil etmektedir. Altı lokasyondan alınan sedimentolojik kesitlerde, Miyosen yaşlı çökellerin düşey fasiyes değişimleri belirlenmiştir. Buna göre, örgülü akarsu (A litofasiyesi), menderesli akarsu (B litofasiyesi) göl kıyısı (C litofasiyesi) ve gölsei karbonat (D litofasiyesi) çökelleri tanımlanmıştır. Aluviyal yelpaze özelliğindeki Adatepe üyesi silisiklastiklerinin örgülü ve menderesli akarsu bölümleri fasiyes anal izleri ile belirlenmiştir. A litofasiyesi flüviyal yelpazenin örgülü akarsu bölümünü (yaygı konglomeralar), B litofasiyesi menderesli akarsu bölümünü (sellenme düzlükleri, nokta barı ve oxbow gölü karbonatları), C ve D litofasiyesi ise göl kıyısı silt taşlarını ve onkoidli gölsei karbonatları oluşturmaktadır. Örgülü akarsu fasiyesi özelliğindeki A litofasiyesi güneye doğru pale otopografya ve iklimle bağlı olarak, enerjisi ve taşıdığı malzeme boyutu ve hacmi azalarak menderesli akarsu fasiyesi özelliğine dönüştüğü gözlenmiştir. Mudanya formasyonu Adatepe üyesi içindeki binikli konglomera, düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşlarında yapılan ölçümlerde Orta-Geç Miyosen'deki paleoakıntıların genel yönünün kuzeyden güneye doğru olduğu belirlenmiştir. Mudanya formasyonu, Çamlık Formasyonunun alt seviyesini oluşturan göl kıyısı özelliğindeki gri renkli silttaşları ile yanal ve düşey geçişlidir. Çamlık formasyonunun en üst seviyesini oluşturan onkoidli, fosilli beyaz renkli kireçtaşlarında gri renkli silttaşları ile yanal ve düşey geçişli olarak bulunmaktadır. Bu da, geniş alanlarda yayılım gösteren Mudanya formasyonu Adatepe üyesinin göl içine girmeden karasal bir sistem içinde çökeldiğini göstermektedir. Orta - Geç Miyosen zaman aralığında gerilme tektoniğinin kontrolü ile oluşan Karacabey flüviyal yelpazesi istifi, tane boyu ve tabaka kalınlığı yukarı doğru azalan, gerileyen bir yelpaze istifi özelliğindedir. Bu flüviyal yelpaze karmaşığı, yüksek enerjili örgülü akarsudan beslenen ve iklimsel değişikliklere bağlı olarak sellenmenin fazla olduğu yüksek eğimli bir topografyadan itibaren çökeline başlamış ve topografya eğiminin düzleştiği yerlerde menderesli akarsu özelliğine dönüşerek karmaşık bir sistem içinde çökelişini tamamlamıştır.

Anahtar Kelimeler: Aluviyal yelpaze, Marmara Denizi güneyi, Miyosen, tektonizma etkili çökelim

### Abstract

*This study was performed to investigate the depositional characteristics of the Miocene siliciclastic sediments in the south of the Marmara Sea. Mudanya formation is volumetrically the most abundant siliciclastic sediments in this study. This formation unconformably lies on Pre-Miocene rocks around the district of Karacabey and its lateral continuity increases towards the south. It is laterally and vertically covered by the Çamlık Formation's lacustrine coastal siltstone and white lacustrine limestones with oncolid in the vicinity of Tophisar.*

*Mudanya formation that consists of the Adatepe and Köy members, only comprises Adatepe member in the study area. Vertical facies changes of Miocene deposits were determined through six sedimentological sections. According to these sections, braided river (Lithofacies A), meandering river (Lithofacies B), lacustrine coast (Lithofacies C) and lacustrine carbonate (Lithofacies D) were identified. Braided and meandering river components of the siliciclastics involved by the Adatepe member with alluvial fan character were determined by facies analyses. Lithofacies A (sheet-like conglomerate and longitudinal bar) forms the braided river portion, B forms the meandering river (flood plain, point bar and oxbow lake) portion (alluvial fan), while the Lithofacies C and D form the lacustrine deposits with lacustrine coast siltstone and oncolid limestone. It was observed that the Lithofacies A with braided river character depending on paleotopography and climate, change into meandering river facies with decreasing energy and sediment size toward the south. The measurements carried out in the imbricated conglomerate, planar cross-bedded sandstones of the Adatepe member*

indicated that the general direction of the paleocurrent in the Middle-Late Miocene was from N to S. The Mudanya formation is in lateral and vertical transition with the bottom of the Çamlık formation which white, laminated lacustrine coastal siltstone. The top of the Çamlık formation, which consists of one old, fossiliferous limestone, is in lateral and vertical transition with grey siltstone. This situation shows that the Adatepe member of the Mudanya formation had been deposited in fluvial system before it didn't enter the lake system. The Karacabey alluvial fan deposits formed during Middle-Late Miocene with the control of extensional tectonics. The fining upwards grain-size and bed thickness is of retrogradational alluvial fan sequence character, with this alluvial fan complex that had been fed by high energy braided river and depending on climatically changes, had started to deposit from a paleotopographical elevation changed meandering river character, where the topographic slope was smooth, and finally completed depositing in a complex system.

*Key words: Alluvial fan, Miocene, south of the Marmara Sea, tectonic dominated deposits*

## GİRİŞ

İnceleme alanı Bandırma, Karacabey ve Tophisar ilçeleri arasında kalan bölgeyi kapsamaktadır (Şekil 1). Bu alanda Orta-Geç Miyosen yaşlı çökeller geniş alanlarda yüzeylenmektedir (Taner, 1997; Varol vd., 1997). Ayrıca, inceleme alanı dışında da bu birimin kalınlığı ve yayılımı güneye doğru artarak devam etmektedir. Bunlar güneyde gölsel özellikteki silttaşları ile yanal ve düşey geçişlidir (Şekil 2). İnceleme alanında, Miyosen öncesi temel kayaların üzerinde uyumsuzlukla (Şekil 2; Şekil 3) yer alan bu silisiklastik kayalar, bölgede Orta-Geç Miyosen 'de etkin olan hümid iklim ve dik eğimli paleotopografya nedeniyle güneye doğru genişleyen yelpaze şeklinde çökelmiştir. Geniş bir yayılıma sahip olan silisiklastik çökeller, kendi içinde farklı sedimenter yapısal/dokusal özellikler göstermekle birlikte, alüvyal yelpazenin değişik bir türü olan flüvyal yelpaze çökel-leri özelliğine sahiptir.

Bölgenin jeolojisi ile ilgili pek çok araştırma mevcuttur (Şengör, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör/1982; Şengör vd., 1985; Şentürk ve Karaköse, 1987; Seyitoğlu ve Scott, 1991; Görür vd., 1995; Meriç, 1995; Tchepalyga, 1995; Görür, 1996; Ercan, 1998). Bu çalışmalara göre, bölge Orta-Geç Miyosen'de N-S yönlü gerilme rejiminin etkisi altında kalmış ve bir graben yapısı kazanmıştır. Bu gerilme tektoniğinin sonucunda, bugünkü Marmara Denizinin güneyi, kuzeye oranla daha dik yamaçlara sahip bir paleotopografik eğim kazanmıştır (Görür, 1996). Bu tektonizma kontrolünde bölgede göl veya göl sistemleri oluşarak, paleotaşınım yönünün kuzeyden güneye doğru olduğu yelpaze sistemleri bu göl kıyısında gelişmiştir (Şahbaz vd., 1998). Marmara Denizinin güneyinde yapılan çalışmalarda, Orta-Geç Miyosen stratigrafisi Görmüş vd. (1997), Miyosen çökel-lerin sedimantolojik özellikleri Varol vd. (1997) ve Şahbaz vd. (1998) tarafından incelenmiştir.

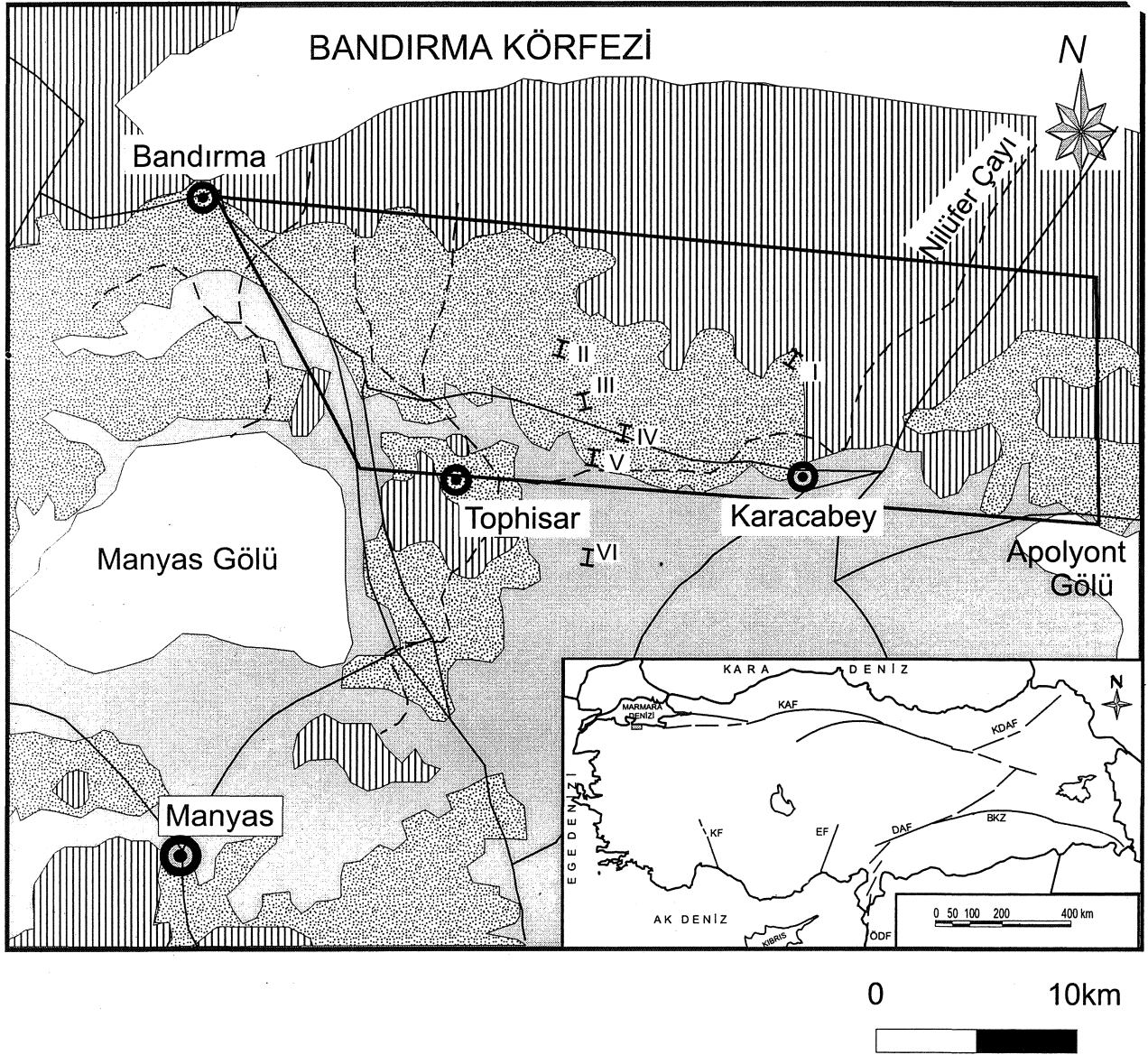
Fasiyes analizi yardımıyla, sedimenter istiflerinin oluşumlarını etkileyen süreçler (karasal ve havza içi), kaynaklar ve çökeldiği alanlar belirlenebilir (Postma, 1990; Reading ve Orton, 1991; Reading, 1996). Süreçlere bir cevap olarak oluşan çökeller, özellikleri (sedimenter yapı/doku, fosil vb. litolojik veriler)

sayesinde olduğu ortam, süreç, havza ve hatta bölgeyi etkileyen tektonizma hakkında bilgi verebilir. Bu çalışmayla, Miyosen silisiklastik istifin fasiyesleri belirlenerek, istifi oluşturan süreçlere, havza özelliklerine ve bölge Miyosen paleocoğrafyasına bir yaklaşımda bulunulması amaçlanmıştır. Marmara Denizi güneyinde Karacabey ilçesi ve civarında yüzeylenen Miyosen yaşlı silisiklastik kayaların depolanma özellikleri çalışmanın konusunu oluşturmaktadır.

## JEOLJİK KONUM

Bölgede yüzeylenen kayaları Miyosen öncesi ve Miyosen yaşlı kayalar olmak üzere iki gruba ayırmak mümkündür. Miyosen öncesi kayaları metamorfik, sedimenter ve volkanik kayalar oluşturmaktadır. Bu çalışmada Miyosen öncesi kayalar, kendi aralarında gruplandırılmaksızın, doğrudan temel kayaları olarak adlandırılmıştır. Miyosen yaşlı kayalar temel kayaların üzerinde genelde tektonik, yer yer de aşıl uyumsuzlukla bulunmaktadır (Şekil 2). Bu çökel-lerin ölçülmüş olan kalınlığı 100 m civarındadır. Bu kalınlık, Miyosen yaşlı çökel-lerin ölçülü stratigrafik kesitlerdeki (I. ÖSK, II. ÖSK, III. ÖSK, IV.ÖSK, VÖSK ve VI. ÖSK) ölçülebilen toplam kalınlığıdır (Şekil 1 ve 3). Bunlar, tabanda iri çakıllı masif konglomera ile başlar. İstif alttan üste doğru konglomera, kumtaşı, silttaşı, kilttaşı ve gölsel kireçtaşları şeklinde düşey bir dizilime sahiptir. Bu çökeller tane boyu ve tabaka kalınlığı yukarı doğru incelen bir istif özelliğindedir. Mudanya formasyonu Şahbaz vd., (1998) tarafından Mudanya civarında yapılan çalışmada Adatepe ve Köy olmak üzere iki üyeye ayrılarak incelenmiştir. Bu çalışmada ise Mudanya formasyonunun Köy üyesi bölgede gözlenemediği için Karacabey-Bandırma ilçeleri arasında geniş alanlarda yüzeylenen Mudanya formasyonu Adatepe üyesi detaylı olarak incelenmiştir.

Adatepe Üyesi, tabanda yer yer tabakalı, blok boyutunda köşeli metamorfik ve kireçtaşı bileşenleri içeren yaygın benzeri kırmızı renkli tane destekli konglomera ile başlar. Biniklik ve ters derecelenme önemli tabaka içi yapılarındandır. Orta seviyelerde hakim olan litoloji yine konglomeradır ancak bu konglomeraların bileşenlerinin



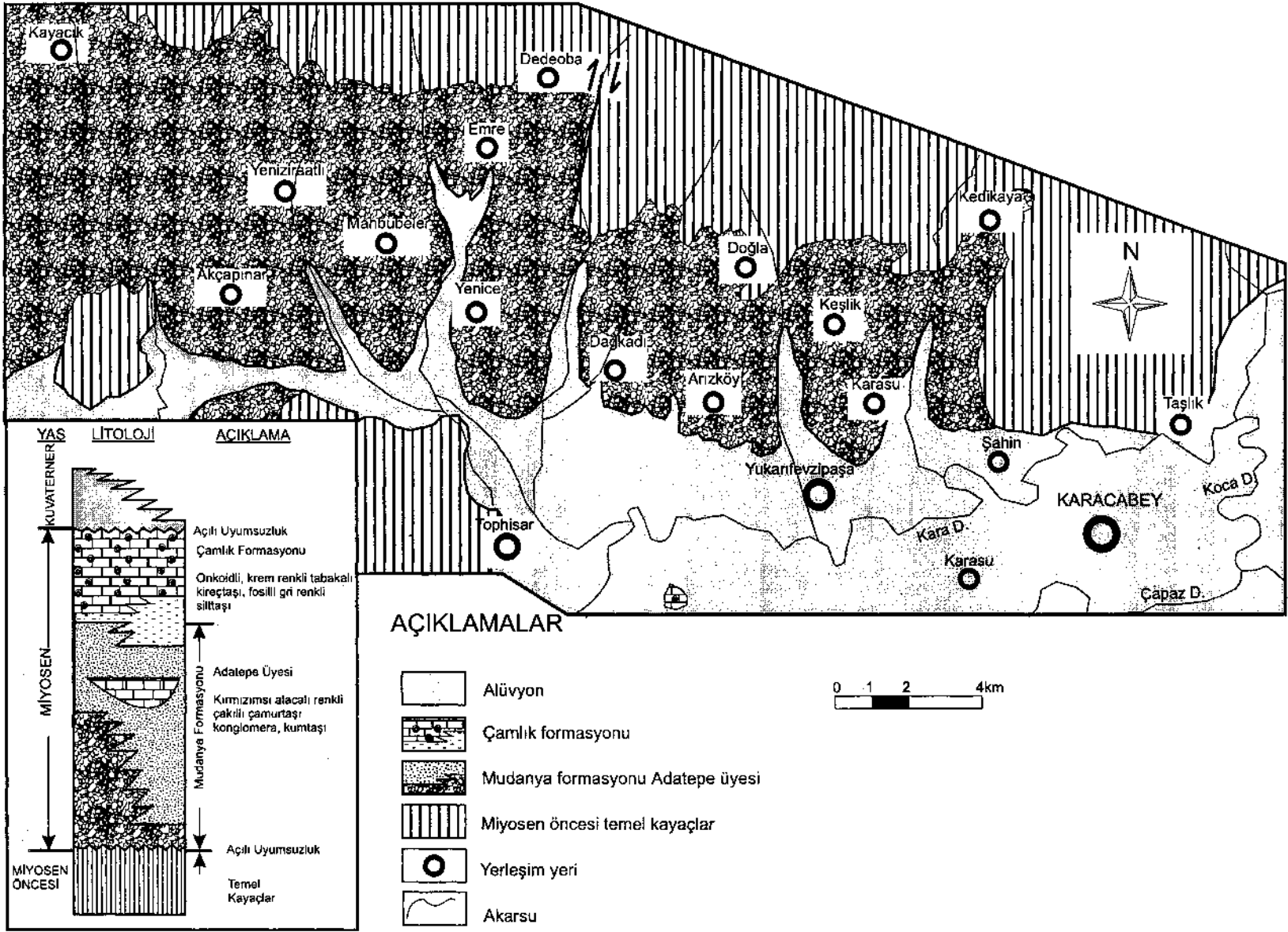
Şekil 1. İnceleme alanı yerbulduru haritası  
Figure 1. Location map of the study area

uzun eksenli 10 cm<sup>1</sup> ye ulaşmaz. Bu seviyede tekne türü çapraz tabakalı kaba taneli deformasyon yapılu kumtaşları ve konglomeralar yaygındır. Yer yer ince taneli silt ve konglomeralar yaygın şekilde beraber bulunurlar. Bu konglomeralar içinde kalışı oluşumları tipiktir. Adatepe üyesinin üst seviyelerine doğru tane boyu ve tabaka kalınlığında belirgin bir azalma gözlenir. İnce

taneli konglomera, çapraz tabakalı (düzlemsel ve tekne), ripilli ve ripped-up klastlı kumtaşları, kilttaşları ve kömürleşme izleri bu seviyenin hakim yapısal özelliklerini oluşturur. Bu seviyelerde terk edilmiş kanal fasiyesi özelliğindeki ince killi, siltli ve karbonatlı çökeller tanımlanmıştır.

Flüviyal süreçlerin etkisiyle çökelmiş olan Mudanya

Sekil 2. İnceleme alanının jeolojisi haritası  
Figure 2. Geological map of the study area



## MARMARA DENİZİ ALUVİYAL YELPAZE SİSTEMİ

formasyonu Adatepe üyesi yanal ve düşey olarak durgun göl kıyısı çökeli özelliğinde mollusk kavkılı gri renkli silttaşları ile geçişlidir. 3-5 m kalınlığındaki bu seviye üzerine Görmüş vd., (1997)'de tanımlanan gösel Çamlık formasyonu onkoidli, gastrapodali kireçtaşları yanal ve düşey geçişlidir.

### MİYOSEN ÇÖKELLERİNİN FASİYES ÖZELLİKLERİ

Bölgedeki yaygın flüviyal çökeliğini kontrol eden süreçlerin ve depolanma özelliklerinin belirlenmesi amacıyla Mudanya formasyonu Adatepe üyesi çökelleri detaylı olarak incelenerek bu birim üzerinde fasiyes analizi çalışması yapılmıştır. Buna göre Adatepe üyesi onbir litofasiyes ayrılmıştır (Çizelge 1, Şekil 3).

Bölgede alman altı lokalitedeki sedimantolojik kesit üzerinde tanımlanan fasiyeslerin düşey dağılımları Şekil 3'te belirtilmiştir. Buna göre, Orta-Geç Miyosen yaşlı çökellerin fasiyes istifi yukarı doğru incelen özelliktedir. Fasiyesler biri biri ile ardanmalı ve tekrarlanmalı olarak bulunabilmesine karşın genelde her fasiyesin bir diğeri ile olan ilişkisi aşınmalıdır. Fasiyes kodlaması yapılırken Miall (1977; 1978a)'in adlama kurallarına uyulmuştur. Ancak bu çalışmada konglomeralardaki değişken özellikler göz önüne alınarak Miall (1977 ve 1978a)'in tanımladığı Gm fasiyesi, kendi içinde farklı özellikler sunması nedeniyle Gm<sub>1</sub>, Gm<sub>2</sub> ve Gm<sub>3</sub> olarak simgelenmiştir. Ayrıca, yaygın akışı ürünü olduğu sonucuna varılan konglomeralar içinde Ggs simgesi kullanılmıştır.

### Tane destekli, masif konglomera fasiyesi (Ggs)

Bu fasiyes bölgede tanımlanan Miyosen yaşlı çökellerin tabanında yer almakta olup, Miyosen öncesi yaşlı temel kayaların üzerinde genelde tektonik yer yerde uyumsuzlukla yer almaktadır. Fasiyesi oluşturan konglomeraların düşey devamlılığı bir kaç on metre, yanal devamlılığı ise bir kaç yüz metredir. Konglomerayı oluşturan bileşenler metre boyutuna ulaşan, oldukça köşeli metamorfik, kireçtaşı ve magmatik kayalardan oluşmaktadır (Şekil 4a). Tane destekli özelliğindeki bu konglomeralarda ters derecelenmenin dışında herhangi bir yapı gözlenmemiştir. I nolu sedimantolojik kesitte tanımlanan bu fasiyesin düşey kalınlığı 20 m dir.

#### Yorum

Oldukça iri, köşeli bileşenler içermesi ve tane yönlendirilmesi özellikleri nedeniyle yüksek enerjili örgülü akarsu kanal çökelleri özelliğini yansıtmaktadır. Nemec ve Postma (1993)'ya göre flüviyal yelpazelerde gelişen tane boyu 15 cm'den fazla olan bar yaygın konglomeraları olarak tanımlanmıştır. Bu fasiyes üstüne gelen Gm<sub>1</sub> fasiyesi ile olan ilişkisi aşınmalıdır.

### Yatay tabakalı, kırmızı renkli tane destekli konglomera fasiyesi (Gm<sub>1</sub>)

Gm<sub>1</sub> fasiyesi birkaç on metre yanal devamlılığına sahip, 30-50 cm tabaka kalınlığındaki konglomeralardan oluşur. Konglomerayı oluşturan yuvarlaklaşmış bileşenlerin (metamorfik, magmatik ve kireçtaşı parçaları) en uzun eksenleri 5-10 cm'ye ulaşır. Tabakalanmanın dışında, paleoakış yönü kuzeyden güneye doğru ölçüm veren binikli ve normal derecelenme bu fasiyesin belirgin sediment yapılarıdır (Şekil 4b). Ayrıca bitki parçaları bu fasiyede gözlenen bir diğer özelliktir. Kil ve ince kum matriksle bağlanan bu fasiyes konglomeraları genelde Sp kodlu fasiyes ile beraber ardanmalı olarak bulunur.

#### Yorum

Yukarıda tanımlanan Gm<sub>1</sub> fasiyesi Miall (1977; 1978a)'in tanımladığı Gm kodlu fasiyes ile benzer özelliğe sahiptir. Bu özellikler nedeniyle Gm<sub>1</sub> nolu fasiyesi konglomeralar yüksek enerjili örgülü akarsunun uzunlamasına bar çökelleri olarak tanımlanmıştır. Bununla birlikte, Gm<sub>1</sub> nolu fasiyesi konglomeraları oluşturan bileşenlerin tane boyundaki farklılık nedeniyle Gm<sub>1</sub> fasiyesi üç ayrı (Gm<sub>1</sub>, Gm<sub>2</sub> ve Gm<sub>3</sub>) alt fasiyes bölümlenmiştir.

### Gecikme çakıllı, kahverenkli konglomera fasiyesi (Gm<sub>2</sub>)

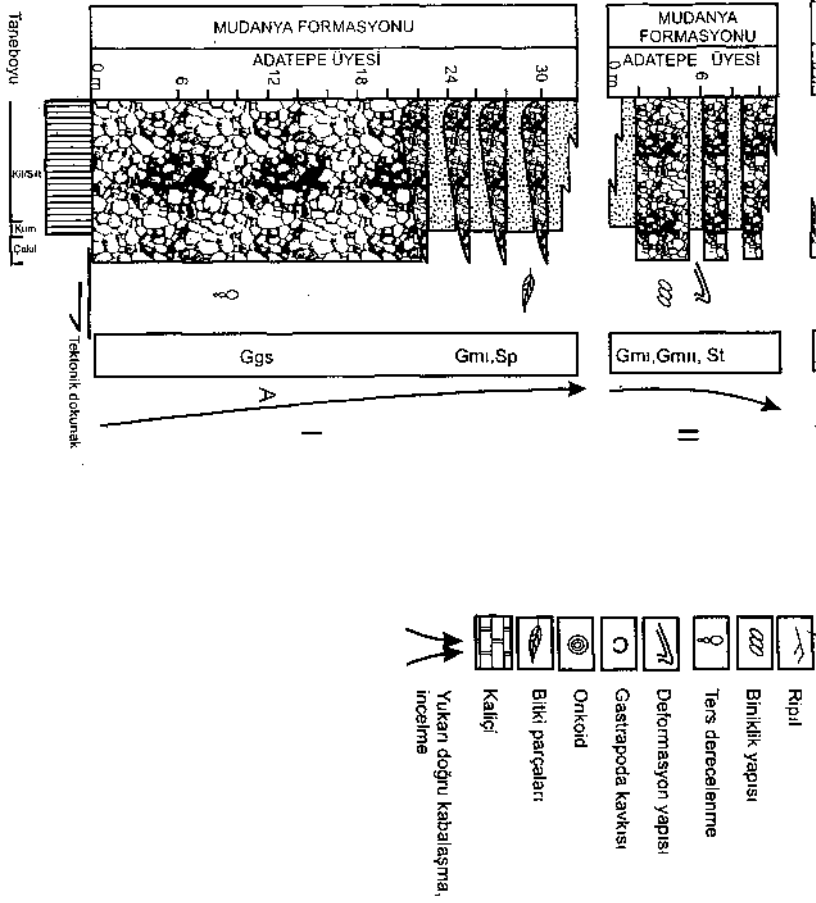
Bu fasiyes, 20-30 cm arasında değişen tabakalı bir kaç on metre yanal devamlılığına sahip tane destekli, kahverenkli konglomeralardan oluşur. Tabanı aşınmalı, yuvarlaklaşmış tanelere sahip bu konglomeralarda biniklik yaygındır (Şekil 4c). Gm<sub>2</sub> konglomera bileşenlerinin uzun eksenleri ancak bir kaç cm civarındadır (< 5cm) ve Sp, S<sub>1</sub> fasiyesi ile beraber bulunur.

#### Yorum

Gm<sub>2</sub> kodlu bu fasiyes konglomeralar Miall(1977 ve 1978a)'a göre gecikme konglomeraları olarak tanımlanmıştır. Walker ve Cant (1979) bu tür konglomeraların yaygın olarak menderesli akarsuların kanal içinde biriken gecikme çakıllarını karakterize ettiğini belirtmiştir.

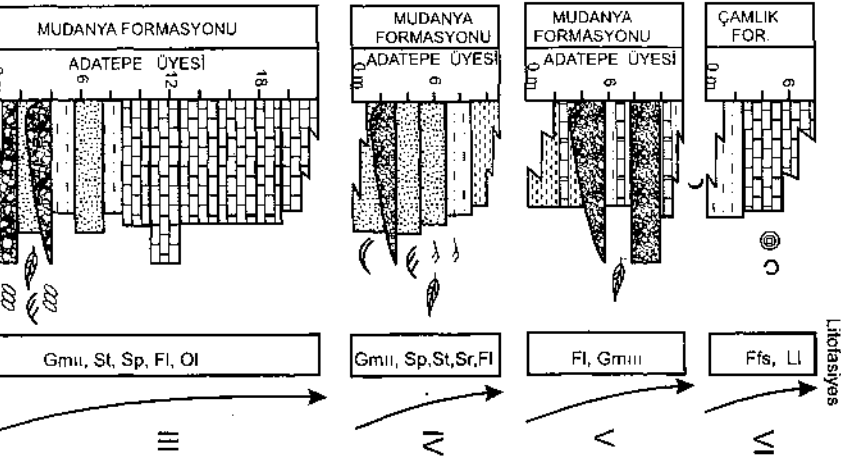
### Yatay tabakalı, kırmızı renkli matriks destekli konglomera fasiyesi (Gm<sub>3</sub>)

Gm<sub>3</sub> simgeli bu konglomeralar, bileşen türü açısından diğer Gm simgeli fasiyese benzer ancak tane boyu açısından diğer Gm fasiyeslerinden farklı özelliklere sahiptir. Bu fasiyes, belirgin olmayan 20-30 cm boyutuna ulaşan kalınlıklı tabakalı, bir kaç cm'ye ulaşan çok iyi yuvarlaklaşmış çakıllı, kalıncı seviyeleri barındıran kırmızı renkli kil ve ince kum matriksli, derecelenmeli matriks destekli konglomeralardan oluşur (Şekil 4d). Bu











Şekil 3. Miyosen yaşlı çökeltilerin düşey fasiyes değişimi  
Figure 3. Vertical facies changes of the Miocene deposits

## ÖZDOĞAN-ŞAHBAZ-KAZANCI



### AÇIKLAMALAR

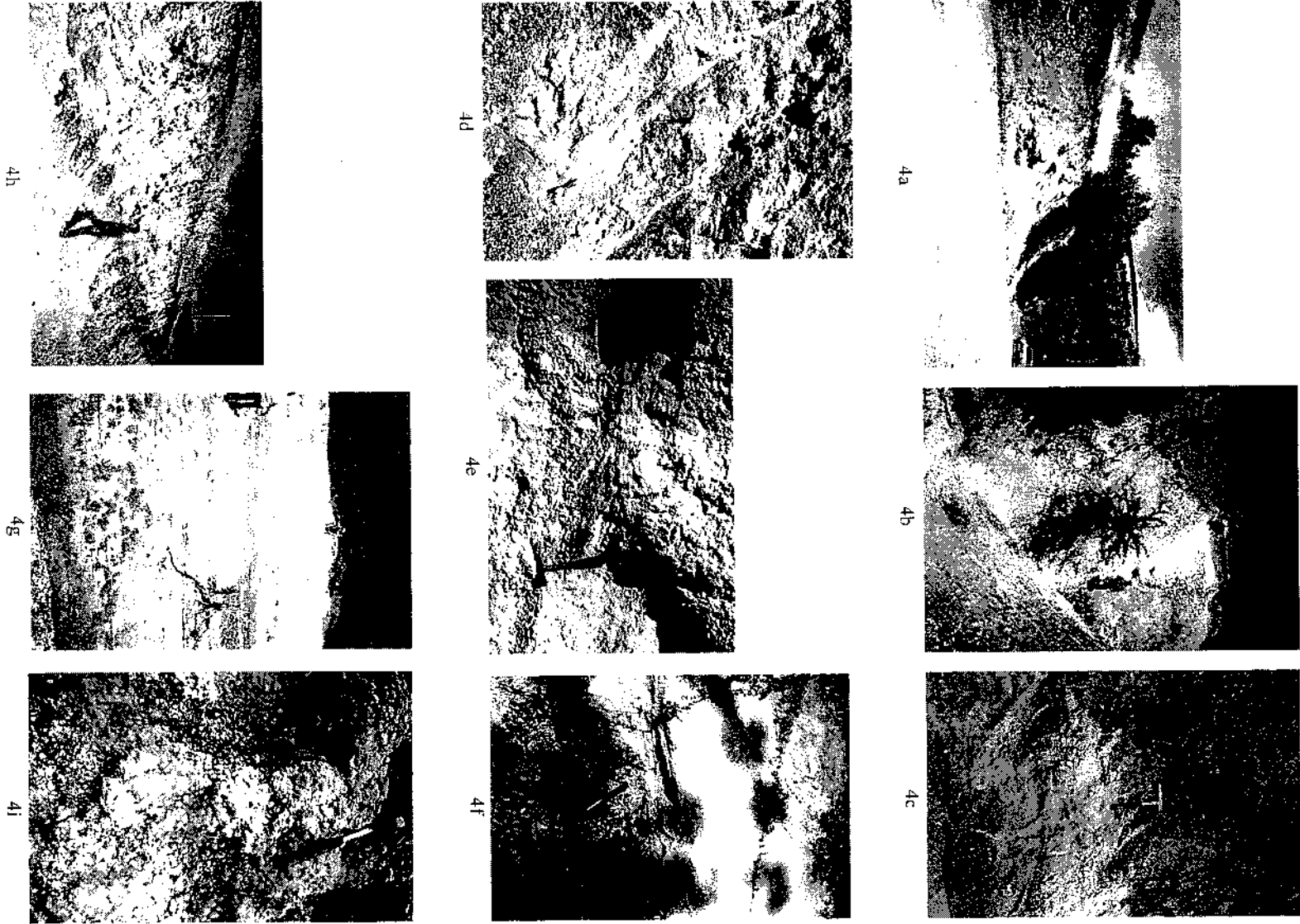
-  Kireçtaşı
-  Kilitaşı
-  Silttaşı
-  Kumtaşı
-  Konglomera
-  Ternel kayalar
-  Tekre türü çapraz tabakalanma
-  Düzlemsel türü çapraz tabakalanma

## MARMARA DENİZİ ALUVİYAL YELPAZE SİSTEMİ

Çizelge 1. İnceleme alanındaki Miyosen yaşlı çökellerde ayırtılan fasiyelerin tanımlamaları ve yorumları  
Taüblo 1. Description and interpretation of the facies identified from miocene deposits in the study area

FASİYES	TANIMLAMA	YORUM
Tane destekli, masif Konglomera (Ggs)	Tane yönelmesi ve ters derecelenme dışında herhangi bir iç yapı sunmayan, kalınlığı bir kaç onmetre, yanal devamlılığı ise bir kaç yüz metre, en uzun eksenini metreye ulaşan, köşeli metamorfik, volkanik ve kireçtaşı bileşenlerinden oluşan tane destekli, kırmızı renkli konglomera.	Yaygın benzeri konglomera (Nemec ve Postma, 1993)
Yatay tabakalı, kırmızı renkli tane destekli konglomera (Gmj)	Yanal devamlılık birkaç on metre, tabaka kalınlığı 30-50 cm. Yuvarlaklaşmış uzun eksenini 5-10 cm'ye ulaşan kaba çakıl bileşenlerini içeren, tabakalı, kahverenkli kil-ince kum matrisli binikli, yer yer ters derecelenme» konglomera.	Uzunlamasına bar çökelleri (Miall, 1977; 1978a)
Gecikme çakıllı, kahverenkli konglomera (Gmıı)	Tabaka kalınlığı 20-30 cm arasında değişen, birkaç on metre, yanal devamlılığına sahip kahverenkli konglomera. En uzun çakıl boyu bir kaç cm civarında ve tane destekli tabanı aşınmalı kahve renkli konglomera	Gecikme çökelleri (Miall, 1977; 1978a)
Yatay tabakalı, kırmızı renkli, matris destekli konglomera (Gmııı)	Yanal devamlılık birkaç on metre, metre boyutlu tabaka kalınlıklı. Yuvarlaklaşmış uzun eksenini bir kaç cm'ye ulaşan ince çakıl bileşenlerini içeren, tabakalı, kırmızı renkli kil-ince kum matrisli binikli yer yer kalıç seviyeleri içeren dereceli konglomera.	Uzunlamasına bar çökelleri (Miall, 1977; 1978a) Distal flüviyal fan çökelleri (Gohain ve Parkash, 1990)
Düzlemsel çapraz tabakalı, aşındırma çakıllı kumtaşı (Sp)	Tabaka kalınlığı 15-35 cm, yanal devamlılık bir kaç on m. Aşındırma çakıllı, düzlemsel çapraz tabakalı bitki parçaları içeren kaba taneli kumtaşı.	Yanal bar çökelleri (Miall, 1977; 1978a)
Tekne türü çapraz tabakalı kahverenkli kumtaşı (St)	Tabaka kalınlıkları 15-25 cm.; yanal devamlılık bir kaç on m. Kırmızı renkli, orta-kaba kum boyutundaki bitki parçaları içeren yer yer deformasyon yapıları kumtaşı	Alt akış rejimi çökelleri (Miall, 1977; 1978a) Nokta barı çökelleri (Walker ve Cant, 1979)
Ripil laminalı, gri renkli kumtaşı, kumtaşı (Sr)	Tabaka kalınlığı 20-30 cm, yanal devamlılık birkaç on m. Tabanı aşınmalı, ripil laminalı gri renkli orta-ince taneli kumtaşı.	Alt akış rejimi çökelleri (Miall, 1977) Nokta barı çökelleri (Walker ve Cant, 1979)
Paralel laminalı, kırmızı renkli silttaşı (F)	Tabaka kalınlığı 5-15 cm, yanal devamlılık bir kaç on m. Tabanı keskin, tavanı aşınmalı, bitki parçalı, paralel laminalı, yer yer kalıç seviyeleri ve ripped-up klastları içeren kırmızı renkli silttaşı.	Setüstü çökelleri (Miall, 1977; 1978a) Distal flüviyal fan çökelleri (Gohain ve Parkash, 1990)
İyi çimentolanmış, gri renkli gösel kireçtaşı (Ol)	10-35 cm tabaka kalınlığında, bir kaç on m yanal devamlılığına 12 m kalınlığında, tabanı aşınmalı, iyi çimentolanmış, gri renkli kireçtaşı,	Flüviyal fan içinde gelişmiş Oxbow göl çökelleri (Wells ve Dorr, 1987)
Gri renkli, fosilli gevşek silttaşı (Ffe)	5-10 cm tabakalı, bir kaç on metre yanal devamlılığa sahip, fosilli gevşek silttaşı, kumtaşı	Göl kıyı çökelleri
Gri renkli, fosilli, onkoidli kireçtaşı (Ll)	Tabakalaşma düzlemleri iyi gelişmiş, pelecypoda fosilli, onkoidli kireçtaşı	Göl karbonatları





**Şekil 4.** a) Mudanya formasyonu içindeki metre boyutlu bileşenli Ggs fasiyesi konglomeraları, b)Gmü fasiyesi konglomeraları, c)Gmü fasiyesi gecikme çakılları ve St fasiyesi, d)Gmü fasiyesi kırmızı renkli, yatay konglomeraları, e)Sp fasiyesi düzlemsel çapraz tabakalı ve Sr fasiyesi ripilli kumtaşları, f)St fasiyesi tekne türü çapraz tabakaları, g)Fl fasiyesi ince taneli silisiklastikler, h)Ol fasiyesi Oxbow gölü karbonatları, i)Ll fasiyesi onkoidli kireçtaşları

**Figure 4.** a) Meter dimension component Ggs facies conglomerates in Mudanya formation, b)Gmü facies conglomerate, c)Gmü facies lag gravel and St facies, d)Gmü facies red, horizontal conglomerate, e) Sp facies planar cross-bedded and Sr facies sandstones with ripple, f)St facies trough cross-bedded, g) Fl facies fine grained siliciclastics, h)Ol facies oxbow lake carbonates, i)Ll facies limestone with oncolite

## MARMARA DENİZİ ALUVİYAL YELPAZE SİSTEMİ

seviyelerde bitki parçaları da tanımlanmıştır. Yanal devamlığı onlarca metreye ulaşan bu konglomeralar genelde Fİ fasiyesi ile beraber bulunmaktadır.

### Yorum

Gmı nolu fasiyes Gmı noiu fasiyese göre daha ince taneli (<2 cm) konglomeralardan oluşmaktadır. Gmı ile simgelenen fasiyes ile aynı özelliğe sahip olmaları nedeniyle bu konglomeralar da Miall (1977 ve 1978a)'a göre örgülü akarsuyun uzunlamasına bar çökellerini temsil etmektedir. Ancak Gmı konglomeraları Gmı konglomeralarına göre daha az enerjili özelliğine sahiptir ve Fİ fasiyesi ile beraber bulunmaktadır. Matriks destekli, kalıcı seviyelerince zengin olması ve Fİ fasiyesi ile beraber bulunması özelliği ile mevsimsel değişimlerin etkin olduğu dönemlerde aşırı yağış ve kanal taşmaları sonucunda oluşan kanal taşması/yarması konglomeraları özelliğini taşımaktadır. Ayrıca bu fasiyes, Gohain ve Parkash (1990)'ın tanımladığı distal flüviyal yelpaze çökellerini temsil etmektedir.

### Düzlemsel çapraz tabakalı, aşındırma çakıllı kum taşı fasiyesi (Sp)

Sp fasiyesi kaba kumtaşları, tabaka kalınlıkları 15-25 cm'ye ulaşan düzlemsel çapraz tabakalı, bitki parçalıdır. Yanal devamlılıkları onlarca metreye ulaşabilmektedir. Aşındırma çakılları barındıran bu kumtaşları içinde deformasyon yapıları gözlenmiştir (Şekil 4c, e).

### Yorum

Genellikle Gmı fasiyesi ile birlikte bulunan bu fasiyes Miall (1977; 1978a)'a göre yanall bar çökeli olarak yorumlanmıştır. Sp fasiyesi genelde akarsuların düşük akıntı rejimine sahip olduğu dönemleri karakterize eder.

### Tekne türü çapraz tabakalı, kahverenkli kumtaşı fasiyesi (St)

Bu fasiyes tabaka kalınlığı 15-35 cm arasında değişen, onlarca metre yanall devamlılığına sahip tekne türü çapraz tabakalı kumtaşlarından oluşmaktadır. Gmı fasiyesi ile ardalanmalı olarak bulunan bu kumtaşları orta-kaba kum boyutlu olup, bitki parçaları içermektedir (Şekil 4f). II ve IV nolu sedimantolojik kesitlerde tanımlanan bu fasiyesin alttaki fasiyes ile olan dokunağı geçişli üstteki ile ise aşınmalıdır.

### Yorum

Bu fasiyes kumtaşları Miall (1977)'e göre alt akış rejim çökellerini temsil etmektedir. Ancak akarsu rejimindeki değişiklikleri yansıtan bu kumtaşları Walker ve Cant (1979)'a göre nokta barı çökeli kumtaşları olarak yorumlanmıştır.

### Ripil laminalı, gri renkli gevşek kum taşı fasiyesi (Sr)

Onlarca metre yanall devamlılığa, 20-30 cm tabaka kalınlığına sahip gri renkli orta-ince kum boyutlu kumtaşlarından oluşan Sr kodlu bu fasiyesin en belirgin sedimenter yapısını, iyi gelişmiş tabaka düzlemleri içindeki ripil laminalanmaları oluşturur (Şekil 4e). Bitki parçaları, kömürleşme izleri bu fasiyeste gözlenen diğer özelliklerdir. Bu fasiyes yaygın olarak IV nolu sedimantolojik kesitte tanımlanmıştır. Altındaki ve üstteki fasiyeslerle olan ilişkisi genelde geçişlidir.

### Yorum

Sr fasiyesi ripilli kum taşları akarsuyun enerjisinin azaldığı yatak birikiminin arttığı çökellerin özelliğini sunmaktadır. Dolayısıyla akarsu kanal çökelinin üst çökellerini oluşturmaktadır. Bu fasiyes, Walker ve Cant (1979)'a göre menderesli akarsu çökellerinin üst seviyelerini oluşturan ripilli kumtaşları olarak yorumlanmıştır.

### Paralel laminalı, kalıçili kırmızı renkli silttaşı fasiyesi (Fİ)

Fİ fasiyesi çökeli yüzlerce metre yanall devamlılığına sahip, paralel laminalı kırmızı renkli silttaşı - kil taşı oluşturmaktadır. Bu fasiyes Miyosen yaşlı istifin en ince taneli çökellerini oluşturmaktadır. Kırmızı renkli silttaşları içinde yeşil renkli kil ripped-up klastları yaygın olarak bulunmaktadır. Tabanı keskin, tavanı aşınmalı olan bu fasiyes çökelleri bitki parçalarını ve kalıç oluşumlarını yaygın olarak içermektedir (Şekil 4d, g).

### Yorum

Bu fasiyes çökelleri yukarıda anlatılan genel özellikleri itibarıyla set üstü çökellerini yansıtmaktadır (Miall, 1977). Ancak fasiyeslerin birlikte bulunma özellikleri ve beraber yorumlanması nedeniyle Fİ fasiyesi çökelleri Gohain ve Parkash (1990)'a göre flüviyal yelpazenin distal çökellerini temsil etmektedir.

### İyi çimentolanmış, gri renkli gölsel kireçtaşı fasiyesi (Ol)

Bu fasiyes çökellerini, tabakalaşma düzlemlerinin çok iyi geliştiği ve tabaka kalınlığının 10-35 cm arasında değiştiği iyi çimentolanmış kireçtaşları oluşturmaktadır. Bu kireçtaşların tabanında aşınmalı olarak ince taneli kırmızı renkli konglomera, kumtaşı, silttaşı ve kilt taşı yer almaktadır (Şekil 4h). Yanall devamlılığı bir kaç on metre olan bu fasiyesin düşey kalınlığı ise 12 m'dir.

### Yorum

Menderesli akarsu çökelleri içinde küçük cep halinde bulunan bu kireçtaşlarının, akarsuyun kanalını terkettiği dönemde kanalın içindeki sudan/gölcükten (oxbow)

kimyasal olarak çökeldiği düşünülmektedir. Kireçtaşlarının kalınlığının fazla olması, bunların, mevsimsel etkilere kaynaklanan ve ana kanaldan karbonatça zengin sularla beslenen bir sistemin içinde oluştuğu fikrini desteklemektedir.

#### Gri renkli, fosilli sittaşı fasiyesi (Ffs)

Ffs fasiyesini gri renkli, gevşek, pelecypoda fasiyesi mikalı kumtaşları ve silttaşları oluşturmaktadır. Bu fasiyesin kalınlığı bir kaç metredir ve bir kaç *ön* metre yanal devamlılığına sahiptir. Tabaka kalınlıkları 3\*413 em arasındadır. L1 fasiyesi kireçtaşları ile yanal ve düşey geçişli bulunan Ffs fasiyesi çökelleri VI nolu sedimantolojik kesitte tanımlanmıştır (Şekil 3).

#### Yorum

L1 fasiyesi ile birlikte yorumlanan Ffs ile simgelenen bu fasiyes çökelleri düşük enerjili, silisiklastik malzemenin girişi yapmadığı, kısmen korunaklı bir göl sisteminin kıyı çökelleri özelliklerini yansıtmaktadır.

#### Onkoidli, fosilli kireçtaşı fasiyesi (L1)

Bu fasiyes bölgede tanımlanan Miyosen yaşlı çökelelerin en üst seviyesini oluşturmaktadır. L1 ile simgelenen bu fasiyes çökellerini tabakalı, onkoidli, gastropoda ve pelecypoda fosilli kireçtaşları oluşturmaktadır (Şekil 4). İyi yuvarlaklaşmış ve içsel lamellerin bir birine paralel olarak geliştiği onkoidlerin çapları 5 cm'ye kadar ulaşmaktadır. Bu fasiyes çökelleri Ffs fasiyesi ile birlikte geçişli olarak bulunmaktadır.

#### Yorum

Faunal zenginliği ve onkoid oluşumları L1 fasiyesi kireçtaşlarının silisiklastik malzeme getiriminin az olduğu kısmen enerjili bir göl ortamının sığ kesiminde çökeldiği görüşünü desteklemektedir.

#### Fasiyes Birliklerinin Yorumu

Süreçlere bir cevap olarak oluşan çökel fasiyesleri tek başına bir anlam ifade etmeyebilir. Fasiyeslerin birlikte bulunma sıklıkları ve benzer özellikleri nedeniyle gruplanarak diğer fasiyes gruplarından ayrılarak kümelmesi fasiyes analizinin sonucunu ve ortam analizinin başlangıcını/temelini oluşturur.

İnceleme alanında Miyosen yaşlı çökellerde ayırtılan onbir çökel fasiyesi, birlikte bulunma sıklıkları ve benzer özelliklerine göre kümelendirilerek üç ana fasiyes birliğine ayrılmıştır.

Örgülü akarsu fasiyes birlikleri: İnceleme alanından alınan sedimantolojik kesitlerde en fazla kalınlığa sahip olan bu fasiyes birliklerini Ggs, Gm1, Gm11, Sp, St fasiyesleri temsil etmektedir. Örgülü akarsu fasiyesini

oluşturan bu fasiyesler kendi içinde de gruplanarak alt fasiyes kümelerini oluşturmaktadır.

Temel kayaçların üzerinde uyumsuzlukla yer alan metre boyutunda oldukça köşeli parçalar içeren Ggs fasiyesi konglomeraları, başlangıcını yüksek enerjili örgülü akarsuların oluşturduğu flüviyal yelpaze sistemlerinin kaynağa yakın kısmını oluşturan yaygın benzeri konglomeraları temsil etmektedir. Bu fasiyesin üzerinde aşınmalı olarak yer alan Gm1, Gm11 ve Sp fasiyesi taneboyu ve tabaka kalınlığı yukarı doğru incelen, örgülü akarsu içinde gelişen uzunlamasına bar çökellerini temsil etmektedir (Şekil 3). Bu iki fasiyes birliği, oldukça yüksek enerjili örgülü akarsu ortamının alt ortamlarını oluşturmaktadır.

İnceleme alanında tanımlanan bu örgülü akarsunun düşey dizilimi Miall (1977; 1978a)'nin tanımladığı Scott tipi örgülü akarsu modelini yansıtmaktadır.

Menderesli akarsu fasiyes birlikleri: Menderesli akarsu çökellerinde Gm11, Gm111, Sp, St, Sr, F1 ve O1 çökel fasiyesleri tanımlanmıştır. Bu fasiyesler birlikte bulunma ve benzer özelliklerine gruplanarak beş fasiyes birliğine ayrılmıştır.

Gm11 simgelenen fasiyes menderesli akarsu fasiyesinin gecikme çökeli, Gm11, St ile simgelenen fasiyes birliği nokta bar çökellerini temsil etmektedir (Şekil 3). O1 ve F1 fasiyesi nokta bar fasiyesi üzerinde aşınmalı olarak yer alır ve homojen özellikleriyle menderesli akarsu sisteminde gelişen oxbow ince taneli silisiklastik ve karbonatlarını oluşturur. IV. sedimantolojik kesitte tanımlanan Gm11, Sp, St, Sr ve F1 fasiyesi bir menderesli akarsu kanalını karakterize eden çökelleri yansıtmaktadır (Şekil 3). V. sedimantolojik kesitte F1 ve Gm11 fasiyeslerinin oluşturduğu birlik menderesli akarsu çökellerinin ince taneli ve sellenme düzlüğü fasiyesi özelliğindedir. Ancak Gm111 fasiyesi sellenme düzlüğü için önerilen ince taneli sedimanlardan değildir. Dereceli, ince çakıllı konglomeralardan oluşmaktadır. Bu iki çökel fasiyesinin birlikte araldanmalı olarak bulunması normal iklim şartlarında sellenme düzlüğünde ince taneli olan F1 fasiyesi çökelerken aşırı yağış dönemlerinde kanal yarması özelliğindeki Gm111 fasiyesi çökelleri oluşmuştur.

Göl fasiyes birlikleri: VI. Sedimantolojik kesitte tanımlanan Ffs ve L1 fasiyeslerinin birlikte oluşturduğu birliktir. Fosilli, ince taneli mikalı silttaşından oluşan Ffs fasiyesi L1 fasiyesi ile yanal ve düşey geçişlidir ve göl sisteminin kıyı çökelleri özelliğindedir. Onkoidli, fosilli ve tabakalı özellikteki kireçtaşı ise göl içi sığ karbonat çökellerini temsil etmektedir. Bu iki fasiyes göl sistemi çökellerini karakterize etmektedir.

Alüviyal yelpaze çökelleri ile benzerlik sunan Miyosen yaşlı istif, içerdiği malzeme boyutu ve miktarı açısından gravite etkisi ile oluşan alüviyal yelpaze sis-

## MARMARA DENİZİ ALUVİYAL YELPAZE SİSTEMİ

temlerinden çok daha büyük, süreçler açısından da çok daha karmaşıktır. Bu yüzden Miyosen yaşlı bölge istifi, Gohain ve Parkish (1990), Nemeçve Postma (1993)' in tanımladığı flüviyal yelpaze çökelleri ile benzerlik sunmaktadır.

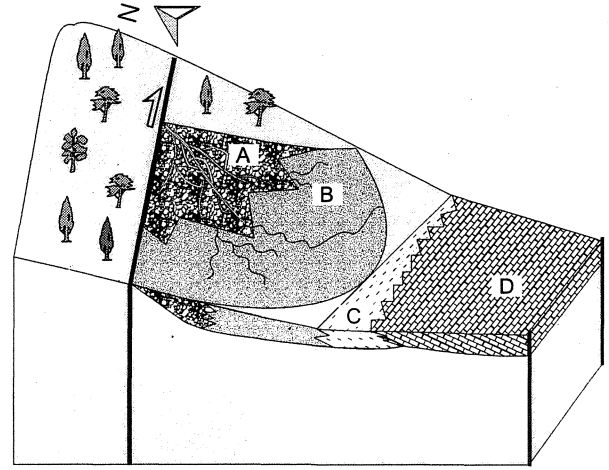
Yukarıda tanımlanan fasiyes birliklerinin ilişkileri göz önüne alındığında Marmara Denizi güneyinde Karacabey-Balıkesir-Tophisar üçgeni içinde yüzeylenen Miyosen yaşlı çökeller, hümid iklimin hakim olduğu ancak arid dönemlerinde yaşandığı, yüksek eğimli bir topografyadan itibaren, bölgeyi etkileyen gerilme tektoniğinin etkisiyle kaynak alanın gerilemesi sonucu oluşan flüviyal yelpaze karmaşığını temsil etmektedir.

### SEDİMANTOLOJİK EVRİM

İnceleme alanı içerisinde yaygın olarak Mudanya formasyonu Adatepe üyesi çökelleri yer almaktadır. Şahbaz vd., (1998) Mudanya ve civarında yaptıkları çalışmada Adatepe üyesinin alüviyal yelpaze çökellerinden oluştuğunu ve inceledikleri alanın güneyinde geniş alanlarda yayılım gösteren bir göl sisteminin ve bu göl içine boşalan akarsuların oluşturduğu deltaların varlığını belirtmişlerdir.

Tophisar-Karacabey ve Balıkesir bölgeleri arasında kalan alan ise Mudanya ve civarından flüviyal süreçlerin zenginliği ve göl sistemleri açısından farklıdır. İnceleme alanı Miyosen yaşlı çökelleri Erken Miyosen'de bölgeyi etkileyen gerilme tektoniği süreçlerine bağlı olarak (Görür, 1996), kuzeyden güneye doğru yüksek enerjiyle akan örgülü akarsu sistemlerince oluşumuna başlamıştır (Şekil 5, A fasiyesi). Kaynağa yakın yerlerde kısmen masif, yaygı türü binikli, ters dereceli blok boyutlu malzemeler ve deformasyon yapıları kumtaşları bu sürecin ürünü olarak çökmüşlerdir. Paleotopoğrafya ve akarsu enerjisindeki azalmayla birlikte örgülü akarsu içinde uzunlamasına bar çökelleri gelişmiştir (A fasiyesi). Kaynaktan uzaklaştıkça akarsuyun taşıdığı malzeme miktarında ve boyutunda meydana gelen azalma ve topoğrafik ve iklim etkisiyle akarsu kıvrımlanmaya başlanarak menderesli özelliğine geçmiştir. Bunun sonucunda kanal içi, nokta barı, sellenme düzlükleri, oxbow gölü ve kanal yarma çökelleri oluşmuştur (B fasiyesi). İnce taneli, mollusklu silttaşı çökelleri A ve B, fasiyeslerinden bağımsız olarak durgun bir göl çevresinde çökmüştür (C fasiyesi). C fasiyesi ile geçişli olarak bulunan D fasiyesi karbonatları göl ortamında çökelerek Miyosen istifi çökeli tamamlanmıştır (Şekil 5). Akarsu fasiyesleri ile göl fasiyeslerinin birlikteliği inceleme alanında gözlenmemiştir. Bu olay muhtemelen akarsuyun bölgedeki tektonizma etkisinden kaynaklanan drenajının değişmesiyle daha doğudaki diğer bir çöküntü alanına boşalmasıyla açıklanabilmektedir.

Stratigrafik kolon	Çökeltme süreçleri	Ürünler
D	Durgun su (D)	onkoidli, fosilli kireçtaşı
C	Düşük enerjili göl (C)	göl kıyısı silttaşları
B	Menderesli Akarsu (B)	nokta barı ve taşkın ovası çökelleri
A	Örgülü Akarsu (A)	Yaygı konglomeraları



Şekil 5. Bölgenin Orta-Geç Miyosen'deki çökel evreleri  
Figure 5. Depositional episodes at the Middle-Late Miocene

Bölgede Miyosen yaşlı silisiklastik çökeller ile temel kayaların tektonik bir dokunakla ayrıldığı gözlenmiştir. Bu tektonik süreç Miyosen havzının oluşmasında aktif rol oynamıştır. Tektonizmanın etkisini Miyosen istifinin diziminde de görmek mümkündür. Tektonizma ile kontrol edilen havzalardaki çökellerin özellikleri değişik araştırmacılar tarafından belirtilmiştir (Miall, 1978b; Mastalerz ve Wojewoda, 1993; Boggs, 1995; Reading, 1996). Bölge Miyosen çökellerini karakterize eden istifin yanal devamlılığının güneye doğru genişlemesi ve düşey dağılımda da tane boyu ve tabaka kalınlığının incelenerek bulunması ve istif diziminde alüviyal yelpaze çökellerinin üzerinde göl sedimanlarının bulunması literatürde tanımlanan graben ve yarı graben çökel modellerini yansıtmaktadır (Hartley, 1993; Mastalerz ve Wojewoda, 1993). Bununla birlikte, inceleme alanı geometrik olarak kuzeyden güneye doğru genişleyen bir çökel ortam modelini yansıtmaktadır. Ayrıca Miyosen yaşlı çökel istifindeki kumtaşlarında gözlenen

yumuşak deformasyon yapıları, düzlem eğimi güneye doğru olan eş yaşlı mikro faylar da Orta-Geç Miyosende etkin olan gerilme tektoniğinin etkisini desteklemektedir.

Bölgeye özgü iklim, tektonizma ve akarsu süreçlerinin kombinasyonu sonucunda, Miyosen yaşlı silisiklastik çökeller kuzeyden güneye doğru, yaygın konglomeraları ile başlayan ve örgülü akarsu, menderesli akarsu çökelleri karmaşığı şeklinde oluşan tane boyu ve tabaka kalınlığı yukarı doğru incelen alüvyal yelpazenin bir türü olan flüvyal yelpaze sistemini oluşturmuştur.

### SONUÇLAR

Bu çalışmada elde edilen sonuçlar aşağıda verilmiştir.

1.Mudanya formasyonu Adatepe üyesi onbir çökel fasiyesi ve üç fasiyesi birliğine ayrılarak bunların yaygın akışı, örgülü ve menderesli akarsu çökelleri ürünü olduğu,

2.Miyosen devresinde kuzeyden güneye doğru akan yüksek enerjili sistemin ürünü olan akarsu karmaşığının, bölgede flüvyal yelpaze çökellerini oluşturduğu,

3.Havza kenarı çökelleri özelliğinde olan yelpaze sistemlerinin tektonik kontrollü olarak gelişebilmesi sonucuyla, bölgede tanımlanan flüvyal yelpaze çökellerinin taneboyu ve tabaka kalınlığı yukarı doğru incelendiği ve bu özelliğin Miyosen' de gerilme tektoniği etkisiyle kaynak alanın gerilediği, gerileyen flüvyal yelpaze çökelleri olduğu,

4.İnceleme alanının güneyinde yelpaze sisteminden bağımsız kısmen korunmuş bir göl sisteminin varlığı,

5.Marmara Denizi güneybatısının Miyosen'de, önceki çalışmalarla açığa kavuşan güneydoğuya oranla, tektonizmanın etkisiyle daha yüksek eğimli ve daha yüksek bir topografyaya sahip olduğu sonucuna varılmıştır.

### KATKI BELİRTME

Bu çalışma, TÜBİTAK-MTA-ÜNİVERSİTE işbirliği ile yürütülen Ulusal Deniz Araştırmaları Programı Deniz Jeolojisi Projesi (Koordinatör: Prof.Dr. Naci Görür) çerçevesinde yürütülen YDABÇAĞ-426/G no.lu proje ile desteklenmiştir. Yazarlar, çalışmaya bilimsel katkılarından dolayı Prof.Dr. Baki Varol'a teşekkür eder.

### EXTENDED SUMMARY

The study area covers between Bandırma, Karacabey and Tophisar district (Figure 1). This study was performed to investigate the depositional characteristics and sedimentological evolution of the Miocene siliciclastic sediments in the south of the Marmara Sea. Mudanya formation is volumetrically the most abundant siliciclastic sediments in this study. Mudanya formation unconformably lies on Pre-Miocene rocks around

the district of Karacabey and its lateral continuity increases towards the south in this area. It is laterally and vertically covered by the Çamlık Formation's lacustrine coastal siltstone and white lacustrine limestones with oncoïd in the vicinity of Tophisar.

The last publication connected with the area Miocene stratigraphy is exposed by Görmüş vd.,(1997). According to Görmüş's observation and this study, Mudanya formation that consists of the Adatepe and Köy members, only comprises Adatepe member in the study area. The lithology of Adatepe member consists of conglomerate, sandstone and marl intercalated. Conglomerate components have up to meter dimension are generally angular or subangular and derived from magmatic, metamorphic and sedimentary rocks. Imbrication and normal graded are textural characteristics of this conglomerates. Adatepe member's sandstones are reddish and brown. Cross bedding (type of trough and planar) and ripple lamination are characteristic sedimentary structures of sandstone.

To purpose determination of sedimentological evolution of the study area Miocene deposits, facies analysis was applied to this deposits. Vertical facies changes of Miocene deposits were determined through six sedimentological sections. According to these sections, braided river (Lithofacies A), meandering river (Lithofacies B), lacustrine coast (Lithofacies C) and lacustrine carbonate (Lithofacies D) were identified. Braided and meandering river components of the siliciclastics involved by the Adatepe member with alluvial fan character were determined by facies analyses. Lithofacies A (sheet-like conglomerate and longitudinal bar) forms the braided river portion. B forms the meandering river (flood plain, point bar and oxbow lake) portion (alluvial fan), while the Lithofacies C and D form the lacustrine deposits with lacustrine coast siltstone and oncoïd limestone. It was observed that the Lithofacies A with braided river character, depending on paleotopography and climate, change into meandering river facies with decreasing energy and sediment size toward the south. The measurements carried out in the imbricated conglomerate, planar cross-bedded sandstones of the Adatepe member indicated that the general direction of the paleocurrent in the Middle-Late Miocene was from north to south. The Mudanya formation is in lateral and vertical transition with the bottom of the Çamlık formation which white, laminated lacustrine coastal siltstone. The top of the Çamlık formation, which consists of oncoïd. fossiliferous limestone, is in lateral and vertical transition with grey siltstone. This situation shows that the Adatepe member of the Mudanya formation had been deposited in fluvial system before it didn't enter the lake system (Figure 5).

The Karacabey alluvial fan deposits formed during Middle-Late Miocene with the control of extensional tectonics. The fining upwards grain-size and bed thickness is of retrogradational alluvial fan sequence character, with this alluvial fan complex that had been fed by high energy braided river and depending on climatically changes, had started to deposit from a paleotopographical elevation changed meandering river character, where the topographic slope was smooth, and finally completed depositing in a complex system.

## MARMARA DENİZİ ALUVİYAL YELPAZE SİSTEMİ

### DEĞİNİLEN BELGELER

- Boggs, S., 1995. Principle of sedimentology and stratigraphy. 2nd edition, Blacwell Scientific Publication.
- Ercan, A., 1998. Ege'de sıcaklığın kaynağı; göçüntü içinde göçüntü taslağı. *Türk Petrol ve Doğal Gaz Dergisi*, 4, 3-18.
- Gohain, K., and Parkash, B., 1990. Morphology of the Kosi megafan. In: *Alluvial fans: field approach* A.H. Rachoeki and M. Church (ed.), 151-178.
- Görmüş, S., Şahbaz, A., Varol, B., Özdoğan, M., Bayhan, E. ve Emre, Ö., 1997. Mudanya-Uluabat Gölü (Bursa) yöresindeki Neojen yaşlı tortul istifin stratigrafisi. *Marmara Denizi Araştırmaları Workshop-III Ankara. Genişletilmiş Bildiri Özleri*, 28-29,
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Sakıncı, M., Tüysüz, O., Akkök, R., Yiğitbaş, E., Oktay, F.Y., Barka, A., Sarıca, N., Ecevitoglu, B., Demirbağ, E., Ersoy, Ş., Algan, O., Güneysu, C. Ve Aykol, A., 1995. Rift formation in the Gökova region, southwest Anatolia: implication for the opening of the Aegean Sea, *Geol. Mag.* 132, 637-650
- Görür, N., 1996. Türkiyeyi Çevreleyen Denizler: Jeolojik Sorunları ve Mineral Kaynak Potansiyelleri. *Tübitak Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı*, Ankara, 75s.
- Hartley, A. J., 1993. Sedimentological response of an alluvial system to source area tectonism: The Seilao Member of the Late Cretaceous to Eocene Purilactis Formation of northern Chile. In: *Alluvial sedimentation*, M. Marzo, and C. Puigdefabregas (eds.) Special Publication of International Association of Sedimentology, 17, 489-500.
- Mastalerz, K., and Wojewoda, J., 1993. Alluvial fan sedimentation along an active strike-slip fault: Plio-Pleistocene Pre-Kaczawa fan, SW Poland. In: *Alluvial sedimentation*, M. Marzo, and C. Puigdefabregas (eds.) Special Publication of International Association of Sedimentology, 17, 293-304.
- Meriç, E., 1995. İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner'inin stratigrafisi ve ortamsal özellikleri. Engin Meriç (Editör). *İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi*, İzmit, 241-250.
- Miall, A. D., 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth Science Review*, 13, 1-62.
- Miall, A. D., 1978a. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary. In: *Fluvial Sedimentology*. A.D.Miall (ed.), Mem., Can. Soc. Petrol. Geol., 597-604.
- Miall, A. D., 1978b. Tectonic setting and syndepositional deformation of molasse and other non-marine paralic sedimentary basins. *Can. J. Earth Science*, 15, 1613-1632.
- Nemec, W., and Postma, G., 1993. Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. In: *Alluvial sedimentation*. M. Marzo and C. Puigdefabregas (ed.). Special Publication of International Association of Sedimentology. 235-276.
- Postma, G., 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. In: *Coarse-grained Deltas*. A. Colella and D.B. Prior (eds.). Special Publication of International Association of Sedimentology. 13-27.
- Reading, H. G. (ed.), 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. 3rd edn.. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 689 p.
- Reading, H.G., and Orton, G.J., 1991. Sediment calibre: a control on facies models with special reference to deep sea depositional systems. In: *Controversies in Modern Geology*, D.W. Müller, J.A. McKenzie and H. Weissert (eds.), Academic Press, London, 13-27.
- Seyitoğlu, G. and Scott, B., 1991. Late Cenozoic crustal extension and Basin formation in West Turkey. *Geological Magazine*, 128(2), 155-166
- Şahbaz, A., Özdoğan, M., ve Görmüş, S., 1998. Mudanya formasyonunun sedimentolojisi: Gilbert türü yelpaze delta gelişimini kontrol eden depolanma olayları (Orta-Geç Miyosen, Marmara Denizi güneyi). *Yerbilimleri*. 20, 111-122.
- Şengör, A. M. C. 1980, Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları. *Türkiye Jeoloji Kurumu Konferanslar dizisi* 2. 40 s.
- Şengör, A.M.C., 1982. Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etkenler. O. Erol, ve V. Oyğur., (ed.), *Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli*, TJK. Ankara, 59-72.
- Şengör, A.M.C., and Yılmaz, Y, 1981. Tethyan evolution of Turkey a plate tectonic approach. *Tectonophysics*. 75. 181-241.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., and Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. K.T. Biddle and N. Christie-Blick (eds.), *Society of Economic Paleontology and Mineralogy*, Special Publication, 37. 227-264.
- Şentürk, K. ve Karaköse, C., 1987. Çanakkale Boğazı ve Dolayının Jeolojisi. *MTA Genel Müdürlüğü, Rapor No: 9333*.
- Taner, G., 1997. Çanakkale Boğazı-İzmit Körfezi arası Neojen-Kuvaterner stratigrafisi ve paleocoğrafyası. *Marmara Denizi Araştırmaları Workshop-III. Ankara. Genişletilmiş Bildiri Özleri*, 38-40.
- Tchepalyga, A., 1995. Pliyo-Pleyistosen Karadeniz Havzaları ve bunların Akdeniz ile ilişkileri. *İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi*, Engin Meriç (ed.\*). 303-312.
- Varol, B., Şahbaz, A., Görmüş, S., Bayhan, E., Özdoğan, M. ve Emre, Ö., 1997. Karacabey-Mudanya bölgesi Üst Miyosen-Pliyosen karbonatlarının sedimentolojisi ve izotop kimyası. *Marmara Denizi Araştırmaları Workshop-III, Ankara, Genişletilmiş Bildiri Özleri*. 30-32.

Walker, R.G., and Cant. D.J.,1979. Sandy fluvial systems, in: Facies Models. R.G Walker (ed.), Geoscience Canada Reprint Series 1, 23-31.

Wells, N. A, and Dorr, Jr J.A. 1987. A reconnaissance of sedimentation on the Kosi alluvial fan of India. In: Recent

developments in fluvial sedimentology. F.G Ethridhe. R.M. Flores and M.D. Harvey (ed.). Special Publication of Society Econmical Paleontology and Minerology, 39, 51-61.

---

**Makalenin geliş tarihi: 13.07.1998**

**Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 10.01.1999**

**Received: July 13, 1998**

**Accepted: January 10, 2000**



# Geç Kuvaterner (Holosen)'de İstanbul Boğazı Yolu ile Marmara Denizi-Karadeniz Bağlantısı Hakkında Yeni Bulgular

## *New Findings On The Late Quaternary (Holocene) Marmara Sea-Black Sea Connection Via The Bosphorus Sea Way*

Engin MERİÇ	İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Müh. Böl. 34850 Avcılar, İstanbul
İ. Erdal KEREY	İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Müh. Böl. 34850 Avcılar, İstanbul
Niyazi AVŞAR	Çukurova Üniversitesi Jeoloji Müh. Böl. 01330 Balcalı, Adana
Cemal TUNOĞLU	Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Müh. Böl. 06532 Beytepe, Ankara
Güler TANER	Ankara Üniversitesi, Jeoloji Müh. Böl. 06100 Beşevler, Ankara
Sevinç KAPAN-YEŞİLYURT	Ankara Üniversitesi, Jeoloji Müh. Böl. 06100 Beşevler, Ankara
İsmail UNSAL	İstanbul Üniversitesi, Biyoloji Böl. 34459 Vezneciler, İstanbul
Antonietta ROSSO	Universita di Catania Instituto Policattedra di Oceanologia e Paleoecologia, Corsa Italia, 55 Catania, 95129 İtalya

### Öz

Eski araştırmacılara göre Paleozoyik-Üst Kretase yaşlı İstanbul Boğazı'nın temel paleomorfolojisi kuzeyde Karadeniz'den güneye. Marmara Denizi'ne akan eski bir nehir özelliğine sahip idi. Bu araştırmalar esastâ jeomorfolojik ve sığ sismik delillere dayanıyordu.

Çalışmamızda daha önce çeşitli araştırmacılar tarafından yapılmış sığ sismik delillerin yanı sıra 1997 yılının ikinci yarısında Beykoz-Tarabya arasında DSİ tarafından gerçekleştirilen 5 sondajdan elde edilen sedimentolojik ve paleontolojik veriler kullanılmıştır. Bu verilerin ışığında temel topografyası ve güncel sediment kalınlıkları jeolojik kesitlere işlenmiş, 5 sondajın karşılaştırılması yapılmıştır. Yaş belirlenmesinde *Loxoconcha lepida Stepanaitys*, *L. cf. gibboides* (Liventall), *Leptocythere* (*Amnicythere*) *pingsagatica* (Liventall), *Euxinocythere* (*Euxinocythere*) *lopaticii* (Schornickov), *Callistocythere cf. littoralis* (G. W. Müller), *Falunia* (*Falunia*) *plicatula* (Reuss), *Tyrrhenocythere amnicola* (Sars) gibi ostrakod topluluğundan faydalanılmıştır. Çökellerin incelenmesinde dokusal analiz ve ağır mineral araştırmaları yapılmıştır. Elde edilen verilere göre, çökel kalınlığı BPMB-11 sondajında başlayarak artmakta, BPMB-14'de en kalın seviyeye ulaşmaktadır. Çökellerde Karadeniz tipi fasiyesler ile Akdeniz tipi fasiyesler birbirinden ayırtlanmış ve yorum yapılmıştır.

Sedimentolojik ve paleontolojik veriler, özellikle BPMB-14 sondajında iki ayrı fasiyesin varlığını ortaya koymuştur. Buna göre A fasiyesi olarak adlandırılan alttaki birimde tamamiyle Karadeniz kökenli fauna ve çökel topluluğu görülmesine karşın, üstteki B fasiyesinde Akdeniz ile Karadeniz fauna ve çökel toplulukları araldanma göstererek karışmıştır.

Daha önceki çalışmalar da dikkate alınarak en azından Beykoz-Trabya hattının güneyinde doğal bir setin varlığı tarafımızca kabul edilmiştir. Bu çalışma sonucunda, boğazın kuzey kesiminde Karadeniz'in güneye doğru bir halîç oluşturduğu, buna karşın setin güneyinde kesin olarak kanıtlanmamakla birlikte Marmara Denizi'nin Pleyistosen'de güneyden kuzeye doğru bir diğer halîç meydana getirdiği düşünülmektedir. Yaklaşık 7.000 yıl önce deniz düzeyi global olarak yükseldiğinde bu set aşılış ve deniz altında kalmıştır. Diğer bir deyimle, Pleyistosen'de İstanbul Boğazı'nın kuzeyi Karadeniz'in, güneyi ise Akdeniz'in kontrolünde idi. Holosen esnasında halîç çökelleri güneyden Akdeniz'in tuzlu suları, kuzeyden ise Karadeniz'in- acı-tatlı suları tarafından işgal edilerek günümüzdeki çift yönlü akıntı rejimi özelliğini kazanmıştır.

**Anahtar Kelimeler:** Geç Kuvaterner (Holosen), Paleontoloji, Sedimentoloji, İstanbul Boğazı, Türkiye

### Abstract

*According to previous literature based on geomorphological and shallow seismic evidence, the Paleozoic-Upper Cretaceous basement palaeomorphology of the Bosphorus is a palaeostream that connected the Black Sea in the north to the Marmara Sea in the south.*

*In this study, sedimentological and paleontological evidence from 5 bore-holes was used together with shallow seismic evidence*



between Beykoz and Tarabya. The basement topography, recent sediments thickness were drawn into a geological section and comparison was made between the bore-holes. The dating has been made according to the ostracods "Loxoconcha lepida Stepanaitys, L. cf gibboides (Liventol), Leptocythere (Amnicythere) pinsagatica (Liventol), Euxinocythere (Euxinocythere) lopatici (Schornickov), Callistocythere cf littoralis (G. W. Müller), Falunia (Falunia) plicatula (Reuss), Tyrrhenocythere amnicola (Sars)". In the study of sediments, textural and heavy mineral studies were carried out. According to the data obtained, sediment thickness increases in the BPMB-11 drillhole and has the thickest value in the BPMB-14. In sediments investigated, the black sea and the Mediterranean facies were separated and interpreted

Sedimentological and paleontological data indicate two different fades in the BPMB-14 drillhole. Fades A contain Black Sea fauna and sediments, whereas fades B contain alternation of the Mediterranean and Black Sea fauna and sediment assemblage

Considering the previous studies a natural barrier was assumed to be present to the south of Beykoz-Tarabya. In this study, it is suggested that there was a eustary to the north of the Bosphorus connected the Black Sea. Another eustary is suggested provisionally to\* be present to the south of the barrier connected to the Marmara Sea in Pleistocene when eustatic sea level changed approximately 7.000 ? year ago this barrier burried under the sea. In other words during Pleistocene northern part of Bosphorus was under control of the Black Sea; southern sector was affected by the Mediterranean. During Holocene these eustary sediments covered by the saline Mediterranean waters from the south and Black Sea brackish-fresh waters from the north with the establishment of the present dual flow regime.

**Key Words:** Late Quaternary (Holocene), Paleontology, Sedimentology, Bosphorus, Turkey

## GİRİŞ

DSİ Genel Müdürlüğü'nce İstanbul ilinin 2.000'li yıllarda su gereksinimini karşılamak amacı ile "Melen Projesi" adı altında bir çalışma hazırlanmıştır. Bu amaçla İstanbul Boğazı kuzeyinde, Beykoz kuzeyi (Selviburnu) ve Tarabya arası alanda 25 Ağustos ile 17 Aralık 1997 tarihleri arasında, denizde 5 adet sondaj yapılmıştır ( Şekil 1).

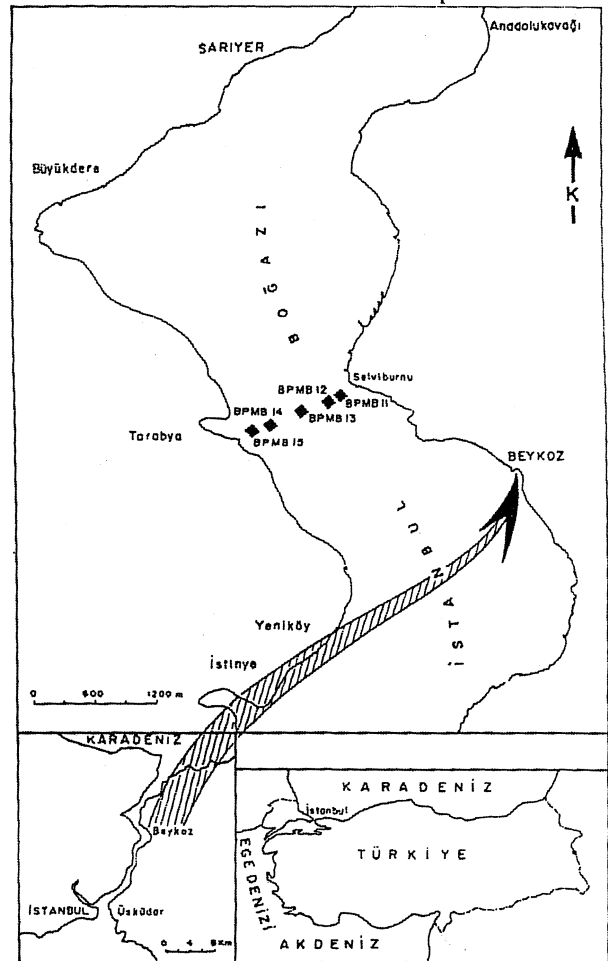
Sondaj örneklerinin şirket yetkililerinin bilgileri dışında başkalarına verilmiş olması nedeniyle BPMB-14 sondajına ait veriler 1998 yılında yayınlanmıştır (Meriç vd., 1998). Bu çalışmada ise diğer 4 sondajdan elde edilen bilgiler, önceki araştırmayla denetirilerek ayrıntılı olarak değerlendirilmiştir.

Sondajlardaki su derinliği ve genç çökel kalınlığı (Tablo 1)'de gösterilmiştir. Değınilen sondajların tümü ayrıntılı olarak incelenmiş, özellikle BPMB-14 sondajında 39.50 m genç çökel kalınlığı tespit edildiğinden bu sondajdan derlenen 39 adet örnek önemli ipuçları vermiştir. Diğer 4 sondajla ilgili olarak üzerinde çalışılan örnek sayısı ise 38'dir.

Paleontolojik çalışmalar için her örnekten 30'ar gram alınmış, bunların içerdiği foraminifer, ostrakod, pelecypod, gastropod ve briyozoon'lar ayrıntılı olarak ilgili uzmanlarca incelenmiştir.

İstifin tabanını oluşturan 39.50-22.00 m arasındaki sarı renkli kavkılı kumlar içermiş olduğu ostrakod faunasına göre Orta Pleyistosen (Eski Öksiniyen), daha üstte yer alan ve yapılan çalışmada en fazla 22.00 m kalınlık sunan bol kavkılı killi çökeller ise tamamen farklı özellikte olup, Holosen yaşadadır.

Sedimentolojik çalışmalarda ise dokusal analizlerin yanı sıra çamur örnekleri için X-Ray difraksiyon metodu uygulanmıştır. Kum örnekleri için nokta sayımı yöntemi ile bileşenleri tespit edilmiş ve bunun yanı sıra ağır mineral analizleri de yapılmıştır.



Şekil 1. Sondaj yerleri bulduru haritası.

Figure 1. Location map of the drillholes.

Şekillerde o 1-2, • 3-5, • 6- 15, m 16-25 ve \* 25'den fazla örnek sayısını belirtmektedir.

## HOLOSEN'DE MARMARA DENİZİ-KARADENİZ BAĞLANTISI

Çizelge 1. İstanbul Boğazı kuzeyi (Beykoz-Tarabya arası) deniz sondajları.

Table I. Offshore boreholes made to the north of the Bosphorus (Between Beykoz - Tarabya).

Sondaj No:	Sondaj Mevkii	Su Derinliği (m)	Çökel Kalınlığı (m)
BPMB-11	41° 08'32"K-29° 04'17"D	12.70	09.30
BPMB-12	41° 08'30"K-29° 04'12"D	17.00	12.00
BPMB-13	41° 08'27"K-29° 04'00"D	42.00	12.00
BPMB-14	41° 08'20"K-29° 03'40"D	65.00	39.50
BPMB-15	41° 08'22"K-29° 03'47"D	65.00	04.75

Çalışmanın amacı, genç çökel istifinin oluşum ortamı ve zamanını belirleyerek, önceki çalışmaları da değerlendirilerek, sedimentolojik ve paleontolojik olgularla İstanbul Boğazı'nın gelişimine ışık tutmaktır. Bu yorumda boğazın kuzeyi Karadeniz bağlantısı için yukarıda değinilen sondajlar, Marmara Denizi bağlantısı için ise daha önceki çalışmalar esas alınmıştır (Derman, 1990; Meriç ve Sakıncı, 1990; Gülen vd., 1990; Ünsai, 1990; Taner, 1990). Konu ile doğrudan ilgisi olmadığından temeli oluşturan birimlerle ilgili örnekler incelenmemiştir. Burada önceki çalışmalara ait sismolojik ve batimetrik veriler de dikkate alınmıştır. Bunlar arasında özellikle son yıllarda yapılan Sholten (1974), Hsü (1978), Stanley ve Blanpeid (1980), Uluğ vd. (1987), Meriç ve Sakıncı, (1990), Yılmaz ve Sakıncı (1990), Oktay ve Sakıncı (1991, 1993), Uluğ (1994), , Göktaşan vd. (1997), Öztürk (1998) ve Göktaşan'm (1998) sonuçları kullanılmıştır.

### SİSMİK VE BATİMETRİK VERİLER

Güncel tortul kalınlıklarının incelenmesi ile üretilen genç çökel kalınlığı haritası Göktaşan vd. (1997, şekil 6a) tarafından verilmiş, ayrıca, İstanbul Boğazı'nın taban haritası da yazarlar tarafından değinilen makalede Şekil 6b'de gösterilmiştir. Şekillere göre yazarlar/ güneyde bir havzanın bulunduğunu, kuzeyde Karadeniz'e dökülen bir nehir vadisinin geliştiğini ve ikisi arasında bir yükseltinin varlığını belirtmektedirler (Göktaşan vd., 1997, şekil 6b).

Sondajların yapıldığı hatta, gerçekleştirilen sığ sismik çalışmada da (Uluğ, 1994, şekil 11) bu araştırmadaki sondajlarda belirlendiği gibi genç çökellerde, iki farklı birim ayırtlanmıştır. Ancak, çalışmamızda bunların farklı fasiyes ve yaşlarda oldukları saptanmıştır. BPMB-14 sondajında üstteki 22.00 m'lik bölüm Holosen ve tabanda gözlenen 17.50 m'lik bölüm ise Orta Pleyistosen (Eski Öksiniyen) yaşlı çökellerden oluşmaktadır.

### SEDİMENTOLOJİ

En kalın genç çökel istifin gözlenmiş olduğu BPMB-

14 sondajında Paleozoyik temel üzerinde yer alan tutturulmamış çökeller, alt 17.50 m'lik kesim ile üst 22.00 m'lik bölümde tamamen farklı sedimentolojik özellikler sunmaktadır. Bu nedenle, alttaki birim için A fas iyesi, üstteki için ise B fasiyesi adlanması uygulanmıştır. Bu fasiyeslerin içerisindeki sedimenter yapıları görmek olanak dışıdır. Yorum, petrografik ve dokusal özellikler esas alınarak yapılmıştır (Şekil 2). Diğer sondajlarda ise A fasiyesi hiç gözlenememekte, yalnızca üstteki Holosen yaşlı B fasiyesi izlenmektedir. Bu nedenle ilk olarak BPMB-14 sondajındaki A fasiyesinden başlanarak ve üstteki B fasiyesinin özellikleri belirtilerek bunun diğer sondajlar ile karşılaştırılması yapılacaktır (Şekil 2).

A Fasiyesi: Temelden itibaren 39.50 ile 22.00 m arasında yer alan 17.50 m'lik sediment kalınlığı sunan istif altta küçük çakıllı (kırmızı çamurtaşı, silttaşı ve gri karbonat parçaları) kum ile başlar. Tanelerin büyük bir kısmı kuvars olup, plajiyoklas (anortit) ve kavki parçalarından ibarettir. Kuvarslar yarı köşeli ve köşeli, çoğun tek kristalli, pekazı ise çok kristallidir. Plajiyoklas'lar başlıca andezin ve albit'ten ibarettir. Ayrıca, köşeli labradorit'ler ayrışma nedeni ile kaolinit'e, pekazı da serisit'e dönüşmüştür. Ortoklas'lar plajiyoklas'lar ile aynı boyut ve şekilde olup, daha az ayrışmıştır. Litik parçalar ise şist ve kuvarsitler'den kaynaklanan kayaç parçaları, kristalli kireçtaşı, oolitler ve nadiren granitlerdir. Ağır mineral açısından oldukça temizlenmiştir. Üste doğru turmalin, piroksen (epidot), rutil artmaktadır. Taneler küt ve yuvarlak köşelidir. Hematitler limonitlesin iştir. Serpantin taneleri küçük boyutlu olup, magnetit ve granatta artış görülmektedir. En üst düzeylerde ise piroksen, ilmenit, amfibol, çok küçük magnetit ve pirit psödomopfları bulunmakta ve granat azalmaktadır. Kavki kırntıları bol miktardadır ve çoğu limonit ile boyanmıştır. Keza, yuvarlak fosfat parçalarına da rastlanılmıştır.

Yorum: Sarı renkli çok iyi yuvarlaklaşmış, çok iyi boylanmış orta-ince büyüklükte taneli, çok az küçük çakıllı (0.5-1 cm) kumlar baskındır. Bu tür temiz kumlar kıyı ötesinde ya da haliç ağzlarındaki sığlıklarda depolanırlar ve güncel çökel havzalarında, ripollar ile dalga kökenli düz laminaların egemen olduğu ince taneli çökel

istifinde görülür. Tane boyutunda üste doğru küçülme gösteren bir istif eğiliminde olması, düşük gelgit düzeyi kum düzlüklerini hatırlatır (Reineck ve Singh, 1973).

Ayrıca, günümüz Karadeniz sahillerinde gözlenen magnetitin ve Dreissena'ların varlığı Karadeniz'den beslenen plaj kumu özelliğini belirtir. İstifin yaşı içermiş olduğu ostrakod topluluğuna göre Orta Pleyistosen'dir.

**B Fasiyesi:** Bu bölümde ilk olarak BPMB-14 sondajındaki B fasiyesi ele alınacak ve diğer 4 sondaj ile karşılaştırılması yapılacaktır (Şekil 2). Bu fasiyes BPMB-14 sondajında başlıca bol kavkılı düzeyler ve yeşil renkli, organik maddece zengin killerin ardalaşımından oluşmuştur, 22.00 m lik bir kalınlık sunar.

Altta 4.00 m kalınlıktaki düzeyde bulunan küçük çakıllar köşeli ve başlıca gabro, serpantin, çamurtaşı, karbonat bileşiminde olup, bol kavkı kırıntılı kaba kum içerisinde saçılmış durumdadır. Kavkı olarak üzerlerinde vermes tüpleri taşıyan Ostrea, Mytilus ve Cardium'lar baskındır. Tane boyutu üste doğru inceler. Bu düzeyler üzerine gelen 7.00 m'lik kısım tamamiyle yeşil killerden oluşmuştur. Yapışkan kil içerisinde Mytilus ve Ostrea kavkı kırıntıları bulunmaktadır. Daha üstteki 5.00 m'lik kısmın alt bölümünde Mytilus kavkuları bol iken, üst kesimlerde Ostrea'lar artmaktadır. Yeşil kil matriksinin oranı %50 civarındadır. En üstte yeralan 6.00 m'lik kesimde ise kil oranı gittikçe azalmakta, diğer bir deyim ile tane boyunda kabalaşma söz konusu olmaktadır. Bol Ostrea, Mytilus ile vermesli kaba gereç yüksek enerjili bir ortamı yansıtmaktadır.

BPMB-14 sondajında gözlenen yeşil kil ast fasiyesi diğer 4 sondajda izlenmez. Ancak, istif diğer sondajların taban seviyelerinde kahverenkli kil düzeyleri içerisinde kötü boylanmış çakıltaşları ile başlar. Bu da yaklaşık olarak BPMB-14 sondajındaki yeşil killer ile karşılaştırılabilir. BPMB-11 ve BPMB-12 sondajlarındaki kahverenkli killi düzeyler içerisinde monojenik çakıllı, çok köşeli, kötü boylanmış, genelde civar kayalardan türemiş kayaç parçaları bulunur. Üste doğru, alt düzeylerde tane boyu incelen istifler olmasına karşın, özellikle son 3.00-4.00 m de tüm sondajlarda tane boyu kabalaşan, yeşilimsi kilt-silt matriksten kum matrikse geçen bol kavkılı kaba kum düzeyleri bulunmaktadır.

**Yorum:** BPMB-14 sondajında Holosen yaştaki bu çökellerin alt 4.00 m'lik kısmı kanal çökeldir ve Pleyistosen'in kumlarını keser. Çökeller gerek Karadeniz'den ve gerekse Akdeniz'den gelen iri pelesipod kavkuları ile zenginleşmiştir. Bu tür güncel kanallarda kaba taneli çökel ve yüksek akıntı hızı nedeni ile büyük ölçekli ripillara rastlamak mümkündür, ancak sondaj örneklerinde bu yapıları görmek imkan dahilinde değildir. Bu seviyenin üzerine gelen yaklaşık 7.00 m kalınlığındaki kesim ise dalga tabanı altında çökelmiş yeşil renkli çamurlardır. Bu düzeyde bulunan kavkılı

çamurların benzerleri Karadeniz'de şelf üzerinde yapılan çökel araştırmalarında da saptanmıştır (Arthur vd., 1988; Ryan vd., 1997). Ayrıca, Karadeniz'de Holosen sedimanlarının evrimi ile yapılan çalışmalarda (Jones ve Gagnon, 1994) bu bölümün sapropelce zengin olduğu belirtilmiştir. Çalışmamızda saptanan fosil içeriği bakımından da bu seviyelerde Karadeniz tipi fauna gözlenmiştir.

Kanal sedimanları üzerine gelen yeşil çamurlar deniz düzeyinin kısmen yükseldiğini göstermekte, yani deniz kısmen derinleşmektedir. Son 11.00 m'de tane boyutunun kabalaşması (coarsenin upwards) denizin tekrar sığlaştığını, regresif bir çökelmeye dönüştüğünü işaret eder. Diğer sondajlarda (BPMB-11 ve 12) bu düzeylere karşılık gelen bir çamur akması (mud flow) nedeni ile değişik özellikler göstermektedir.

Bu düzeylerde tatlısu ve acısu mollusk faunasının varlığına karşın denizel kökenli foraminifer, ostrakod ve bryozoon'ların bulunmaması karadan beslenmeyi belirtmektedir. Eldeki veriler bunun bir fan-delta Ayrıca, olabileceği yönündedir. BPMB-14 sondajında ise bunların üzerine gelen 5.00 m'lik kısım (6.00-11.00 metreler arası) olasılıkla kanal kenarına bitişik kenar barlarını (side-bars) temsil eder. Diğer sondajlarda yaklaşık bu düzeylere karşılık gelen seviyeler özellikle BPMB-13 sondajında tane boyu yukarıya doğru incelen ve kabalaşan istiflerin ardalanmasından oluşmuştur. BPMB-14 sondajında en üstte yer alan 6.00 m'lik bölüm ise bol kavkı içermesi nedeni ile değinilen kesimin dalga tabanı üzerinde yüksek enerjili bir ortamda çökelmiş olduğunu gösterir. Gerçekten de, diğer sondajlarda nisbeten incelen bu bölüm, içermiş olduğu Akdeniz topluluklarına göre de denizel karakterlidir.

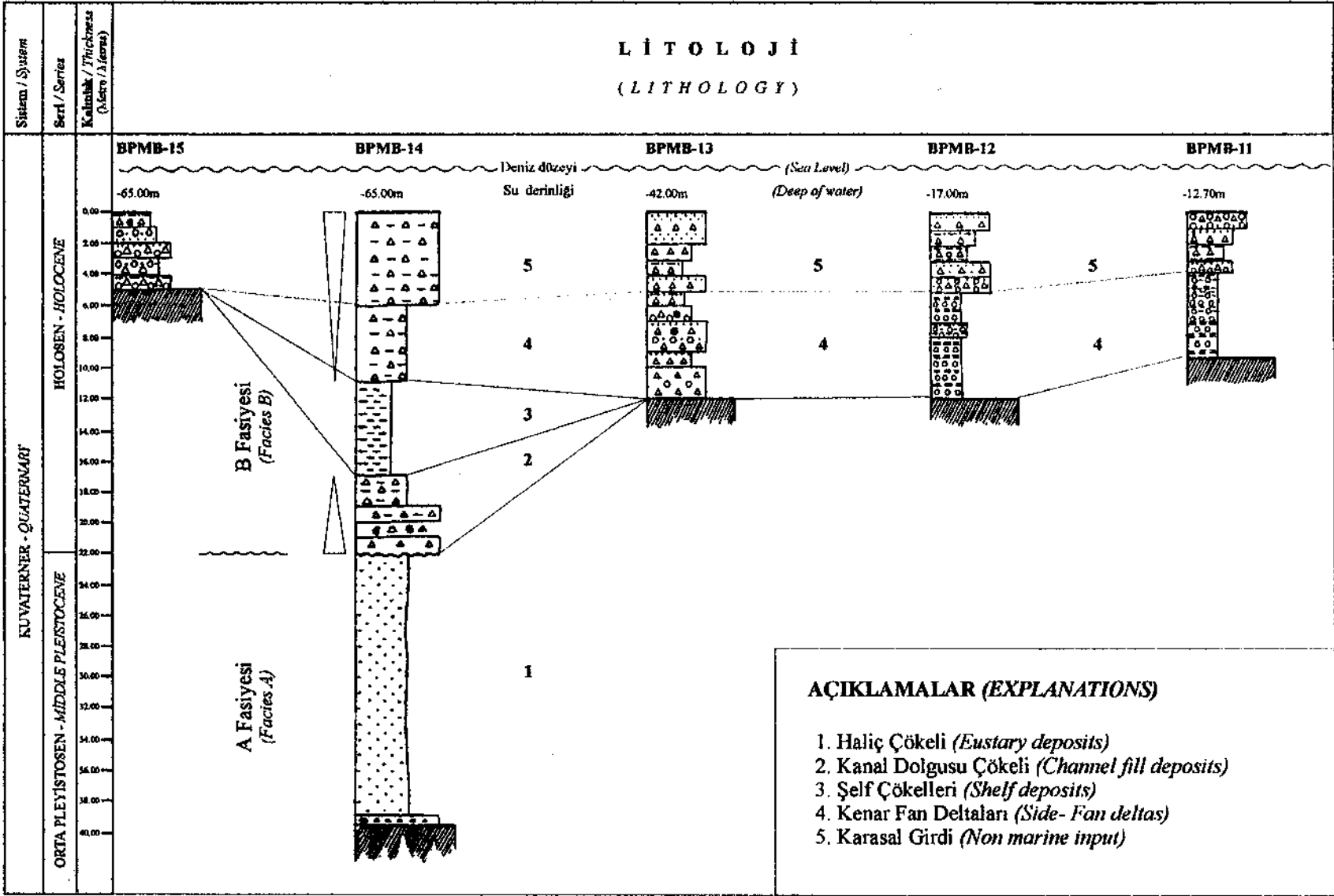
## PALEONTOLOJİ

### Foraminifer Topluluğu

Selviburnu-Tarabya arasında yapılan 5 deniz sondajında (Şekil 1) genç çökel kalınlığı ve bu noktalardaki deniz derinliği farklı özellikler sunar.

BPMB-11, BPMB-12, BPMB-13, BPMB-14 ve BPMB-15 sondajlarında Spiroplectamminidae, Textulariidae, Spiroloculinidae, Hauerinidae, Eponidiidae, Mississippinidae, Discorbidae, Rosalinidae, Discorbiniellidae, Cibicididae, Nonionidae, Ammoniididae ve Elphidiidae familyalarına ait 25 cins ve 33 tür saptanmıştır.

En kalın istifi sunan BPMB-14 sondajında tabanı oluşturan, A fasiyesi olarak belirlenen, sarı renkli, kavkılı kumlar içinde acısu ortamını simgeleyen *Quinqueloculina* sp., *Neoeponides* sp., *Cibicides advenum* (d'Orbigny), *Ammonia compacta* Hofker, *A. parkinsoniana* (d'Orbigny), *Criboelphidium poeyanum* (d'Orbig-



**Şekil 2.** Kuzey İstanbul Bogazı BPMB-11-12-13-14-15 sondajları Kuvaterner istifinin sedimentolojik özellikleri.  
*Figure 2. Sedimentologic features of the Quaternary sequence at the northern part of the Bosphorus in the BPMB-11-12-13-14-15 drillholes.*

ny), Porosonion subgranosum (Egger), Elphidium crispum (Linné) ve Elphidium sp. gözlenmiştir (Şekil 3). Değinen fauna Karadeniz foraminifer topluluğuna aittir (Yanko, 1989 ve 1990; Yanko ve Troitskaja, 1987). Bu birimin üstünde yeralan, 22.00 m kalınlık sunan ve B fasiyesi olarak belirtilen bol kavkılı killi çökellerde çoğun Akdeniz ve kısmen Karadeniz topluluğunu simgeleyen Adelosina puichella d'Orbigny, Spiro-loculina dilatata d'Orbigny, Quinqueloculina seminula (Linné), Q. viennensis Le Calvez J ve Y., Quinqueloculina sp., Triloculina marioni Schlumberger, Eponides concameratus (Williamson), Vonkleinsmidia sp., Stomatorbina concentrica (Parker ve Jones), Rosalina bradyi Cushman, R. globularis d'Orbigny, Tretomphalus bulloides (d'Orbigny), Discorbinella sp., Cibicides advenum (d'Orbigny), Lobatula lobatula (Walker ve Jacob), Astrononion stelligerum (d'Orbigny), Ammonia compacta Hofker, A. parkinsoniana (d'Orbigny), A. tepida Cushman, Cribroelphidium poeyanum (d'Orbigny), Porosonion subgranosum (Egger), Haynesina depressula (Walker ve Jacob), Elphidium complanatum (d'Orbigny), E. crispum (Linné), E. depressulum Cushman gözlenmiştir (Şekil 3). Genelde istifin bu bölümünde dikkati çeken durum alttan üste doğru Akdenizi karakterize eden (Alavi, 1988; Meriç ve Sakıncı, 1990; Meriç vd., 1995; Cimerman ve Langer, 1991; Hottinger vd., 1993; Sgerrella ve Moncharmont-Zei, 1993) cins ve türlerin sayıca artmasıdır.

Çökel kalınlığı 4.75 m ile 12.00 m arasında değişen ve B fasiyesini simgeleyen diğer 4 sondaja ait tortul istifinden batıya doğru incelersek:

BPMB-11 sondajında 9.00 m kalınlıktaki Holosen yaşlı istifin 5.00 m iik taban bölümünü oluşturan kahverenkli kil matriks içinde kötü boylanmış çakıllar ile üzerinde köşeli çakıllı, az kavkılı kumlarda herhangi bir foraminifer gözlenem em iştir. Üstte, 3.00 m kalınlık gösteren, tane boyu kabalaşan, yeşilimsi kil-silt ve kum matriksli kaba kumlar çoğunlukla Akdeniz kökenli ve bölgesel olarak Holosen'de yaygın olan Miliolinella subrotunda (Montagu), Rosalina bradyi Cushman, R. globularis d'Orbigny, Cibicides advenum (d'Orbigny), Lobatula lobatula (Walker ve Jacob), Ammonia compacta Hofker, A. tepida Cushman, Challengerella bradyi Bulman, Hottinger ve Oesterle, Cribroelphidium poeyanum (d'Orbigny), Elphidium cf. pulvereum Todd içermektedir (Şekil 4).

BPMB-12 sondajında genç çökel kalınlığı 12.00 m dir. Temel üzerinde 12.00-5.00 m arasında kahverenkli kil matriks içerisinde kötü boylanmış çakı kaşlarının bulunduğu tortulların 10.00-9.00 m'leri arasında Quinqueloculina seminula (Linné), Eponides concameratus (Williamson), Rosalina globularis d'Orbigny, Cibicides advenum (d'Orbigny), Ammonia compacta

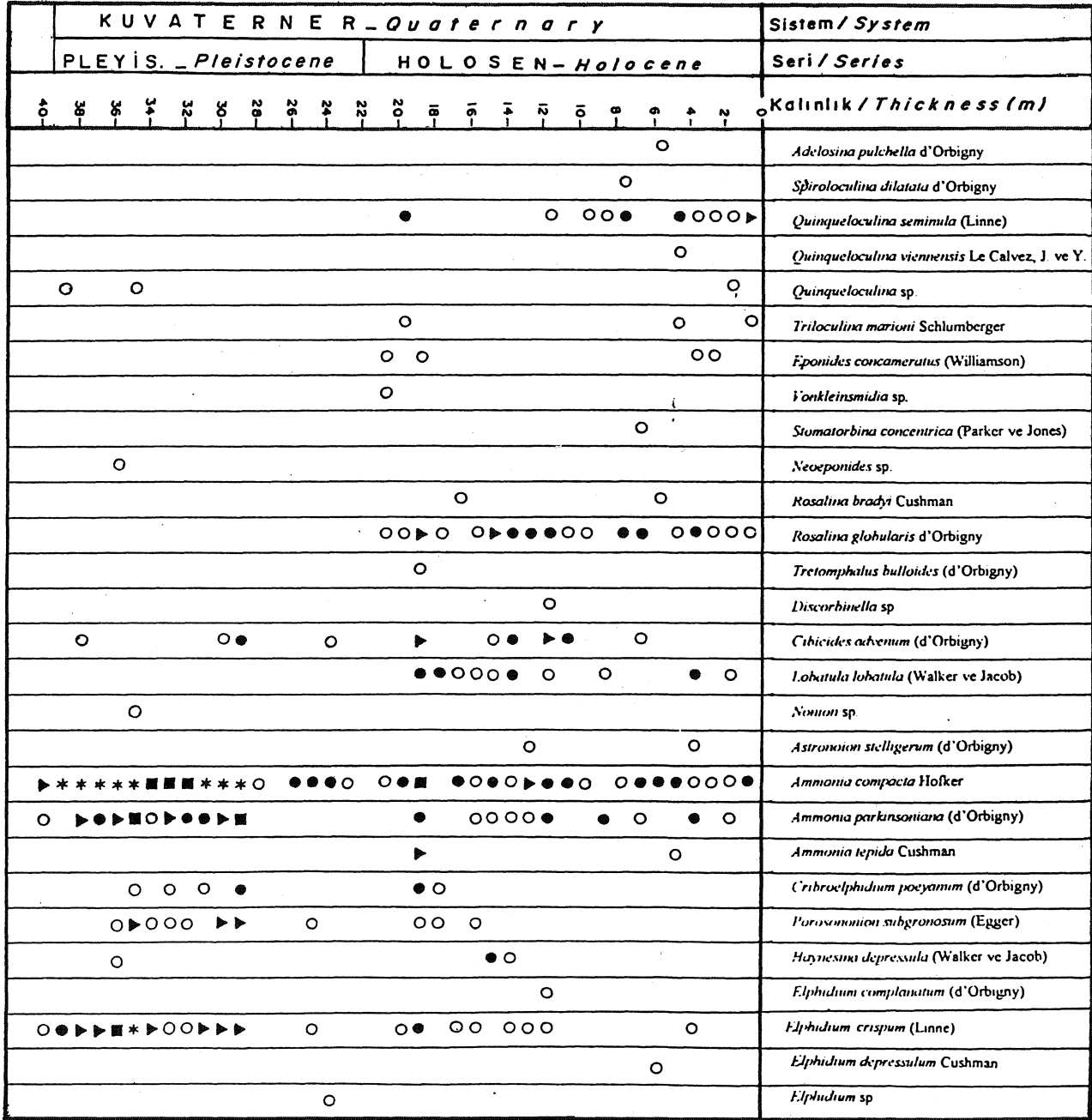
Hofker, A. tepida Cushman, Elphidium crispum (Linné); üstteki 5.00-3.00 m ler arasında alt düzeylerde köşeli çakıllı kaba kum, üst kesimde yıkanmış bol kavkılı sarımsı kum ve en üstte de tane boyu kabalaşan, yeşilimsi silt-kil matriksten kum matrikse geçiş gösteren bol kavkılı kaba kumlar içinde Textularia bocki Höglund, Massilina secans (d'Orbigny), Quinqueloculina lamarckiana d'Orbigny, Q. seminula (Linné), Miliolinella subrotunda (Montagu), Triloculina marioni Schlumberger, Eponides concameratus (Williamson), Rosalina globularis d'Orbigny, Cibicides advenum (d'Orbigny), Lobatula lobatula (Walker ve Jacob), Ammonia compacta Hofker, A. tepida Cushman, Cribroelphidium poeyanum (d'Orbigny), Elphidium crispum (Linné) (Şekil 5) gözlenmiştir.

BPMB-13 sondajında 12.00 m kalınlık sunan genç çökel istif alttan üste doğru kötü boylanmış kaba kum, küçük çakıllı kaba kum, alt düzeyleri çakıllı, yeşil kil-kum matriks içinde bol kavkılı kum, tane boyunda incelmeye gösteren sarı kum ve tane boyu kabalaşan yeşilimsi kil-silt matriksten kum matrikse geçiş gösteren kaba kum katmanlarından oluşmuştur. Tümünde Textularia bocki Höglund, Adelosina partschi (d'Orbigny), Quinqueloculina jugosa Cushman, Q. lamarckiana d'Orbigny, Q. seminula (Linné), Triloculina marioni Schlumberger, Eponides concameratus (Williamson), Rosalina bradyi Cushman, R. globularis d'Orbigny, Cibicides advenum (d'Orbigny), Lobatula lobatula (Walker ve Jacob), Ammonia compacta Hofker, A. parkinsoniana (d'Orbigny), A. tepida Cushman, Porosonion subgranosum (Egger), Elphidium crispum (Linné) gibi zengin denilebilecek ve çoğu Akdeniz kökenli foraminifer topluluğu izlenmiştir (Şekil 6).

Çalışılan alanın en batısında, Tarabya Koyu'nda yeralan BPMB-15 sondajında 4;75 m kalınlıktaki istif katedilmiştir. Tabandaki bol kavkılı, küçük çakıllı, sarı kaba kumlar ile üstteki yeşilimsi silt matriks içinde alt düzeyleri çakıllı, üste doğru tane boyu incelen bol kavkılı kaba kumlarda Spiroplectinella sagittula (d'Orbigny), Adelosina partschi (d'Orbigny), Quinqueloculina jugosa Cushman, Q. laevigata d'Orbigny, Q. lamarckiana d'Orbigny, Q. seminula (Linné), Triloculina marioni Schlumberger, Eponides concameratus (Williamson), Rosalina bradyi Cushman, R. globularis d'Orbigny, R. macropora (Hofker), Cibicides advenum (d'Orbigny), Lobatula lobatula (Walker ve Jacob), Ammonia compacta Hofker, A. parkinsoniana (d'Orbigny), A. tepida Cushman, Challengerella bradyi Billman, Hottinger ve Oesterle, Elphidium crispum (Linné) gibi zengin ve çoğun Akdeniz kökenli foraminifer ler bulunmuştur (Şekil 7).

Bunlardan Adriyatik Denizi'nde gözlenen Vonkleinsmidia sp. ile Tretomphalus bulloides (d'Orbigny) (Cimerman ve Langer, 1991) İstanbul Boğazi ve yakın çevre-

HOLOSEN'DE MARMARA DENİZİ-KARADENİZ BAĞLANTISI



Şekil 3. Foraminifer cins ve türlerinin BPMB-14 sondajındaki stratigrafik dağılımı.  
Figure 3. Stratigraphic distribution of the foraminifera in the BPMB-14 drillhole.

si Holosen istifinde ilk kez bulunmuştur. Ayrıca, Hint Okyanusu, Pasifik Okyanusu, Atlantik Okyanusu, Kızıl Deniz, Adriyatik Denizi, Batı Akdeniz, İzmit Körfezi, Kalamış Koyu, Haliç, güney Boğaziçi, Anadoluhisarı ve kuzey Boğaziçi'nde rastlanılan *Pseu-dotriloculina laevigata* (d'Orbigny), *Stomatorbina concentrica* (Parker ve Jones), *Discorbinella bertheloti* (d'Orbigny), *Hyalinea balthica* (Schröter), *Cibicidina walli* Bandy, *Acervulina* cf. *inhaerens* Schultze, *Melonis pompiloides* (Fichtel ve Moll), *Challengerella bradyi* Billman, Hottinger ve

*Oesterle*, *Elphidium jenseni* (Cushman), *E. cf. limbatum* (Chapman), *E. maioricense* Colom yakın çevre olarak Akdeniz kökenli bentik foraminiferlerdir (Loeblich ve Tappan, 1988; Cimerman ve Langer, 1991; Sgarrella ve Moncharmont-Zei, 1993; Meriç ve Sakıncı, 1990; Meriç vd., 1995, 1996; Meriç ve Aşar, 1997; Aşar, 1997).

**Ostrakod Topluluğu**

Çalışmanın yürütüldüğü 5 deniz sondajından (Şekil 1) derlenen 77 örneğin 56'sı ostrakod içermektedir.

KUVA. — Quater.		Sistem / System				
HOLO. — Holocene		Seri / Series				
0	8	6	4	2	0	Kalınlık / Thickness (m)
				○		<i>Milohmella subrotunda</i> (Montagu)
					○	<i>Rosalina bradyi</i> Cushman
					○	<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny
					○	<i>Cibicides advenum</i> (d'Orbigny)
				○ ○ ○		<i>Lobatula lobatula</i> (Walker & Jacob)
					○	<i>Ammonia compacta</i> Hofker
				○ ○		<i>Ammonia tepida</i> Cushman
					○	<i>Challengerella bradyi</i> Billman, Hottinger & Oesterle
				○ ○		<i>Criboelphidium poeyanum</i> (d'Orbigny)
					○ ○	<i>Elphidium</i> ct. <i>pulverum</i> Todd

Şekil 4. Foraminifer cins ve türlerinin BPMB-11 sondajındaki dağılımı

Figure 4. Distribution of the foraminifera in the BPMB-11 drillhole

KUVA. — Quaternary		Sistem / System					
HOLO. — Holocene		Seri / Series					
2	0	8	6	4	2	0	Kalınlık / Thickness (m)
						●	<i>Textularia bocki</i> Höglund
						○	<i>Massilina secans</i> (d'Orbigny)
						○	<i>Quinqueloculina lamarckiana</i> d'Orbigny
					●	■	<i>Quinqueloculina semmula</i> (Linné)
						○	<i>Miliolinella subrotunda</i> (Montagu)
						●	<i>Triloculina marioni</i> Schlumberger
						○	<i>Eponides repandus</i> (Fichtel & Moll)
						●	<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny
						○	<i>Cibicides advenum</i> (d'Orbigny)
						○ ▶	<i>Lobatula lobatula</i> (Walker & Jacob)
						▶	<i>Ammonia compacta</i> Hofker
						○ ▶	<i>Ammonia tepida</i> Cushman
						○	<i>Criboelphidium poeyanum</i> (d'Orbigny)
						○	<i>Elphidium crispum</i> (Linné)

Şekil 5. Foraminifer cins ve türlerinin BPMB-12 sondajındaki dağılımı

Figure 5. Distribution of the foraminifera in the BPMB-12 drillhole

HOLOSEN'DE MARMARA DENİZİ-KARADENİZ BAĞLANTISI

Kuva. _	Sistem / System
HOLO. _	Seri / Series
Kalınlık / Thickness (m)	
○	<i>Sproplectinella sagittula</i> (d'Orbigny)
●	<i>Adelosina parvsi</i> (d'Orbigny)
○ ○ ●	<i>Quinqueloculina jugosa</i> Cushman
●	<i>Quinqueloculina laevigata</i> d'Orbigny
●	<i>Quinqueloculina lamarciana</i> d'Orbigny
* ▶ *	<i>Quinqueloculina seminula</i> (Linné)
○ ○	<i>Triloculina marioni</i> Schlumberger
● ●	<i>Eponides repandus</i> (Fichtel & Moll)
○	<i>Rosalina bradyi</i> Cushman
○ ■	<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny
○	<i>Rosalina macropora</i> (Hofker)
▶	<i>Cibicides advenum</i> (d'Orbigny)
○ ▶	<i>Lobatula lobatula</i> (Walker & Jacob)
▶▶ *	<i>Ammonia compacta</i> Hofker
○	<i>Ammonia parkinsoniana</i> (d'Orbigny)
○	<i>Ammonia tepida</i> Cushman
○	<i>Challengerella bradyi</i> Billman, Hottinger & Oesterle
○ ●	<i>Elphidium crispum</i> (Linné)

Şekil 7. Foraminifer cins ve türlerinin BPMB-14 sondajındaki dağılımı  
**Figure 7. Distribution of the foraminifera in the BPMB-14 drillhole**

KUVA. _	Quaternary	Sistem / System
HOLO. _	Holocene	Seri / Series
Kalınlık / Thickness (m)		
○		<i>Textularia bocki</i> Höglund
○		<i>Adelosina parvsi</i> (d'Orbigny)
○		<i>Quinqueloculina jugosa</i> Cushman
○		<i>Quinqueloculina lamarciana</i> d'Orbigny
○ ○ ○ ▶ ▶ ▶ ■ ▶		<i>Quinqueloculina seminula</i> (Linné)
○ ○ ○		<i>Triloculina marioni</i> Schlumberger
○ ○ ○		<i>Eponides repandus</i> (Fichtel & Moll)
○ ○		<i>Rosalina bradyi</i> Cushman
● ● ○ ▶ ○ ● ○ ▶ ○ ○		<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny
○ ○		<i>Cibicides advenum</i> (d'Orbigny)
● ● ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○		<i>Lobatula lobatula</i> (Walker & Jacob)
○ ○ ▶ ▶ ▶ ▶ ■ ▶ ▶ ▶		<i>Ammonia compacta</i> Hofker
○ ▶ ● ● ● ▶ ▶ ○ ● ●		<i>Ammonia parkinsoniana</i> (d'Orbigny)
●		<i>Ammonia tepida</i> Cushman
○		<i>Porosonion subgranosum</i> (Egger)
○ ○ ● ▶ ● ○ ○ ○		<i>Elphidium crispum</i> (Linné)

Şekil 6. Foraminifer cins ve türlerinin BPMB-13 sondajındaki dağılımı  
**Figure 6. Distribution of the foraminifera in the BPMB-13 drillhole**



BPMB-11, BPMB-12, BPMB-13, BPMB-14 ve BPMB-15 sondajlarında Bairdiidae, Leptocytheridae, Cytherideidae, Cushmanideidae, Trachyleberididae, Hemicytheridae, Loxoconchidae, Xestoleberididae ve Paradoxostomatidae familyalarına ait 13 cins ve 12 tür gözlenmiştir.

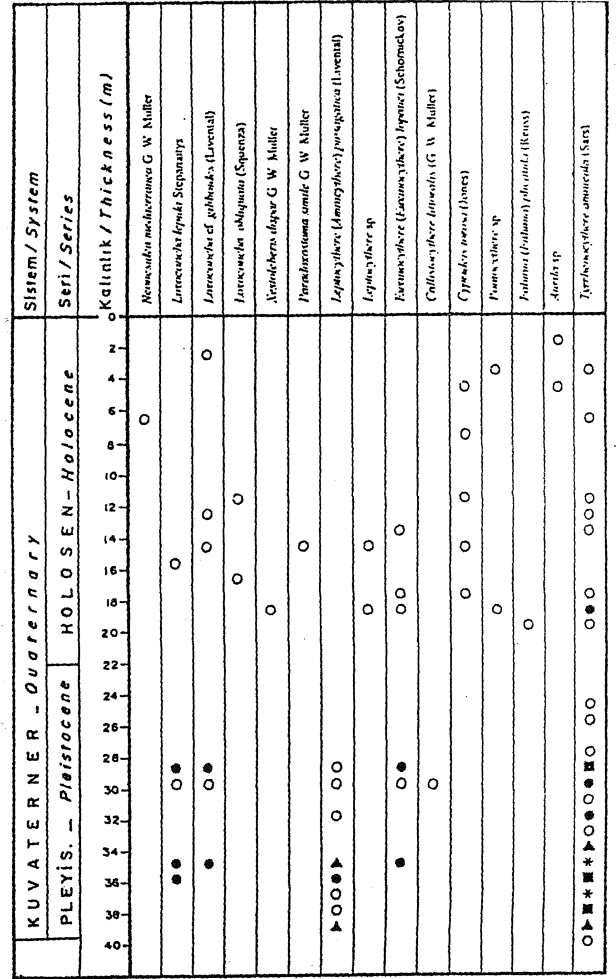
Daha önce değinildiği üzere en kalın istifin bulunduğu BPMB-14 sondajında, A, fasiyesi olarak adlandırılan taban bölümü zengin denilebilecek bir ostrakod faunası içerir. Bu topluluk içinde Loxoconcha lepida Stepanaitys, L. cf. gibboides (Livental), Leptocythere (Amnocythere) pirsagatica (Livental), Euxinocythere (Euxinocythere) lopatici (Schornickov), Callistocythere cf. littoralis (G. W. Müller), Falunia (Falunia) plicatula (Reuss), Tyrrhenocythere amnicola (Sars) bulunmuştur (Şekil 8).

Acısu ortamını karakterize eden bu topluluk Tetis-Paratetis ortak faunasını kapsar. Ancak, hem tür ve hem de birey sayısı dikkate alındığında topluluğun Paratetis ağırlıklı olduğu anlaşılır. Çünkü Loxoconcha lepida Stepanaitys, Leptocythere (Amnocythere) pirsagatica (Livental), Euxinocythere (Euxinocythere) lopatici (Schornickov), Tyrrhenocythere amnicola (Sars) gibi cins ve türlere özellikle istifin taban bölümünde oldukça fazla sayıda rastlanması bu düşüncüyü doğrulamaktadır. Cryptocyprideis bogatschovi ve Loxoconcha lepida Zonu (Stancheva, 1989)'nu simgeleyen bu topluluk Orta Pleyistosen (Eski Öksiniyen) yaşlıdır.

İstifin üst bölümünü oluşturan B fasiyesinde ise Neonesidea mediterranea G. W. Müller, Loxoconcha cf. gibboides (Livental), L. obliquata (Squenza), Xestoleberis dispar G. W. Müller, Paradoxostoma simile G. W. Müller, Leptocythere sp., Euxinocythere (Euxinocythere) lopatici (Schornickov), Callistocythere littoralis (G. W. Müller), Cyprideis torosa (Jones), Pontocythere sp., Falunia (Falunia) plicatula (Reuss), Aurila sp., Tyrrhenocythere amnicola (Sars) topluluğu belirlenmiştir (Şekil 13). Üst bölümün taban tortullarının oluşumu sırasında yörenin acısu etkisinde kaldığı düşünülürse de, üstte doğru hem tür ve hem de birey sayısı açısından Akdeniz etkisinin arttığı ortaya çıkmaktadır.

Bunlardan, Tyrrhenocythere amnicola Kuvaterner döneminin karakteristik türü olarak bilinmektedir (Krstic, 1976). Ancak, Tunoğlu (1984), Tunoğlu ve Gökçen (1985,1991,1997) çalışmalarında bu türün stratigrafik konumunun Ponsiyen'e kadar indiğini belirlemişlerdir.

Falunia (Falunia) plicatula hem Tetis (Sissingh, 1972) ve hem de Paratetis (Krstic, 1963) biyoprovensine özgü Miyosen-Güncel zaman aralığında rastlanılan bir türdür. Akdeniz biyoprovensinde Neonesidea mediterranea Geç Pliyosen-Güncel ve Paradoxostoma simile Holosen-Güncel olarak bilinmektedir (Bonaduce vd., 1975).



Şekil 8. Ostrakod cins ve türlerinin BPMB-14 sondajındaki stratigrafik dağılımı.

Figure 8. Stratigraphic distribution of the ostracoda in the BPMB-14 drillhole.

Cyprideis torosa türünün ise Jiricek ve Riha (1991) tarafından Pliyosen'den itibaren Akdeniz'de gözlemlendiği söylenirse de; Decima (1962) aynı türü Messiniyen-Güncel, Ünal (1996) da Ponsiyen yaşlı olarak belirtmektedirler.

Tablo-2'de görülebileceği gibi, örneklerde gözlenen ostrakod türlerine bakıldığında, Orta Pleyistosen'i karakterize etmesi ile, en dar stratigrafik yayılıma sahip olan tür Leptocythere (Amnocythere) pirsagatica'dır (Stancheva, 1989). Bunun dışında Loxoconcha lepida'nın stratigrafik yayılımı ise Pleyistosen ile sınırlıdır.

Diğer 4 sondaja ait B fasiyesi çökellerinin içerdiği ostrakod topluluğu doğudan batıya doğru incelendiğinde; BPMB-11 sondajının 0.00-3.00 m leri arasında Loxoconcha cf. gibboides (Livental), Xestoleberis dispar G. W. Müller, Callistocythere cf. lit-

## HOLOSEN'DE MARMARA DENİZİ-KAR A DEN İZ BAĞLANTISI

Çizelge 2, Bu çalışmada belirlenen başlıca ostrakod cins ve türlerinin stratigrafik yayılımı.

Table 2, Stratigraphic range of known ostracoda species which is defined in this investigation.

Ostrakodların Stratigrafik Dağılımı	Üst Miyosen	Pliyosen	Pleyistosen			Holosen
			A	O	T	
<i>Tyrrhenocythere amnicola</i> Sars						
<i>Lepiocythere (Amn.) purpuratica</i> (Lüvenetal)						
<i>Eustrocythere (Eustro.) lapatica</i> (Scharnikov)						
<i>Callistocythere cf. littoralis</i> (G. W. Müller)						
<i>Loxoconcha lepidia</i> Stepaniatis						
<i>Loxoconcha cf. gibboides</i> (Livent)						
<i>Falunia (Falunia) plicatula</i> (Reuss)						
<i>Xestoleberis dispar</i> G. W. Müller						
<i>Cyprideis torosa</i> Jones						
<i>Loxoconcha obliquata</i> (Sequenza)						
<i>Parodonostoma simile</i> G. W. Müller		?				
<i>Neonesidea mediterranea</i> G. W. Müller						

toralis (G. W. Müller), Aurila sp., Tyrrhenocythere amnicola (Sars) (Şaki! 9); BPMB-12 sondajında istifin Qst 10.00 m lik bölümünde. Loxoconcha cf. gibboides (Livent), Cyprideis sp., Aurila sp. ve Tyrrhenocythere amnicola (Sars) (Şekil 10); BPMB-13 sondajında-yine istifin 12.00 m lik bölümünde Neonesidea mediterranea G. W. Müller, Loxoconcha cf. gibboides (Livent), Cyprideis sp., Aurila sp., Urocythereis sp., Tyrrhenocythere amnicola (Sars) (Şekil 11) ve BPM& 15'sondajına ait 4.75 m lik istifte Neonesidea mediterranea G. W. Müller, Loxoconcha cf. gibboides (Livent), Xestoleberis dispar G. W. Müller, Callistocythere littoralis (G. W. Müller); Cyprideis sp. y Pontocythere sp., Aurila sp. ve Tyrrhenocythere amnicola (Sars) gözlenmiştir (Şekil 12). Değinen: 4 sondajda bulunan cins ve türler İstanbul Boğazi kuzey alanında Holosen boyunca Akdeniz sularının etkinliğinin bir kanıtıdır. Özellikle BPMB-13 ve BPMB-14 sondajlarında Akdeniz Holoseninin tipik bir temsilcisi olan Neonesidea mediterranea G. W. Müller bu özelliği açık bir şekilde yansıtmaktadır (Bonaduce vd. 1975).

### Pelecypod ve Gastropod Topluluğu

• Kuzey Boğaziçi'nde Selviburnu-Tarabya arasında yapılmış olan BPMB-II, BPMB-12, BPMB-13, BPMB-14 ve BPMB-15 sondajlarında pelecypodlardan Arcidae, Mytilidae, Dimyidae, Ostreidae, Lucinidae, Leptonidae, Montacutidae, Cardiidae, Veneridae, Scrobicularidae, Psammobiidae, Mactridae, Dreissenidae, Saxicavidae, Corbulidae, Gastrochenidae, Thraciidae, Sphaeridae

familiyalarına ait 29 cins ve 28 tür ve gastropod'lardan Fissurellidae, Lepetidae, Trochidae, Turbinidae, Neritidae, Valvatidae, Hydrobia, Rissoidae, Rissoinidae, Turritellidae, Vermetidae, Potamididae, Cerithiidae, Nassariidae, Cerithiopsidae, Triphoridae, Eulimidae, Retusidae, Ringiculidae, Pyramidellidae familyalarından 31 cins ile 30 tür tayin edilmiştir.

BPMB-14 sondajında, istifin tabanını oluşturan 17.50 metrelik kalınlık sunan, ve A fasiyesi olarak ayırtılan sarı renkli kavkılı kuşlar içinde pelecypodlar'dan Mytilidae ve Dreissenidae familyalarına ait

Modiolus "(Modiolula) phaseolinus (Philippi), Dreissena polymorpha (Pallas), D. rostriformis (Deshayes) ile gastropodlar'dan Neritidae, Valvatidae ve Hydrobiidae familyalarına ait Theodoxus sp., Valvata sp., Pseudamnicola sp., Nematella sp., Hydrobia (Hydrobia) acuta (Draparnaud) gözlenmiştir. Bunlardan Valvata ve Theodoxus gibi tatlı su formları ile Dreissena polymorpha (Pallas) ve Hydrobia (Hydrobia) acuta (Draparnaud) gibi acı su formlarının birlikteliği dikkat çekicidir. Çoğun tatlı su faunası içeren bu bölüm kavkı, yapısı ve korunma özelliğine göre. Kuvaterner'den daha yaşlı, olduğu düşünülen, taşınmış ve şekil değiştirmiş kavkılar da içermektedir 22,00-23,00, 23,00-26,00, 27,00-28,00 ve 29,00-30,00 metrelerde sık rastlanılan taşınmış ve aşınmış pelecypod kavkıları bulunmaktadır. Yine, 36,00-37,00 metrelerde kavkı yapısına, göre yaşlı-olması gereken Dreissena sp., 37,00-38,00 metrede Bithiniasp., Nematella sp., Theodoxus sp. gibi yaşlı gastropod kavkıları ve 39,00-39,50 metrede kalıp bir gastropod kavkısı (Baglivia sp.) ile taşınmış formlar gözlenmiştir (Şekil 13).

Bu durumda 22,00-39,50 metreler arasındaki değinen rastlantılar istife yaş vermeyi güçleştirmektedir. Ancak, sözkonusu topluluk tamamen merkezi ve doğu Paratetis faunası (Pannonik, Euxin ve Ponto-Caspic) özellikli olup, genelde kurumaya yüz tutmuş, sığ bir tatlı su ortamı, veya akarsularla beslenen bir lagünü simgelemektedir.

B fasiyesi olarak ayırtılan, 22,00 metre kalınlıktaki bol kavkılı killi çökeller ise pelecypodlar'dan Arcidae, Mytilidae, Ostreidae, Dimyidae, Leptonidae, Cardiidae, Dreissenidae, Veneridae, Corbulidae, Gastrochaenidae familyalarına ait Anadara diluvii (Lamarck), Mytilus edulis Linné, Rhomboidella priadeauxi (Leach), Modiolus (Modiolus) phaseolinus (Philippi), M. barbatus (Linné), Dirnya tenuiplicata (Sequenza), ostrea (Ostrea) edulis Linne, Lasaea nitida (Turton), Cardium (Parvicardium) exiguum Gmelin, Dreissena polymorpha (Pallas), D. rostriformis Deshayes, Gafararium (Circe) minimum (Montagu), Clausinella fasciata (Da. Cosla), Timoclea ovata (Pennant), Corbula (Varicorbula) gibba (ölviv), C. (Lentidium) mediterranea (Costa), Gast-

KUVA. - Quaternary	Sistem / System
HOLO. - Holocene	Seri / Series
12 10 8 6 4 2 0	Kalınlık / Thickness (m)
0 0	<i>Loxostoma cf. gibboides</i> (L. ventral)
0 0	<i>Xestoleberis dispar</i> G. W. Müller
0	<i>Callistocythere littoralis</i> (G. W. Müller)
0 0 0	<i>Aurila</i> sp.
0	<i>Tyrthenocythere annicola</i> (Sars)

Şekil 9. Ostrakod cins ve türlerinin BPMB-11 sondajındaki dağılımı  
Figure 9. Distribution of the ostracoda in the BPMB-11 drill hole

KUVA. - Quaternary	Sistem / System
HOLO. - Holocene	Seri / Series
12 10 8 6 4 2 0	Kalınlık / Thickness (m)
0	<i>Neonesidea mediterranea</i> G. W. Müller
0 0	<i>Loxostoma cf. gibboides</i> (L. ventral)
0 0 0 0	<i>Cypridius</i> sp.
0 0 0 0 0 0	<i>Aurila</i> sp.
0	<i>Urocythereis</i> sp.
0 0 0 0 0 0	<i>Tyrthenocythere annicola</i> (Sars)

Şekil 11. Ostrakod cins ve türlerinin BPMB-13 sondajındaki dağılımı  
Figure 11. Distribution of the ostracoda in the BPMB-13 drill hole

KUVATER. Quaternary	Sistem / System
HQLO. - Holocene	Seri / Series
12 10 8 6 4 2 0	Kalınlık / Thickness (m)
0	<i>Loxostoma cf. gibboides</i> (L. ventral)
0	<i>Cypridius</i> sp.
0 0 0	<i>Aurila</i> sp.
0 0	<i>Tyrthenocythere annicola</i> (Sars)

Şekil 10. Ostrakod cins ve türlerinin BPMB-12 sondajındaki dağılımı  
Figure 10. Distribution of the ostracoda in the BPMB-12 drill hole

KUVA. - Quaternary	Sistem / System
HQLO. - Holocene	Seri / Series
12 10 8 6 4 2 0	Kalınlık / Thickness (m)
0 0 0 0	<i>Neonesidea mediterranea</i> G. W. Müller
0 0 0 0	<i>Loxostoma cf. gibboides</i> (L. ventral)
0 0 0	<i>Xestoleberis dispar</i> G. W. Müller
0	<i>Callistocythere littoralis</i> (G. W. Müller)
0	<i>Cypridius</i> sp.
0 0 0 0	<i>Pontocythere</i> sp.
0 0 0 0	<i>Aurila</i> sp.
0 0 0 0	<i>Tyrthenocythere annicola</i> (Sars)

Şekil 12. Ostrakod cins ve türlerinin BPMB-15 sondajındaki dağılımı  
Figure 12. Distribution of the ostracoda in the BPMB-15 drill hole

## HOLOSEN'DE MARMARA DENİZİ-KARADENİZ BAĞLANTISI

cnaena dubia Pennant ve gastropodlar'dan Lepetidae, Trochidae, Neritidae, Valvatidae, Hydrobiidae, Rissoidae, Turritellidae, Potamididae, Cerithiidae, Cerithiopsidae, Triphoridae, Melanellidae, Pyramidellidae familyalarına ait Lepeta sp., Calliostoma (Calliostoma) conulus (Linné), Theodoxus sp., Valvata sp., Pseudamnicola sp., Hydrobia (Hydrobia) acuta (Draparnaud), Alvania (Alvania) reticulata (Montagu), A. (Acinulus) cimicoides (Forbes), Turboella (Turboella) parva (Da Costa), Rissoa querini Recluz., Rissoina (Schwarzziella) bryerea (Montagu), Turritella sp., Pirenella conica (Blainville), Bittium deshayesi Cerulli ve Irelli, Cerithiopsis (Cerithiopsis) tubercularis (Montagu), Triphora perversa (Linné), T. perversa elongata Palary, Melanella (Balcis) incurva (Reineri), Chrysallida (Parthenina) intersincta (Montagu) gibi çoğunlukla denizel formlar saptanmıştır (Şekil 13). Fakat, bu toplulukta Valvata ve Theodoxus gibi tatlı su formları ile Dreissena polymorpha (Pallas), Hydrobia (Hydrobia) acuta (Draparnaud) gibi acı su formları da gözlenmiştir.

Bunlardan Hydrobia (Hydrobia) acuta (Draparnaud) hem tatlısu ve hemde tuzlu suya uyum sağlayabilen euryhalin bir tiptir. Büyük bir bölümü denizel fas iyesi simgeleyen bu topluluk Pleistosen-Güncel zaman aralığını karakterize ederse de, Haliç, Güney Boğaziçi ve İzmit Körfezi Holosen faunasına büyük benzerlik göstermesi nedeniyle Holosen yaşlı olarak kabul edilebilir. Yine, yukarıda değinilen B fasiyesi faunasından Anadara diluvii (Lamarck), Mytilus edulis Linné, Rhomboidella prideauxi (Leach), Modiolus (Modiolula) phaseolinus (Philippi), M. barbatus (Linné), Dimya tenuipicata (Sequenza), Timoclea ovata (Pennant), Corbula (Lentidium) mediterranea (Costa) gibi pelecypod'lar ile Lepeta sp., Calliostoma (Calliostoma) conulus (Linné), Turboella (Turboella) parva (Da Costa), Pirenella conica (Blainville), Bittium deshayesi Cerulli ve Irelli, Cerithiopsis (Cerithiopsis) tubercularis (Montagu), Triphora perversa (Linné), Triphora perversa elongata Palary, Melanella (Balcis) incurva (Reineri), Chrysallida (Parthenina) intersincta (Montagu) gibi gastropod'lar Akdeniz kökenli cins ve türlerdir (Patrini ve Sarra, 1930; Wenz, 1938- 1944; Neveskaja, 1963; Moore, 1964-1969; Palla, 1967; Buccheri, 1970; Greco, 1970; Archambault-Guezou, 1976; Rosso, 1979; Taner, 1981, 1983, 1990 ve 1995; Menesini ve Ughi, 1983; Corselli ve Bernocchi, 1992; Poppe ve Goto, 1993; Kapan-Yeşilyurt vd., 1997).

BPMB-11 sondajında B fasiyesinin 5.00 m lik üst kesimi zengin bir pelecypod ve gastropod faunası içerir. Pelecypod'lardan Arca noae Linné, Mytilus edulis Linné, Mytilus sp., Rhomboidella prideauxi (Leach), Mytilaster lineatus (Gmelin), Modiolus (Modiolula)

phaseolinus (Philippi), Modiolus sp., Ostrea (Ostrea) edulis Linné, Divaricella (Lucinella) divaricata (Linné), Lasaea nitida (Turton), Cardium (Parvicardium) exiguum (Gmelin), Dosinia lupinus (Linné), Abra ovata (Philippi), Abra sp., Spisula sp.,

Hiattella arctica (Linné), Corbula (Lentidium) mediterranea (Costa), Thracia sp.; gastropod'lardan Gibbula (Tumulus) umbilicaris Linné, Gibbula sp., Valvata sp., Hydrobia (Hydrobia) acuta (Draparnaud), Hydrobia sp., Alvania (Acinulus) cimicoides (Forbes), Turboella (Turboella) parva (Da Costa), Rissoa (Rissoa) splendida (Eichwaldi), Vermetus sp., Bittium deshayesi Cerulli ve Irelli, Bittium (Bittium) reticulatum (Da Costa), Cerithiopsis (Cerithiopsis) tubercularis (Montagu), Triphora (Triphora) perversa (Linné), Odostomia sp., Turbonilla lactea (Linné), Bivonia triquetra (Bivona) (Şekil.14).

BPMB-12 sondajında 10.00 m lik üst kesimde pelecypod'lardan Mytilus edulis Linné, Rhomboidella prideauxi (Leach), Mytilaster lineatus (Gmelin), Mytilaster sp., Modiolus (Modiolula) phaseolinus (Philippi), Modiolus sp., Ostrea (Ostrea) edulis Linné; Ostrea sp., Cardium (Parvicardium) exiguum (Gmelin), Cardium sp., Dosinia lupinus (Linné), Abra sp., Dreissena polymorpha (Pallas), gastropod'lardan Calliostoma (Calliostoma) conulus (Linné), Astraea sp., Valvata sp., Hydrobia (Hydrobia) acuta (Draparnaud), Pseudamnicola sp., Turboella (Turboella) parva (Da Costa), Turritella sp., Bittium deshayesi Cerulli ve Irelli, Bittium (Bittium) reticulatum (Da Costa), Bittium sp., Cerithiopsis (Cerithiopsis) tubercularis (Montagu), Cerithiopsis sp., Triphora (Triphora) perversa (Linné), Triphora sp., Retusa truncatula (Bruguere) (Şekil 15).

BPMB-13 sondajına ait tüm istifi içinde pelecypod'lardan Arcopsis (Arcopsis) laçtea (Linné), Mytilus edulis Linné, Mytilus sp., Rhomboidella prideauxi (Leach), Mytilaster lineatus (Gmelin), Mytilaster sp., Modiolus (Modiolula) phaseolinus (Philippi), Modiolus sp., Ostrea (Ostrea) edulis Linné, Ostrea sp., Lasaea nitida (Turton), Acanthocardia sp., Cardium (Parvicardium) exiguum (Gmelin), Dosinia lupinus (Linné), Paphia aurea (Gmelin), Abra sp., Dreissena sp., Hiattella arctica (Linné), Corbula (Lentidium) mediterranea (Costa), Gastrochaena dubia (Pennant), gastropod'lardan Diadora italica (Defrance), Gibbula (Colliculus) adamsoni (Payradeau), Gibbula (Adriaria) albida (Gmelin), < Gibbula sp., Theodoxus (Theodoxus) fluviatilis (Linné), Valvata sp., Hydrobia (Hydrobia) acuta (Draparnaud), Pseudamnicola sp., Alvania (Alvania) reticulata (Montagu), Alvania (Acinulus) cimicoides (Forbes), Turboella (Turboella) parva (Da Costa), Rissoa (Rissoa) splendida (Eichwaldi), Turritella sp., Bittium deshayesi Cerulli ve Irelli, Bittium lacteum (Philippi), Bittium





KUVA. / Qua.	Sistem / System
HOLO.	Seri / Series
Kalinlık / Thickness (m)	
○ ○	<i>Arcopsis (Arcopsis) lactea</i> (Linné)
○ ○	<i>Mytilus edulis</i> Linné
● ● ○ ○ ○ ○ ○ ○	<i>Mytilus</i> sp.
○ ○ ○ ○	<i>Rhomboidella prideauxi</i> (Leach)
▶ ▶ ▶ ▶	<i>Mytilaster lineatus</i> (Gmelin)
● ● ○ ○ ○ ○ ▶ ▶ ▶ ▶	<i>Mytilaster</i> sp.
● ○ ○ ○ ○ ○	<i>Modiolus (Modiolula) phaseolinus</i> (Philippi)
○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○	<i>Modiolus</i> sp.
○ ○	<i>Ostrea (Ostrea) edulis</i> Linné
○	<i>Ostrea</i> sp.
○ ● ● ○	<i>Luxosa nitida</i> (Turton)
○	<i>Acanthocardia</i> sp.
○ ○ ○ ○	<i>Cardium (Parvicardium) aspinum</i> (Gmelin)
● ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○	<i>Dosinia lupinus</i> (Linné)
○ ○	<i>Paphia aurata</i> (Gmelin)
○	<i>Abra</i> sp.
○ ○ ○ ○ ○ ○	<i>Dreissena</i> sp.
○	<i>Hyella arcica</i> (Linné)
○ ○ ○ ● ○ ○	<i>Corbula (Lentidium) mediterranea</i> (Costa)
○	<i>Gastropoda dubia</i> (Pinnac)
○	<i>Dicaria italica</i> (DeFrance)
○ ○ ○ ○	<i>Gibbula (Calliulus) adansonii</i> (Payson)
○	<i>Gibbula (Adriaria) albida</i> (Gmelin)
○	<i>Gibbula</i> sp.
○ ○ ○ ○ ○ ○	<i>Theodoxus (Theodoxus) furvatus</i> (Linné)
○ ○ ○ ● ● ● ● ○	<i>Valvata</i> sp.
● ● ○ ○ ○ ○ ○ ○ ▶ ▶ ▶ ▶	<i>Hydrobia (Hydrobia) acuta</i> (Draparnaud)
● ● ○ ○ ○ ○	<i>Pseudamnicola</i> sp.
○	<i>Alvania (Alvania) reticulata</i> (Montagu)
○ ○	<i>Alvania (Acinulus) cimicoides</i> (Forbes)
○	<i>Turboella (Turboella) parva</i> (Da Costa)
○ ●	<i>Rissoi / Rissoi / splendida</i> (Eckwaldi)
○ ○	<i>Turritella</i> sp.
○ ○ ○ ● ● ●	<i>Bitium deshayesi</i> Cerulli & Irelli
○	<i>Bitium lacteum</i> (Philippi)
● ○ ○ ○ ○ ○	<i>Bitium (Bitium) reticulatum</i> (Da Costa)
○	<i>Bitium (Bitium) spina</i> (Parsch)
○ ○ ○ ○ ○ ○	<i>Bitium</i> sp.
○	<i>Trochophorus (Trochophorus) stercorarius</i> (Montagu)
○	<i>Cylope donovani</i> Russ
○	<i>Nassarius reticulatus</i> (Linné)
○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○	<i>Cerithopsis (Cerithopsis) tuberculata</i> (Montagu)
● ● ○ ○ ○ ○	<i>Triphora (Triphora) perversa</i> (Linné)
○ ○	<i>Triphora</i> sp.
○	<i>Ringicula (Ringicula) conformis</i> Montenegro
○	<i>Odontopsis</i> sp.
○	<i>Urbelacella</i> sp.

Şekil 16. Pelecypod ile gastropod cins ve türlerinin BPMB-13 sondajındaki dağılımı.

Figure 16. Distribution of the pelecypoda and gastrpoda in the BPMB-13 drillhole.

Ku. / Qua.	Sistem / System
HOLO.	Seri / Series
Kalinlık / Thickness (m)	
● ●	<i>Mytilus edulis</i> Linné
● ▶	<i>Rhomboidella prideauxi</i> (Leach)
●	<i>Mytilaster lineatus</i> (Gmelin)
●	<i>Mytilaster</i> sp.
○	<i>Modiolus (Modiolula) phaseolinus</i> (Philippi)
○ ○	<i>Modiolus</i> sp.
○	<i>Dimya semiplicata</i> (Sequenza)
○ ○	<i>Ostrea (Ostrea) edulis</i> Linné
○	<i>Luxosa nitida</i> (Turton)
○	<i>Myrella bidentata</i> (Montagu)
○	<i>Didacna</i> sp.
○ ● ●	<i>Dosinia lupinus</i> (Linné)
○	<i>Gari depressa</i> (Pennant)
▶ ▶	<i>Dreissena polymorpha</i> (Pallas)
● * ● *	<i>Dreissena</i> sp.
○ ○	<i>Corbula (Yaricorbula) gibba</i> (Olivin)
○	<i>Corbula (Lentidium) mediterranea</i> (Costa)
○	<i>Pisidium amnicum</i> (O. F. Müller)
○	<i>Calliostoma (Calliostoma) cornutus</i> (Linné)
○	<i>Gibbula (Adriaria) albida</i> (Gmelin)
▶ ▶	<i>Theodoxus (Theodoxus) furvatus</i> (Linné)
▶	<i>Theodoxus (Theodoxus) pallasi</i> (Lindh)
○	<i>Theodoxus</i> sp.
● ○	<i>Valvata</i> sp.
● ○	<i>Hydrobia (Hydrobia) acuta</i> (Draparnaud)
○ ○ ○	<i>Pseudamnicola</i> sp.
○ ○ ○	<i>Alvania (Acinulus) cimicoides</i> (Forbes)
● ○	<i>Turboella (Turboella) parva</i> (Da Costa)
○ ○	<i>Turritella</i> sp.
▶ ▶	<i>Bitium deshayesi</i> Cerulli & Irelli
● ●	<i>Bitium (Bitium) reticulatum</i> (Da Costa)
○	<i>Bitium</i> sp.
○	<i>Cerithiopsis (Cerithiopsis) tuberculata</i> (Montagu)
○ ○	<i>Triphora (Triphora) perversa</i> (Linné)
○	<i>Chrysalida (Parthenina) intersincla</i> (Montagu)
○ ○	<i>Turbonilla lactea</i> (Linné)

Şekil 17. Pelecypod ile gastropod cins ve türlerinin BPMB-115 sondajındaki dağılımı.

Figure 17. Distribution of the pelecypoda and gastrpoda in the BPMB-15 drillhole.

## HOLOSEN'DE MARMARA DENİZİ-KARADENİZ BAĞLANTISI

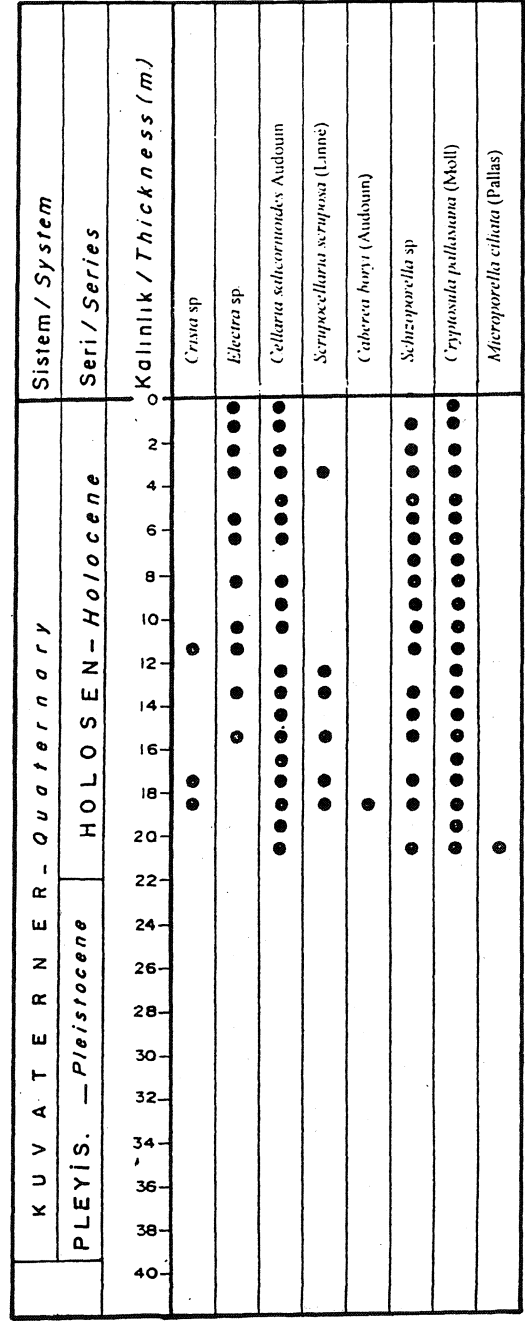
tablo 1) 12.70 m den, 65.00 m ye ulaşması derinlerde akıntıların etkisinin azaldığı ve sözkonusu faunanın yerinde kalarak çökeldiğini düşündürmektedir.

Tüm sondajlardaki mollusk örneklerinin paleoğrafik yayılımı incelendiğinde, *Ostrea* (*Ostrea*) *edulis* Linné, *Corbula* (*Lentidium*) *mediterranea* (Costa), *Bittium* *desayesi* Cerulli ve Irelli, *Cerithiopsis* (*Cerithiopsis*) *tubercularis* (Montagu), *Triphora* (*Triphora*) *per-versa* (Linné) gibi Akdeniz kökenli tiplerin bol miktarda bulunmasına karşın, *Arcopsis* *lactea* (Linné), *Modiolus* (*Modiolula*) *phaseolinus* (Philippi), *Theodoxus* *pallasi* (Lindh) gibi Karadeniz formlarına az sayıda rastlanılmaktadır. Stratigrafik yayılım ise Holosen'dir. Yine, değinilen pelecypod'lardan *Ostrea* (*Ostrea*) *edulis* Linné Doğu Atlantik'de Norveç'den güney İspanya'ya kadar olan alanda, Akdeniz ve Karadeniz'de 90.00 m yi geçmeyen derinliklerde, *Mytilus* *lineatus* (Gmelin) Akdeniz ile Karadeniz'de ve *Rhomboidella* *prideauxi* (Leach) Akdeniz'de yaşamaktadır. Gastropod'lardan ise *Valvata* sp. tatlısularda bitkiler üzerinde, *Pseudamnicola* sp. tatlısularda, *Hydrobia* (*Hydrobia*) *acuta* (Draparnaud) daha çok acısularda yaşamını sürdüren tiplerdir. Dolayısı ile bu 3 cinsin BPMB-11, BPMB-12 ve BPMB-13 sondajlarında bol denecek sayıda bulunması bu alanda bir akarsu girdisinin varlığını işaret etmektedir. Keza, *Hydrobia* (*Hydrobia*) *acuta* (Draparnaud) Akdeniz ve Kuzey Marmara Denizi, *Cerithiopsis* (*Cerithiopsis*) *tubercularis* (Montagu) Doğu Atlantik, Akdeniz ve Karadeniz, *Bittium* *desayesi* Cerulli ve Irelli Akdeniz, *Bittium* (*Bittium*) *reticulatum* (Da Costa) Akdeniz ile Karadeniz için tipik cins ve türlerdir.

### Bryozoon Topluluğu

İstanbul Boğazı kuzey alanında yapılmış olan 5 sondajdan BPMB-14 sondajında Kuvaterner yaşlı olan istifin 17.50 m lik taban bölümünde bryozoon topluluğuna ait herhangi bir örnek gözlenmemiştir. Üstte yeralan 22.00 m lik kesim ile BPMB-11, BPMB-12, BPMB-13 ve BPMB-15 sondajlarından derlenen 51 örnekte Crisiidae, Electridae, Cellariidae, Scrupocellariidae, Schizoporellidae, Cheiloporinidae, Microporellidae, Escharidae ve Phylactellidae familyalarına ait 10 cins ile 7 tür bulunmuş ve bu bölümle ilgili şekillerde sayısal değerlendirme yapılmamıştır.

BPMB-14 sondajında üstte yer alan 22.00 m lik kesim ile BPMB-11, BPMB-12, BPMB-13 ve BPMB-15 sondajlarına ait B fasiyesi olarak adlandırılan Geç Kuvaterner (Holosen) yaşlı tortullar *Crisia* sp., *Electra* sp., *Cellaria* *salicornioides* Audouin, *Scrupocellaria* *scruposa* (Linné), *Caberea* *boryi* (Audouin), *Schizo-*

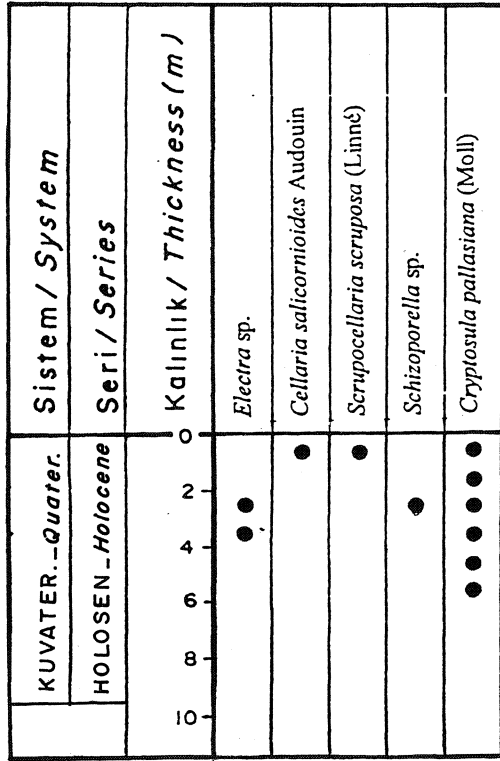


Şekil 18. Bryozoon cins ve türlerinin BPMB-14 sondajındaki stratigrafik dağılımı.

Figure 18. Stratigraphic distribution of the bryozoa in the BPMB-14 drillhole.

porella sp., *Cryptosula* *pallasiana* (Moll) ve *Microporella* *ciliata* (Pallas) içermektedir (Şekil 18). (Bassler, 1953; Caspers, 1968; Di Geronimo vd., 1992; Hincks, 1880; Prenant ve Bobin, 1987; Ryland, 1965; Ryland ve Hayward, 1977; Skolka, 1967; Unsal, 1990 ve 1992).



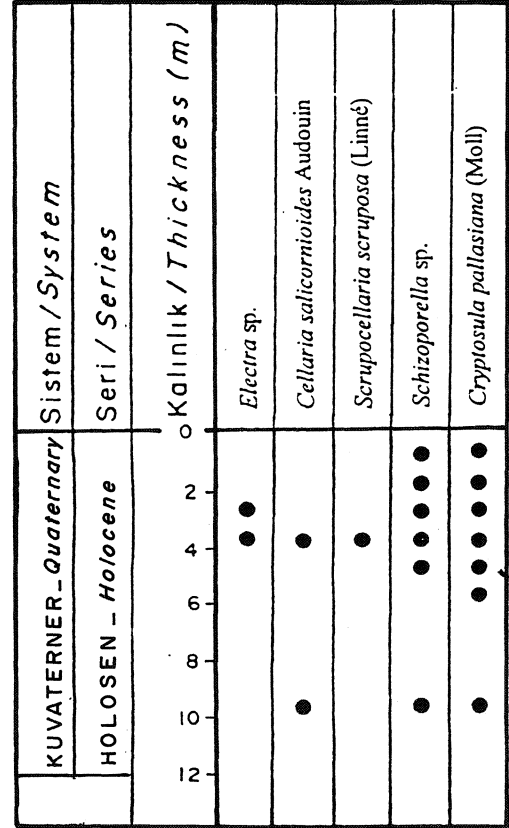


Şekil 19. Bryozoon cins ve türlerinin BPMB-11 sondajındaki stratigrafik dağılımı.

Figure 19. Stratigraphic distribution of the bryozoa in the BPMB-U drillhole.

Diğer bölümlerde değinildiği şekilde BPMB-11 sondajında 5.00 m lik bölümde *Electra* sp., *Cellaria salicornioides* Audouin, *Scrupocellaria scruposa* (Linné), *Schizoporella* sp., *Cryptosula pallasiana* (Moll) (Şekil 19); BPMB-12 sondajında 10.00 m lik kesimde yine *Electra* sp., *Cellaria salicornioides* Audouin, *Scrupocellaria scruposa* (Linné), *Schizoporella* sp., *Cryptosula pallasiana* (Moll) (Şekil 20); BPMB-13 sondajında 12.00 m kalınlık sunan tüm istifte *Crisia* sp., *Electra* sp., *Cellaria salicornioides* Audouin, *Scrupocellaria scruposa* (Linné), *Schizoporella* sp., *Cryptosula pallasiana* (Moll) (Şekil 21); BPMB-15 sondajındaki 4.75 m lik tortul istifte tüm sondajlarda gözlenen en zengin topluluk olarak *Crisia* sp., *Cellaria salicornioides* Audouin, *Scrupocellaria scruposa* (Linné), *Caberea boryi* (Audouin), *Schizoporella* sp., *Cryptosula pallasiana* (Moll), *Smittoidea reticulata* (Mac Gillvray) ve *Lagenipora lepralioides* (Norman) saptanmıştır (Şekil 22).

Değinilen cins ve türler Atlantik-Akdeniz kökenli formlar olup (Carus, 1893; Fredj, 1974; Gautier, 1962, Unsal, 1975; Unsal ve d'Hondt, 1978-1979), Holosen orta



Şekil 20. Bryozoon cins ve türlerinin BPMB-12 sondajındaki stratigrafik dağılımı.

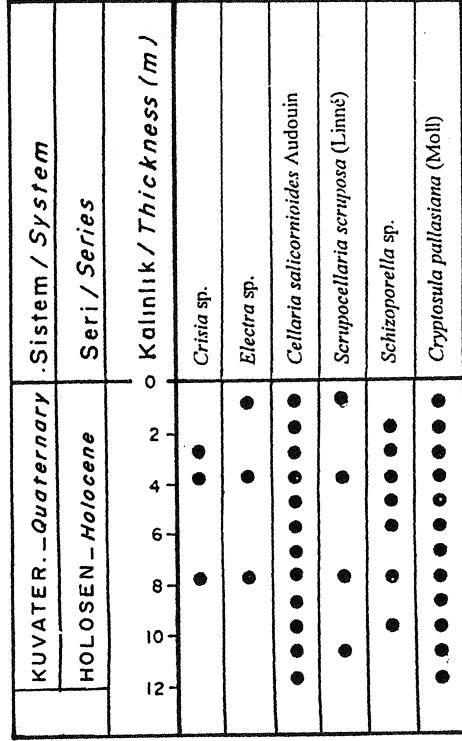
Figure 20. Stratigraphic distribution of the bryozoa in the BPMB-12 drillhole.

ve sonlarında İstanbul Boğazı'nda Akdeniz etkisinin varlığını açıkça ortaya koymaktadır. Kuzey boğaziçi Holosen tortullarında gözlenen toplulukta yer alan *Microporella ciliata* (Pallas) İzmit Körfezi, Haliç. Anadoluhisarı ve güney Boğaziçi çalışmalarında bulunmamış (Unsal, 1990 ve 1992), ilk kez BPMB-14 sondajında gözlenmiştir. *Caberea boryi* (Audouin)'e ise yalnızca İzmit Körfezi sondajlarında rastlanılmıştır (Unsal ve Rosso, 1995; Unsal vd, 1995).

#### TARTIŞMA VE SONUÇLAR

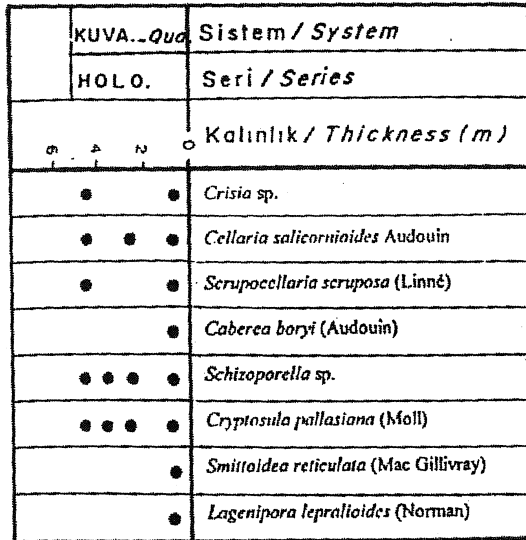
Bundan önceki çalışmalar İstanbul Boğazı'nın eski bir nehir yatağı olduğu, ya da graben şeklinde açıldığı varsayımına dayanmaktadır. Şöyle ki; Bargu (1991-1992-1993) Alt-Orta Pleyistosen'de "Paleomudurnu Nehri" olarak adlandırılan bir akarsuyun Sapanca Gölü üzerinden İzmit Körfezi yolu ile Marmara Çöküntüsüne doğru akarak İstanbul Boğazı yolu ile Eski Karadeniz'e

HOLOSEN'DE MARMARA DENİZİ-KARADENİZ BAĞLANTISI



Şekil 21. Bryozoon cins ve türlerinin BPMB-13 sondajındaki stratigrafik dağılımı.

Figure 21. Stratigraphic distribution of the bryozoa in the BPMB-13 drillhole.



Şekil 22. Bryozoon cins ve türlerinin BPMB-15 sondajındaki stratigrafik dağılımı.

Figure 22. Stratigraphic distribution of the bryozoa in the BPMB-15 drillhole.

ulaştığını belirtmektedir. Gökaşan vd. (1997) İstanbul Boğazı'nın oluşumunun tarihsel gelişimini vermişler ve İstanbul Boğazı'nın kuzey kesiminin fluvial faaliyetler sonucu oluşmasına karşın, güney bölümünün faylanmalar ile meydana geldiğini bildirmişlerdir. Gökaşan vd. (1997) göre, Pleyistosen'de boğazın kuzeyinde yer alan su bölümü çizgisinin kuzeyindeki nehir Karadeniz'e, güneyindeki de Marmara Denizi'ne akmakta olup, ikinci evrede Büyükdere-Beykoz arasında bir göl oluşmuştur. Üçüncü evrede tektonizma etkin rol oynamış ve Marmara Denizi'nden kuzeye doğru bir halîç girdisi meydana gelmiştir. En son dönemde ise faylanmalar Karadeniz ile bağlantıyı sağlayan derinleşmeye neden olmuştur.

Yukardaki fikirlerin aksine, çalışmalarımız sonucunda elde edilen verilerde gölsel ve akarsu rejimi karakterize eden ne bir sedimanter oluşum ve ne de faunal bulguya rastlanılmamıştır.

Metin içerisinde değinilen bulgulara göre altta 17.50 m kalınlıktaki tortullar (A fasiyesi), içermiş olduğu ostrakod topluluğuna göre Orta Pleyistosen (Eski Öksiniyen) yaşadadır. Çünkü, Leptocythere (Amnicythere) pirsagatica (Liventale)'ya özellikle istifin taban bölümünde oldukça fazla sayıda rastlanması bu düşünceyi doğrulamaktadır. Aynı zamanda bu tortullar genel karakterlerine göre halîç tipi çökellerdir. Diğer bir deyiş ile Karadeniz'den güneye uzanan bir halîç bu günkü Beykoz-Tarabya hattı güneyine kadar uzanmak taydı. Daha güneyde ise Marmara Denizi'nin kuzeye doğru bir uzantısı olabileceği düşünülmektedir.

Gökaşan vd. (1997, şekil 6b) tarafından verilen İstanbul Boğazı'nın taban haritasına göre, boğazın ortalarında topoğrafik bir yükselti bulunmaktadır. Bu çalışmada ise paleotopoğrafik yükseltinin (bariyer) en azından Beykoz-Tarabya hattının güneyinde olduğu anlaşılmaktadır.

Chappell ve Shackleton (1986)'un belirttiği gibi deniz düzeyinde geç Pleyistosen'de başlayıp Holosen boyunca devam eden dünya çapındaki yükseliş İstanbul Boğazını da etkilemiştir. Bu dönemde oluşan tektonik aktivitelerin eşliğinde yukarıda adı geçen barier çökmüş veya Holosen ortalarında Akdeniz suları Halîç ve İstanbul Boğazı'nın güney bölümünü işgal ederek bariyeri aşmış kuzeye doğru ilerlemiş ve sonuçta Karadeniz\* ulaşmıştır (Stanley ve Balneid, 1980; Ryan vd., 1997 Meriç ve Sakmç, 1990; Meriç, 1997; Yanko, 1990).

Bu durum üstte bulunan 22.00 mlik tortullara da (fasiyesi) yansımaktadır. Aynı şekilde fosil topluluğun Spiroloculina dilatata d'Orbigny, Triloculina mark Sehlumberger, Eponides concameratus (Williamso Vonkleinsmidia sp., Stomatobina concentrica (Par ve Jones), Rosalina bradyi Cushman, R. globul; d'Orbigny, Tretomphalus bulloides (d'Orbigny), Cibicides advenum (d'Orbigny), Lobatula loba

(Walker ve Jacob), *Elphidium complanatum* (d'Orbigny) gibi foram iniferlerin; *Neonesidea mediterranea* G. W. Müller ve *Paradoxostoma smile* G. W. Müller gibi ostrakodların; *Crisia* sp., *Electra* sp., *Cellada salicornioides* Audouin, *Scrupocellaria scruposa* (Linné), *Caberea boryi* (Audouin), *Schizoporella* sp., *Cryptosula pallasiana* (Moll), *Microporella ciliata* (Pallas) gibi bryozoonların ve *Anadara diluvii* (Lamarck), *Mytilus edulis* Linné, *Rhomboidella prideauxi* (Leach), *Modiolus (Modiolula) phaseolinus* (Philippi), *Modiolus barbatus* (Linné), *Dimya tenuiplicata* (Sequenza), *Timoclea ovata* (Pennant), *Corbula (Lentidium) mediterranea* (Costa) gibi pelecypod'lar ile *Lepeta* sp, *Calliostoma (Calliostoma) conulus* (Linné), *Turboella (Turboella) parva* (Da Costa), *Pirenella conica* (Blainville), *Bittium desayesi* Cerulli ve *Irelli*, *Cerithiopsis (Cerithiopsis) tubercularis* (Montagu), *Triphora perversa* (Linné), *Triphora perversa elongata* Palary, *Melanella (Balcis) incurva* (Reineri), *Chrysallida (Parthenina) intersincta* (Montagu) gibi pelecypodlar ile gastropodların varlığı Holosen'de yöredeki Akdeniz etkisini ortaya koymaktadır. Çalışmamızda B fasiyesinin alt kısımlarındaki yeşil-kahverenkli kil çökelleri deniz düzeyinin kısmen yükseldiğini, diğer bir deyimle denizin derinleştiğini göstermektedir. Bu çökeller, sapropelik olup, çeşitli araştırmacılar tarafından Karadeniz'de de saptanmıştır. (Stanley ve Blanpeid, 1980; Jones ve Gagnon, 1994) Ancak, doğuya doğru boğazın kenarına yaklaşıldığında özellikle BPMB-11 ve BPMB-12 sondajlarında denizel ortamın içerisine karasal bir girdinin varlığı anlaşılmaktadır. En üstte gözlenen çökeller ise çift yönlü akıntı rejimi ile oluşan, dalga tabanı üzerindeki yüksek enerjili ortama ait deliller sunmaktadır.

Yine, Kuzey Karadeniz'in kuzey sahillerindeki şelf üzerinde (Kırım Yarımadasının doğu ve batısı), Kuvaterner yaşlı istifte iki farklı birimin varlığı belirlenmiştir. Alttaki bölüm kavrıklı çakıl, kum ve kil düzeylerinden ibaret olup, çakıllı bölüm içinde Hazar Denizi pelecypodlar'ından *Dreissena rostriformis* (Deshayes), bol miktarda bitkisel malzeme ve fluvial gastropodlardan *Viviparus viviparus* (Linné) gözlenmiştir. AMS C14 metoduna göre bu birimin yaşı Üst Pleyistosen (Yeni Öksiniyen) dir. Sayısal olarak da  $14.700 \pm 65$  ile  $10.400 \pm 55$  yıldır (Ryan vd., 1997).

Bunu üzerleyen çökellerde ise bol miktarda sapropel bulunmaktadır. Bu özellik (Ryan vd., 1997) postglasiyal olayın ilk işaretidir. Ayrıca, istif içinde eurihalin denizel dinoflagellatlar ile diatomeler gözlenmiştir. İstif mollusklardan *Cardium edule* Linné, *Mytilaster lineatus* Gmelin, *Mytilus galloprovincialis* Lamarck, *Hydrobia ventrosa* (Linné), *Abra ovata* (Philippi) içermektedir. Birimin yaşı Holosen olup, C14 metoduna göre de  $7.150 \pm 100$  yıldır (Ryan vd., 1997).

İstanbul Boğazı kuzeyindeki bu çalışmaya ait örneklerden C14 metoduna göre 21.00-22.00 m den  $5.340 \pm 125$  ve  $-120$  yıl, 7.00-8.00 m den  $4.040 \pm 70$  yıl gibi sayısal değerler elde edilmiştir (Prof. Dr. N. Çağatay, İTÜ, Ağustos 1999, sözlü görüşme). Ancak, bu sayısal veriler daha önce elde edilen yaşlar ile uyum sağlamaktadır (Göksu vd, 1990; Ryan vd, 1997).

İstanbul Boğazı güneyinde ve Haliç dip çökellerinde Pleyistosen yaşlı bir istif gözlenmemiştir (Meriç ve Sakmç, 1990; Unsal, 1990; Ediger, 1990) ve bu alanlardaki tortullar, İstanbul Boğazı'nın kuzeyinde yapılan çalışmadaki B fasiyesine kısmen karşılık gelmektedir.

Daha önce yapılmış olan çalışmalarda Akdeniz suyunun Haliç'e girişi  $7.400 \pm 1.300$  yıl olarak belirlenmiştir (Meriç ve Sakmç, 1990; Göksu vd, 1990). Bunun dışında daha üst düzeylerden  $6.100 \pm 1.300$  ve  $5.700 \pm 800$  yıl gibi yine Holosen'i belirleyen (Göksu vd, 1990; Meriç, 1997; Yanko, 1990) sayısal değerler elde edilmiştir. İstanbul Boğazı girişinde, Üsküdar iskelesi açıklarında yapılan bir diğer sondajda ise *Bittium reticulatum* (Da Costa) ve *Piranella conica* (Blainville) gibi acısu fasiyesini simgeleyen mollusk topluluğu  $6.100 \pm 1.300$  ve  $5.100 \pm 2.200$  yıl (Göksu vd, 1990) gibi dönemlerde, yani Holosen ortalarında yaşamıştır (Yanko, 1990). Haliç'teki ortamsal özellikler olarak akarsu-acısu-deniz-acısu-deniz şeklindeki değişimlerin varlığına karşın (Meriç, 1997), İstanbul Boğazı güneyinde, acısu-deniz şeklinde iki ortam saptanmıştır (Taner, 1990). Dolayısı ile sözkonusu sondaj alanının yer aldığı İstanbul Boğazı güney kesiminin çevredeki akarsular ile beslenen, düşük tuzlulukta ve deniz ile devamlı bağlantısı olan bir ortam özelliği taşıdığı ve Haliç'e büyük bir benzerlik gösterdiği anlaşılmaktadır (Taner, 1990).

En son olarak sismik (Uluğ vd, 1987; Uluğ, 1994) ve sondaj verilerinin ışığında Orta Pleyistosen ile Holosen arasında bir uyumsuzluk sözkonusudur. Erken Pleyistosen başından itibaren Marmara Denizi ile Karadeniz'in İzmit Kanalı yoluyla bağlantılı olduğu sırada (Meriç, 1995; Tshepalyga, 1995) İstanbul Boğazı kuzey alanının Karadeniz sularının etkisi altına girmeye başladığı, Akdeniz sularının da Holosen ortalarından itibaren İstanbul Boğazı kuzey alanlarında etkin olduğu ortaya çıkmaktadır. Bu olaya insanlık tarihi tanıklık etmiştir (Meriç, 1994)

#### KATKI BELİRTME

Yazarlar bu araştırmanın gerçekleşmesi için sondaj örneklerini sağlayan DSİ Genel Müdürlüğü, SIAL, Spektra Jeotek. ile STFA Temel Araştırma ve Sondaj Ltd. Şti ilgililerine içtenlikle teşekkür ederler. Ayrıca, şekilleri büyük bir titizlikle çizen Cazibe HOŞGÖREN (İÜ) ile her türlü katkıları için Ümit BOYRAZ, Şenay ALTUNBAŞ, Özgül ULUDÜZ ve N. Bora ÜLTER'e (İÜ) teşekkürü bir borç bilirler.

## HOLOSEN'DE MARMARA DENİZİ-KARADENİZ BAĞLANTISI

### EXTENDED SUMMARY

According to previous studies, the Palaeozoic-Upper Cretaceous basement palaeomorphology of Bosphorous was a palaeoriver that was flowing from the Black Sea in the north to the Marmara Sea in the south. These studies were mainly based on geomorphologic and shallow seismic data.

During this study we collected sedimentological and palaeontological data from 5 boreholes, drilled between Tarabya and Beykoz by DSI in late 1997. We also studied available shallow seismic data. We then correlated the 5 bore-holes in the light of the gathered data and prepared a geological section, showing the basement topography and sediment thicknesses. Dating of the sediments was made according to an ostracoda assemblage such as *Loxococoncha lepida* Stepanaitys, *L. cf. gibboides* (Livental), *Leptocythere* (*Amnicythere*) *pinsagatica* (Livental), *Euxinocythere* (*Euxinocythere*) *lopatici* (Schornikov), *Callistocythere cf. littoralis* (G. W. Müller), *Falunia* (*Falunia*) *plicatula* (Reuss), *Tyrrhenocythere amnicola* (Sars). Furthermore, several Mediterranean-type organisms were defined within the section. These are Foraminifer such as *Spiroloculina dilatata* d'Orbigny, *Triloculina marioni* Schlumberger, *Eponides concameratus* (Williamson), *Vonkelsmidia* sp., *Stomatorbina concentrica* (Parker and Jones), *Rosalina bradyi* Cushman, *R. globularis* d'Orbigny, *Tretomphalus bulloides* (d'Orbigny), *Cibicides advenum* (d'Orbigny), *Lobatula lobatula* (Walker and Jacob), *Elphidium complanatum* (d'Orbigny), ostracods like *Neonesidea mediterranea* G. W. Müller and *Paradoxostoma smile* G. W. Müller, bryozoans like *Crisia* sp., *Electra* sp., *Cellaria salicornioides* Audouin, *Scrupocellaria scruposa* (Linné), *Caberea boryi* (Audouin), *Schizoporella* sp., *Cryptosua pallasiana* (Moll), *Microporella ciliata* (Pallas), pelecypods like *Anadara diluvii* (Lamarck), *Mytilus edulis* Linné, *Rhomboidella prideauxi* (Leach), *Modiolus* (*Modiolula*) *phaseolinus* (Philippi), *Modiolus barbatus* (Linné), *Dimya tenuiplicata* (Sequenza), *Timoclea ovata* (Pennant), *Corbula* (*Lentidium*) *mediterranea* (Costa), and gastropods like *Calliostoma* (*Calliostoma*) *conulus* (Linné), *Turboella* (*Turboella*) *parva* (Da Costa), *Pirenella conica* (Blainville), *Bittium desayesi* Cerulli and Irelli, *Cerithiopsis* (*Cerithiopsis*) *tubercularis* (Montagu), *Triphora perversa* (Linné), *Triphora perversa elongata* Palary, *Melanella* (*Balcis*) *incurva* (Reined), *Chrysallida* (*Parthenina*) *intersincta* (Montagu).

Textural and heavy mineral studies were performed in study of the sediments. Thickness of the sediments are found to increase, starting from the BPMB-11 well and reaches to a maximum value at the site of the BPMB-14 well. Sedimentological and palaeontological data indicate existence of two different facies in the BPMB-14 well. The lowermost unit, termed the Facies A contain Black Sea fauna (*Ammonia compacta* Hofker, *A. parkinsoniana* (d'Orbigny), *Criproelphidium poeyanum* (d'Orbigny), *porosonion subgronosum* (Egger), *Elpidium crispum* (Linné)) and sediments with the overlying Facies B contain alternation of the Mediterranean and Black Sea fauna (*Spiroplectinella partšchi* (d'Orbigny), *Textularia bocki* Höglund, *Quinqueloculina jugoza* Cushman, *Q. seminula* (Linné), *Triloculina marioni* Schlumberger,

*Eponides concameratus* (Williamson), *Rosalina bradyi* Cushman *R. globularis* d'Orbigny, *Cibicides advenum* (d'Orbigny) *Lobatula lobatula* (Walker and Jacob), *Ammonia compacta* Hofker, *A. parkinsoniana* (d'Orbigny), *Criproelphidium poeyanum* (d'Orbigny), *Porosonion subgronosum* (Egger), *Elpidium crispum* (Linné) and sediment assemblage. According to previous models, Bosphorous was a palaeo-river valley or a graben. Gökatan et al. (1997) advocated that the northern part of the Bosphorous was formed as a result of fluvial activity while faulting was responsible for the formation of the southern part. However our studies have shown that neither a sedimentary facies nor faunal data indicate existence of lake and fluvial environments in the northern part of the Bosphorous.

The Ostracoda assemblage of the Facies A indicates a mid-Pleistocene (Old Euxinian) age. Sedimentological data shows that the Facies A was deposited in an eustary located to the north of Bosphorous connected to the Black Sea. South of the eustary was a palaeotopographic culmination (the Beykoz-Tarabya line) as proposed by Gökatan et al. (1997).

The global sea-level rise during the late Pleistocene to Holocene period was also affected the Bosphorous (Chappel and Shackleton, 1986). The culmination was collapsed as a result of tectonic activity that commenced in the same period and/or the Mediterranean waters invaded the Golden Horn and the southern part of the Bosphorous, transgressed the culmination, moved northward and finally reached to the Black Sea (Stanley and Blanpeid., 1980).

This can be traced in the upper, Facies B, sediments with faunal evidences. The green-brown clayey sediments of the lower part of the Facies B are indicative of sea-level rise, in other words, a gradual deepening of the marine realm took place in this period. These sediments are sapropelic and are also found in the Black Sea by various workers. When the marginal part of the Bosphorous is approached, occasional continental facies are encountered within the marine sequence, especially at BPMB 11 and BPMB-12 bore-holes. The uppermost sediments observed belong to high energy environment above the wave base, deposited under dual flow regime.

In this study it is suggested that there was a eustary to the north of the Bosphorous connected to the Black Sea. Another eustary is suggested provisionally to be present to the south of the culmination connected to the Marmara Sea in the Pleistocene.

The culmination was transgressed ca. 7000 years ago when the sea-level rose globally and as a result the Bosphorous became a marine realm. First Mediterranean waters invaded the Golden Horn 7400±1300 years ago. The same event was found to have taken place 7150±100 years ago in the Crimean Peninsula (Ryan et al., 1997). In other words during Pleistocene northern part of Bosphorous was under control of the Black Sea; southern sector was - affected by the Mediterranean Sea. During Holocene these eustary sediments covered by the saline Mediterranean waters from the south and Black Sea brackish-fresh waters from the north with the establishment of the present dual flow regime.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Alavi, S. N., 1988. Late Holocene deep-sea benthic foram inifera from the Sea of Marmara. *Marine Micropaleontology*, 13,213-237.
- Archambault-Guezou. J.. 1976, Etude de Dreissenidae du Néogène européen et revue stratigraphique des niveaux correspondants de la Paratéthys, Université de Paris, Faculté des Sciences d'Orsay, Paris.
- Arthur, M. A., Broda, J. E., Dean, W. E., Derman, A. S., Gagnon, A. R., Hay, B. J., Konuk, T. Y., Honjo, S., Neff, E. D., Pilskaln, C. H. Briskin, M., 1988, V. A. Black Sea sediments, in temporal and spati variability in sedimentation in the Black Sea. Cruise Report, Rlv Knorr, 134-8, Black Sea Leg.1, Piri Reis International Contribution Series 6.
- Avşar, N., 1997, Doğu Akdeniz kıyı bölgesi bentik foraminiferleri. *Yerbilimleri (Geosound)*, 31, 67-81.
- Bargu, S., 1991-1992-1993, Sapanca Gölü çevresindeki Orta Pliyosen çökellerinin stratigrafisi, yakın dolayındaki çökellerle karşılaştırılması ve tektonik özellikleri. *İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri*, 8, 35-49, İstanbul.
- Bassler, R. S., 1953, Bryozoa. *Treatise on invertebrate paleontology*. G. R. C. Moore Ed. Geological Society of America. 253 p.
- Bonaduce, G., Ciampo, G.ve Masoli, M., 1975, "Distribution of Ostracoda in the Adriatic Sea. *Publicazioni Della Stazione Zoologica di Napoli*, 40,1,154 p.
- Buccheri, G., 1970, Una Malacofauna Calabriana del Territorio di Sciacca (Sicilia, Siid-Occidentale). *Geologica Romana*, IX, 239-274, 3 fig., 3 tav., Rome,
- Cams, J. V., 1893, *Prodromus faunae Mediterranean 2*, Stuttgart, 854 p.
- Caspers, H., 1968, La macrofaune benthique du Bosphore et les problemes de l'infiltration des elements méditerranéens dans la Mer Noire. *Rapp. Com. Int. Med Medit*, 19 (2), 107-115.
- Chappell, J. ve Shackleton, N. J., 1986, Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324, 663-684.
- Cimerman, F. ve Langer, M.R., 1991, *Mediterranean Foraminifera*. 118 p, 93 pit., Ljubljana.
- Corselli. C. ve Bernocchi. A., 1992, A revision of the Mediterranean Plio-Pleistocene Dimyidae Fischer, 1886. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 97 (3-4), 661-676.
- Decima, A., 1962, Ostracoda del. gen. Cyprideis Jones del Neogene e del Quatern Italiani. *Paleontologica Italiana Piza*, 57, 81-133.
- Derman, S., 1990, Genç çökellerin (Holosen) sedimentolojik özellikleri ve ortamsal yorumu İstanbul Boğazı güneyi ve Halic'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları. Ed. Engin Meriç, 5-12, İTÜ Vakfı, İstanbul.
- Di Geronimo, I., Rosso, A. ve Sanfilippo, R., 1992, Bryozoans as sedimentary instability indicators. *Riv. It. Paleont. Strat.* 98 (2), 229-242.
- Ediger, V. Ş., 1990,- Palinoloji. İstanbul Boğazı güneyi ve Halic'in Geç Kuvaterner dip tortulları. Ed. Engin Meriç, 59-71, İTÜ Vakfı, İstanbul.
- Fredj, G., 1974, Stockage et exploitation des données en écologie marine. C-Consideration biodération biogéographiques sur le peuplement benthique de la Méditerranée. *Mem. Inst. Oceanogr. Monaco*. 7. 88 p.
- Gautier, Y. V., 1962, Recherches écologiques sur les bryozoaires chiloostomes en Méditerranée *Occidentale.Rec. Trav. Stat. Mar. Endoume* 38 (24). 434 p.
- Gökaşan, E., 1998, İstanbul Boğazı'nın Kuvaterner evriminin sismik stratigrafik yöntemlerle incelenmesi. Ph. Thesis, İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, 224 s., İstanbul.
- Gökaşan, E., Demirbağ, E., Oktay, F. Y., Ecevitöğlü. B., Şimşek, M. ve Yüce, H., 1997, On the origin of the Bosphorus. *Marine Geology*, 140, 183-199.
- Göksu, H. Y., Özer, A. M. ve Çetin, O., 1990, Mollusk kavklarının Elektron Spin Rezonans (ESR) yöntemiyle tarihlendirilmesi. İstanbul Boğazı güneyi ve Halic'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları. Ed. Engin Meriç, 95-97. İTÜ Vakfı. İstanbul.
- Greco, A., 1970, La Malacofauna Pliocenica di Contrada Cerausi Presso Serradifalco (Caltanissetto), *Geologica Romana*, IX, 275-314, 5 fig., 6 tav.
- Gülen, D., Kubanç, C., Altınışağlı, S., 1990, Ostracoda. İstanbul Boğazı güneyi ve Halic'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları. Ed. Engin Meriç. 43-55. İTÜ Vakfı, İstanbul.
- Hincks, T., 1880, A history of the British marine polyzoa. London. John Van Voorst ed. 2 vol., 601 p.. 83 plates.
- Hottinger, L., Halicz, E. ve Reiss. Z., Recent Foraminifera from the Gulf of Aqaba, Red Sea, Slovenska Akedamija Znanosti in Umetnosti Academia Scientiarum et Artium Slovenica. 179 p., 230 plates. Ljubljana.
- Hsü, K. J., 1978, When the Black Sea was drained. *Sci. Am*. 238, 52-63.
- Jiricek, R. ve Riha, J., 1991, Correlation of ostracod zones in the Paratethys and Tethys, Saito Ho-on Kai Spec. Pub.. 3, 1991 (Proceedings of Shallow Tethys 3. SendaL 1990). 435-446.
- Jones, G.A. ve Gagnon, A.R., 1994. Radiocarbon chronology of Black Sea sediments. *Deep-Sea Res.* 41. 531-557
- Kapan-Yeşilyurt, S., Taner, G. ve İslamoğlu, Y., 1997, Marmara Denizi tortullarının Kuvaterner mollusk faunası (Türkiye). *Yerbilimleri (Geosound)*. 30 (1). 217-227, Adana.
- Kristic, N., 1963, Ostracoda from the Neogene in north-western Bulgaria; I. Tortonian Ostracoda, *Geologie de Bulgaria, Serie Paleontologie*, V, 5-75.
- Kristic, N., 1976, The ostracod genus *Tyrrhenocythere*, sixth Inter. Ostracod Symposium, Saalfelden, Proceedings, 395-405.
- Loeblich, Jr. A. R. ve Tappan, H., 1988, Foraminiferal genera

## HOLOSEN'DE MARMARA DENİZİ-KARADENİZ BAĞLANTISI

- and their classification Van Nostrand Reinhold Comp., New York, 970 p., 842 plates.
- Menesini, E. ve Ughi, R., 1983, I molluschi del Giacimento di Vallebiana: 2. Parte gastropodi e scapopodi. *Geologica Romana*. 22 (1983). 223-247, 2 tav., Roma.
- Meriç, E., 1994, Marmara Denizi çevresinde Geç Kuvaterner'deki insan yaşamı izlerinin düşündürdükleri. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 9, 164-170, Ankara.
- Meriç, E., 1995, İstanbul Boğazı öncesinde Marmara Denizi-Karadeniz bağlantısının İzmit Körfezi- S a p a n c a Gölü-Sakarya Vadisi boyunca gerçekleştiğinin ön bulguları. *İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi*, Ed. Engin Meriç, 295-301, İstanbul.
- Meriç, E., 1997, Geç Kuvaterner (Holosen) döneminde İstanbul ve çevresinde gözlenen ortamsal değişimler. *Yerbilimleri (Geosound)*, 30 (1), 383-39, Adana.
- Meriç, E. ve Sakıncı, M., 1990, Foraminifera, İstanbul Boğazı güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları. Ed. Engin Meriç, 13-43, İTÜ Vakfı, İstanbul.
- Meriç, E. ve Avşar, N., 1997, İstanbul ve yakın çevresi Geç Kuvaterner (Holosen) istifi foraminifer faunası. *Yerbilimleri (Geosound)*. 31, 41-65, Adana.
- Meriç, E., Yanko, V. ve Avşar, N., 1995, İzmit Körfezi (Hersek Burnu-KabaBurun) Kuvaterner istifinin foraminifer faunası. *İzmit Körfezi Kuvaterner istifi*. Ed. Engin Meriç, 105-151, İstanbul.
- Meriç, E., Şamlı, A. C. ve Avşar, N., 1996, Haliç Geç Kuvaterner (Holosen) istifi foraminifer topluluğu ve ortamsal özelliklerde gözlenen değişimler. *Sualtı Bilim ve Teknolojisi Toplantısı Bildiriler Kitabı*, 187-192, İstanbul.
- Meriç, E., Kerey, İ. E., Avşar, N., Tunoğlu, C., Taner, G., Kapan-Yeşilyurt, S., Unsal, İ. ve Rosso, A., 1998, İstanbul Boğazı yolu ile Marmara Denizi-Karadeniz bağlantısı hakkında yeni bulgular. *Sualtı Bilim ve Teknolojisi Toplantısı Bildiriler kitabı*, 82-97, 12-13 Aralık 1998, İstanbul.
- Moore, C. R., 1964-1969, *Treatise on invertebrate paleontology*. Geological Society of America, Kansas.
- Neveşkaja, L. A., 1963, Bestimmungstabelle zweiklappiger mollusken mariner Quaternärsedimente des Schwarzmeerbeckens. *Akad. Der Wissensch. USSR, Palaeont. Inst.*, bd. 96, Moskova.
- Oktay, F. Y. ve Sakıncı, M., 1991, The Late Quaternary tectonics of the Istanbul Graben and the origin of The Bosphorus. *Terra Abstracts. EUG.* 6. Strasburg 3, 1, 351.
- Oktay, F. Y. ve Sakıncı, M., 1993, Geç Kuvaterner'de İstanbul Boğazı'nın oluşumuna neden olan tektonik hareketler. *Türkiye Kuvaterneri Workshop Bildiri Özleri*, 69-71, İstanbul.
- Öztürk, H., 1998, Beykoz (İstanbul-Türkiye) civarının jeolojisi ve İstanbul Boğazı'nın gelişimine bir yaklaşım. *İst. Üniv. Yerbilimleri*, 11 (1-2), baskıda.
- Palla, R., 1967, Gastropodi Pliocenici della Basata Val D'elsa (Toscana Occidentale), *Riv. Ital. Paleont.*, 73 (3). 931-1020, tav. 71-75, Milano.
- Patrini, P. ve Sarra, R., 1930, La fauna Nana Pliocenica del Colle Di S. Colombano Al Lambro. *Riv. Ital. Paleont.* V. 36, IX, 33-44, tav. 3, Milano.
- Poppe, G. T. ve Goto, Y., 1993, *European seashells. 2 (Scaphopoda, Bivalvia, Cephalopoda)*. Verlag Christa Hemmen, Wiesbaden.
- Prenant, M. ve Bobin, G., 1966, *Bryozoaires. 2. parte Chilostomes*. Anasca. Faune de France. 68. 647 p.
- Reineck, H. E. ve Singh, I. B., 1973, *Depositional Sedimentary Environments-With Reference to Terrigenous Clastics*. 439, Springer-Verlag, Berlin.
- Rosso, A., 1987, Nota preliminare sulla fauna a briozoi di Catallarga (Grammichele, Catania). *Boll. Acc. Gioenia Sci. Nat.* Vol. 20, N. 330, 301-316.
- Rosso, J. C., 1979, Etude des organismes/biology, *Geologie Mediterranee la mer pelagienne*. 6 (1), 143-170.
- Ryan, W. B. F., Pitman, W. C. III, Major, C. O., Shimkus, K., Moskalenko, V., Jones, G. A., Dimitrov, P., Görür, N., Sakıncı, M. ve Yüce, H., 1997, An abrupt drowning of the Black Sea Shelf. *Marine Geology*, 138. 119-126.
- Ryand, J. S., 1965, *Catalogue des principals salissures marines. Bryozoaires*. OECD, Paris, 2, 83 p.
- Ryand, J. S. ve Hayward, J. P., 1977, *British Anascan Bryozoans. Cheilostomata*: Anasca. *Synopses of the British Fauna (New Serie)*. 10, 188 p.
- Sgarrella, F. ve Moncharmont-Zei, M., 1993, Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy), systematic and autoecology. *Bulletino della Societa Paleontologica Italiana*. 32 (2), 145-264, 126.
- Sholten, R., 1974, Role of the Bosphorus in Black Sea chemistry and sedimentation. *The Black Sea: Geology. Chemistry and Biology*. AAPG, Tulsa, OK.
- Skolka, M. O., 1967, Contributions a l'étude des bryozoaires des eaux Roumanies de la Mer Noire. *Travaux du Museum d'Histoire Naturelle "Grigore Antipa"*, VII. 51-60.
- Sissingh, W., 1972, Late Cenozoic ostracoda of the south Aegean Island Arc, *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, 6, 187 p.
- Stancheva, M., 1989, Taxonomy and biostratigraphy of the Pleistocene ostracods of the Western Black Sea Shelf. *Geologica Balcanica*, 19 (6), 3-39, Sofia.
- Stanley, D.J. and Blanpeid, C., 1980, Late Quaternary water exchange between the Eastern Mediterranean and the Black Sea; *Nature*, V. 285, No: 5766, 537-541
- Taner, G., 1981, Gelibolu Yarımadası'nın denizel Kuvaterner molluskaları, *Jeomorfoloji Dergisi*, 10, 71-115, Ankara.
- Taner, G., 1983, Hamzaköy formasyonu'nun Çavda (Baküniyan) bivalvleri, Gelibolu Yarımadası. *TJK Bült*, 26(1), 59-64, Ankara.
- Taner, G., 1990, *Lamellibrachiata ve Gastropoda İstanbul*

- Boğazi güneyi ve Halic'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları. Ed. Engin Meriç. 81-95, İTU Vakfı. İstanbul.
- Taner. Cİ. 1995. İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner istifinin pelesipod ve gastropod faunası. 219-239. İzmit Körfezi Kuvaterner istifi. Hd. İngin Meriç. İstanbul.
- Ishpalya. A. 1995. Pliö-Pleistosen Karadeniz havzaları ve bunların Akdeniz ile ilişkileri. İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi. Ed. Engin Meriç. 303-311. İstanbul.
- Tunoğlu. C. 1984. İncipınarı-Kurtkuyusu (Sinop batısı) yöresi Neojen'inin ostrakod biyostratigrafisi. II.Ü. İlnbilimleri Enstitüsü. Yüksek Müh. Tezi. 173 s.
- Tunoğlu. C. ve Gökçen. N.. 1985. The new ostracode fauna from the Upper Miocene sequence of İncipınarı-Kurtkuyusu (western Sinop/Black Sea Coast of Turkey). Yerbilimleri (H.Ü.). 12. 19-38. Ankara.
- Tunoğlu. C. ve Gökçen. N.. 1991. İncipınarı-Kurtkuyusu (Sinop batısı) İst Miyosen istifinin ostrakoda biyostratigrafisi. Türkiyi Jeoloji Bülteni. 34 (1). 37-43. Ankara.
- Tunoğlu. C. ve Gökçen. N.. 1997. Pontian ostracodes of the Sinop Arca. Black Sea Coast of Turkey. Revue de Micropaléontologie. 40 (4). 347-367.
- Yılmaz. A.. 1994. İstanbul içme suyu boğaz geçişi koridorları batimetrik ve jeofizik elüderi. D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü. 46 s.. İzmir.
- Uluğ. A.. Özel. E. ve Çiftçi G.. 1987. İstanbul Boğazında sismik çalışmalar. Jeofizik. 1 (2). 130-144.
- Ünal. A.. 1996. Gelibolu Yarımadası Neojen istifinin ostrakod biyostratigrafisi. H. Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü. Yük. Müh. Tezi. 160 s.
- Unsal. İ. 1975. Bryozoaires marins de Turquie. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, B. 40 (14). 37-54. İstanbul.
- Unsal. İ. 1990. Bryozoa. İstanbul Boğazi güneyi ve Halic'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları. Ed. İngin Meriç. 71-79. İTU Vakfı. İstanbul.
- Ünsal. İ. 1992. Distribution et repartition verticale des bryozoaires fossiles dans les sediments du MKI JU Bosphore et de la Come d'Or et leurs implications paléocologiques. Rapp. Comm. İni. Medit.. 55.
- Unsal. İ. d'Hondt. L. 1978-1979. Contribution a la connaissance des bryozoaires marins de Turquie (Eurytomata et Cyclostomata). Vie milieu. 28-29 (4). Ser. AB. 613-634.
- Unsal. İ. ve Rosso. A.. 1995. İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner istifinin bryozoon-faunası. İzmit Körfezi Kuvaterner istifi. 207-217. İd. İngin Meriç. İstanbul.
- Unsal. İ., Rosso. A., Meriç. E. ve Çetin. (.).. 1995. Bryozoa and foraminiferan faunas of the Quaternary sediments from İzmit Bay. Rapp. Comm. Int. Mer Medit.. 34. 46.
- Wenz. W.. 1938-44. Gastropoda-Handbuch der Paläozoologie. Teil I. Berlin.
- Yanko. V. 1989. Quaternary foraminifera (era of the southern seas of the USSR (Pontian-Caspian region) (Classification, ecology, biostratigraph). history of development, indicator of environment).I. Sc. Dissertation. Moscow University. 924p.
- Yanko. V.. 1990. Stratigraphy and paleogeography of the marine Pleistocene and Holocene deposits of the southern seas of the USSR. Mem. Soc. (geol. It. 44. 187-187.
- Yanko. V. and Troitskaja. I.. 1987. Late Quaternary foraminifera in the era of the Black Sea. Moscow. Natika. 111 p.
- Yılmaz. Y. ve Sakıncı. M.. 1990. İstanbul Boğazi'nin jeolojik gelişimi üzerine düşünceler. İstanbul Boğazi güneyi ve Halic'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları. İd. Engin Meriç. 99-105. İTU Vakfı. İstanbul.

**Makalenin geliş tarihi: 10.06.1999**

**Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 15.01.2000**

**Received: June 1999**

**Accepted: January /5, 2000**

LEVHA 1

Şekil 1. *Spiroplectinella sagittula* (d'Orbigny). Dış görünüm, x 100; İstanbul Boğazı, BPMB-15. 0.00-1.00 m.

Şekil 2. *Textularia bocki* Höglund. Dış görünüm. x 100; İstanbul Boğazı, BPMB-12, 3-00-4.00 m

Şekil 3. *Adelosina partschi* (d'Orbigny). Dış görünüm, x 100; İstanbul Boğazı, BPMB-15, 0.00-1.00 m.

Şekil 4. *Adelosina pulchella* d'Orbigny. Dış görünüm, x 100; İstanbul Boğazı, BPMB-14. 5.00-6.00 m?

Şekil 5. *Quinqueloculina jugosa* Cushman. Dış görünüm; a. x 75; İstanbul Boğazı, BPMB-15. 2.00-3.00 m; b. x 100; İstanbul Boğazı BPMB-15. 1.00-2.00 m.

Şekil 6. *Quinqueloculina laevigata* d'Orbigny. Dış görünüm; a. x 75; İstanbul Boğazı, BPMB-15, 0.00-1.00 m; b. x 75; İstanbul Boğazı BPMB-15, 0.00-1.00 m.

Şekil 7. *Quinqueloculina lamarckiana* d'Orbigny. Dış görünüm; a, x 100; İstanbul Boğazı, BPMB-15, 0.00-1.00 m; b. x 100; İstanbul Boğazı, BPMB-13, 5.00-6.00 m.

Şekil 8. *Quinqueloculina seminula* (Linné). Dış görünüm; a ve b, x 75; İstanbul Boğazı, BPMB-15, 2.00-3.00 m.

Şekil 9. *Miliolinella subrotunda* (Montagu). Dış görünüm, x 150; İstanbul Boğazı, BPMB-12, 3.00-4.00 m.

Şekil 10. *Triloculina marioni* Schlumberger. Dış görünüm, x 100; İstanbul Boğazı, BPMB-15, 2.00-3.00 m.

PLATE 1

**Figure 1.** *Spiroplectinella sagittula* (d'Orbigny). External view, x 100; Bosphorus. BPMB-15, 0.00-1.00 m.

**Figure 2.** *Textularia bocki* Höglund. External view, x 100; Bosphorus, BPMB-12, 3.00-4.00 m.

**Figure 3.** *Adelosina partschi* (d'Orbigny). External view, x 100; Bosphorus, BPMB-15, 0.00-1.00 m.

**Figure 4.** *Adelosina pulchella* d'Orbigny. External view, x 100; Bosphorus, BPMB-14, 5.00-6.00 m.

**Figure 5.** *Quinqueloculina jugosa* Cushman. External views; a, x 75; Bosphorus, BPMB-15, 2.00-3.00 m; b. x 100; Bosphorus, BPMB-15. 1.00-2.00 m.

**Figure 6.** *Quinqueloculina laevigata* d'Orbigny. External views; a, x 75; Bosphorus, BPMB-15. 0.00-1.00 m; b, x 75; Bosphorus. BPMB-15. 0.00-1.00 m.

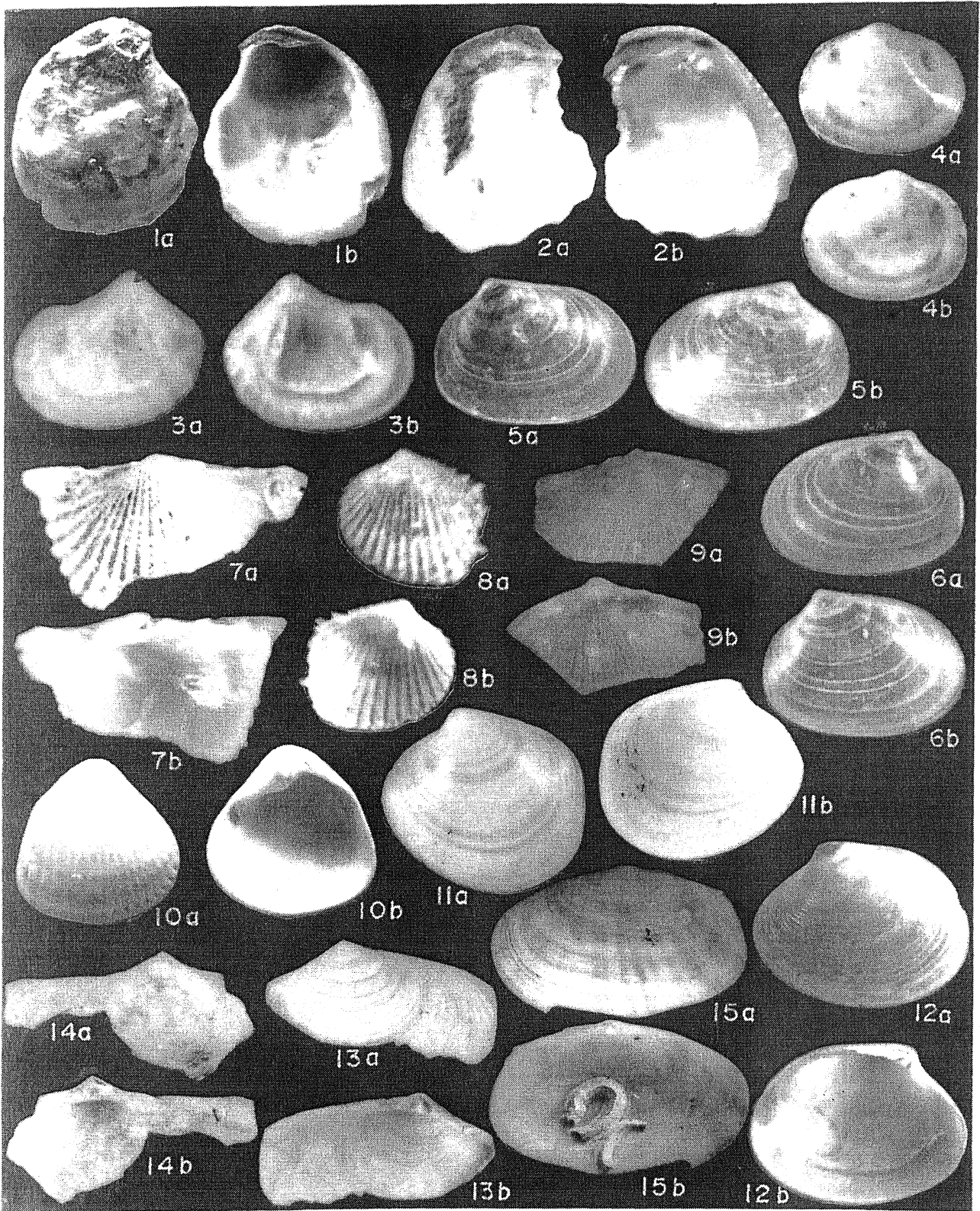
**Figure 7.** *Quinqueloculina lamarckiana* d'Orbigny. External views; a, x 100; Bosphorus, BPMB-15. 0.00-1.00 m; b, x 100; Bosphorus, BPMB-13. 5.00-6.00 m.

**Figure 8.** *Quinqueloculina seminula* (Linné). External views; a and b, x 75; Bosphorus. BPMB-15, 2.00-3.00 m.

**Figure 9.** *Miliolinella subrotunda* (Montagu). External view, x 150; Bosphorus. BPMB-12, 3.00-4.00 m.

**Figure 10.** *Triloculina marioni* Schlumberger. External view, x 100; Bosphorus, BPMB-15. 2.00-3.00 m.





**LEVHA 7**

**Şekil 1.** *Spisula* sp. a. Dış görünüm; b, iç görünüm, x 20; İstanbul Boğazi. BPMB-II. 0.00-1.00 m.

**Şekil 2.** *Dreissena polymorpha* (Pallas), a, saş kapak, Dış görünüm; b. sağ kapak, iç görünüm. x 5.3; İstanbul Boğazi. BPMB-14, 25.00-26.00 m.

**Şekil 3.** *Dreissena polymorpha* (Pallas), a, sol kapak. Dış görünüm; b, sol kapak, iç görünüm, x 5; İstanbul Boğazi, BPMB-14. 27.00-28.00 m.

**Şekil 4.** *Dreissena rostriformis* Deshayes. a. sağ kapak. Dış görünüm; b, sağ kapak, iç görünüm, x 8; İstanbul Boğazi. BPMB-14. 39.00-39.50m.

**Şekil 5.** *Jatrarium* (Ciree) *minimum* (Montagu), a. Dış görünüm; b. iç görünüm. x 2; İstanbul Boğazi. BPMB-14. 21.00-22.00 m.

**Şekil 6.** *Clausinella fasciata* (Da Costa). a. Dış görünüm; b, iç görünüm, x 2; İstanbul Boğazi. BPMB-14, 21.00-22.00m.

**Şekil 7.** *Timoclea ovala* (Pennant), a, sağ kapak. Dış görünüm; b. sağ kapak, iç görünüm, x 4; İstanbul Boğazi. BPMB-14. 20.00-21.00 m.

**Şekil 8.** *Hiatella arctica* (Linné). a. sağ kapak. Dış görünüm; b, sağ kapak, iç görünüm, x 23; İstanbul Boğazi. BPMB-II. 0.00-1.00 m.

**Şekil 9.** *Hiatella arctica* (Linné); a, saş kapak. Dış görünüm; b. saş kapak, iç görünüm, x 25; İstanbul Boğazi, BPMB-II. 0.00-1.00 m.

**Şekil 10.** *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* (Olivi). a. Dış görünüm; b, iç görünüm, x 4; İstanbul Boğazi, BPMB-14. 21.00-22.00 m.

**Şekil 11.** *Corbula* (*Lentidium*) *mediterranea* (Costa). a. Dış görünüm; b. iç görünüm. x 6; İstanbul Boğazi. BPMB-14, 17.00-18.00 m.

**Şekil 12.** *Gastrochaena dubia* (Pennant), a. Dış görünüm; b, iç görünüm. x 32; İstanbul Boğazi, BPMB-14. 2.00-3.00 m.

**Şekil 13.** *Thracia* sp. a. Dış görünüm; b, iç görünüm. x 6; İstanbul Boğazi. BPMB-II, 0.00-1.00 m. "

**PLATE 7**

**Figure 1.** *Spisula* sp. a, external view; b. internal view, x 20; Bosphorus, BPMB-II. 0.00-1.00 m.

**Figure 2.** *Dreissena polymorpha* (Pallas), a. right valve, external view; h, right valve, internal view. x 5.3; Bosphorus. BPMB-14, 25.00-26.00 m.

**Figure 3.** *Dreissena polymorpha* (Pallas), a, left valve. external view; left valve, internal view, x 5; Bosphorus, BPMB-14, 27.00-28.00 m.

**Figure 4.** *Dreissena rostriformis* Deshayes, a. right valve, external view; h, right valve, internal view, x 8; Bosphorus. BPMB-14. 39.00-39.50 m

**Figure 5.** *Jatrarium* (Ciree) *minimum* Montagu r J. external view; h. internal view, x 2; Bosphorus. BPMB-14. 21.00-22.00 m.

**Figure 6.** *Clausinella fasciata* (Da Costa) a. external view; b, internal view, x 2; Bosphorus. BPMB-14. 21.00-22.00 m.

**Figure 7.** *Timoclea ovala* (Pennant), a. right valve. external view; h, right valve, internal view. x4; Bosphorus. BPMB-14. 20.00-21.00 m.

**Figure 8.** *Hiatella arctica* (Linne). a. right valve, external view; h, right valve, internal view, x 23; Bosphorus, BPMB-II, 0.00-1.00 m.

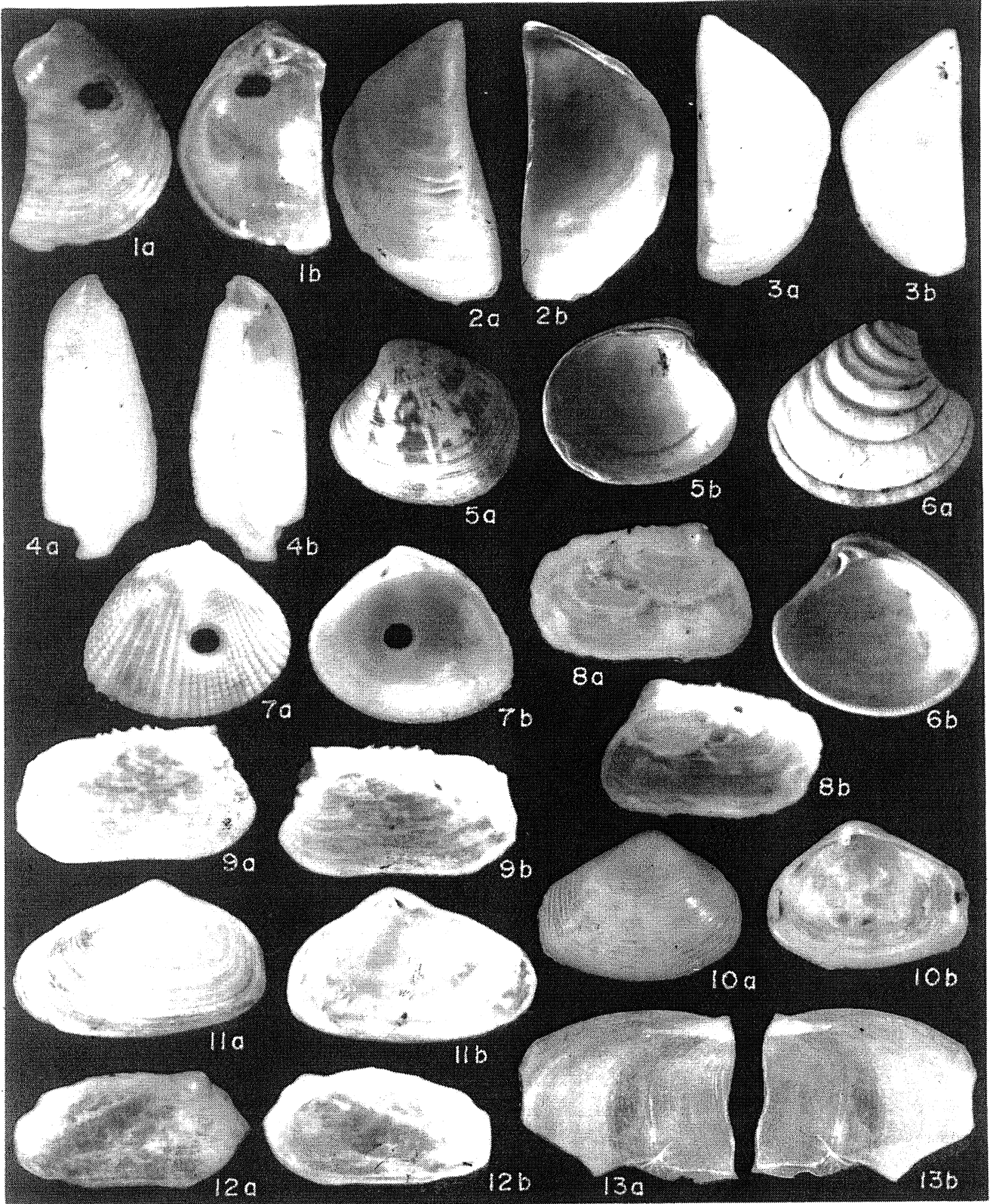
**Figure 9.** *Hiatella arctica* (Linne); a, right valve, external view; h, right valve, internal view, x 25; Bosphorus. BPMB-II, 0.00-1.00 m.

**Figure 10.** *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* (Olivi). a. external view; b, internal view, x 4; Bosphorus. BPMB-14, 21.00-22.00 m.

**Figure 11.** *Corbula* (*Lentidium*) *mediterranea* (Costa). a, external view; b. internal view, x 6; Bosphorus. BPMB-14. r. 00-1S 00 m.

**Figure 12.** *Gastrochaena dubia* (Pennant), a. external view; h. internal view, x 32; Bosphorus. BPMB-14. 2.00-3.00 m.

**Figure 13.** *Thracia* sp. a. external view; h. internal view, x 6; Bosphorus, BPMB-II. 0.00-1.00 m.



LEVHA 8

**Şekil 1.** *Pisidium amnicum* (O. F. Müller). a, sol kapak. Dış görünüm; b, sol kapak, iç görünüm, x 5; İstanbul Boğazi, BPMB-15. 0.00-1.00 m.

**Şekil 2.** *Diadora italica* (Defrance). a, arka görünüm; b, ön görünüm, x 3; İstanbul Boğazi, BPMB-13, 7.00-8.00 m.

**Şekil 3.** *Lepeta* sp. a, arka görünüm; b, ön görünüm, x 3; İstanbul Boğazi, BPMB-14, 21.00-22.00 m.

**Şekil 4.** *Calliostoma* (*Calliostoma*) *conn Ius* (Linne). a, ön görünüm; b.üst görünüm, x 3; İstanbul Boğazi, BPMB-14, 1.00-2.00 m.

**Şekil 5.** *Gibbula* (*Tumulus*) *umbilicaris* (Linne). a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 3; İstanbul Boğazi, BPMB-11. 1.00-2.00 m.

**Şekil 6.** *Gibbula* (*Colliculus*) *adansoni* (Payradeau). a. ön görünüm; b. arka görünüm, x 3; İstanbul Boğazi, BPMB-13. 6.00-7.00 m.

**Şekil 7.** *Gibbula* (*Adriaria*) *albida* (Gmelin). a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 5; İstanbul Boğazi, BPMB-13. 9.00-10.00 m.

**Şekil 8.** *Gibbula* sp. a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 18; İstanbul Boğazi. BPMB-11, 1.00-2.00 m.

**Şekil 9.** *Astraea* sp. a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 10; İstanbul Boğazi, BPMB-12, 2.00-3.00 m

**Şekil 10.** *Theodoxus* (*Theodoxus*) *fluviatilis* (Linne). a, ön görünüm; b. arka görünüm, x 9; İstanbul Boğazi, BPMB-13, 1.00-2.00 m.

**Şekil 11.** *Theodoxus* (*Theodoxus*) *pallasi* (Lindh). a, ön görünüm; b, arka görünüm. x 7; İstanbul Boğazi, BPMB-15, 2.00-3.00 m.

**Şekil 12.** *Theodoxus* sp. a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 8; İstanbul Boğazi. BPMB-14, 19.00-20.00 m.

**Şekil 13.** *Valvata* sp. a. ön görünüm; b, arka görünüm. x 28; İstanbul Boğazi. BPMB-14, 20.00-21.00"m.

**Şekil 14.** *Hydrobia* (*Hydrobia*) *acuta* (Draparnaud). a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 15; İstanbul Boğazi, BPMB-11. 3.00-3.80 m.

**Şekil 15.** *Nematurella* sp. a, ön görünüm; b, arka görünüm. x 21; İstanbul Boğazi, BPMB-14, 37.00-38.00 m.

PLATES

**Figure 1.** *Pisidium amnicum* (O. F. Müller). a, left valve, external view; b. left valve, internal view: x 5; Bosphorus, BPMB-15, 0,00-1.00 m.

**Figure 2.** *Diadora italica* (Defrance). a. dorsal view; h, apertural view, x 3; Bosphorus, BPMB-13, 7.00-HA)0 m.

**Figure 3.** *Lepeta* sp. a, dorsal view; b, apertural view. x 3; Bosphorus, BPMB-14, 21.00-22.00 m.

**Figure 4.** *Calliostoma* (*Calliostoma*) *conn Ius* (Linne). a, apertural view; b, upside view, x 3; Bosphorus. BPMB-14, 1.00-2.00 m.

**Figure 5.** *Gibbula* (*Tumulus*) *urn hi I car is* (Linne). a, dorsal view; b, apertural view, x 3; Bosphorus. BPMB-11, 1.00-2.00 m.

**Figure 6.** *Gibbula* (*Colliculus*) *adansoni* (Payradeaiu). a, apertural view; b, upside view, x 3; Bosphorus. BPMB-13, 6.00-7.00 m.

**Figure 7.** *Gibbula* (*Adriaria*) *a/b i da* (Gmelin). a. apertural view b, upside view, x 5; Bosphorus, BPMB-13, 9.00-10.00 m.

**Figure 8.** *Gibbula* sp. a, dorsal view; b, apertural view. x 18; Bosphorus, BPMB-11, 1.00-2.00 m.

**Figure 9.** *Astraea* sp. a, dorsal view; b, apertural view. x 10; Bosphorus, BPMB-12, 2.00-3.00 m.

**Figure 10.** *Theodoxus* (*Theodoxus*) *fluviatilis* (Linne). a, dorsal view; b, apertural view, x 9; Bosphorus, BPMB-13, 1.00-2.00 m.

**Figure 11.** *Theodoxus* (*Theodoxus*) *pallasi* (Lindh). a, dorsal view; h, apertural view, x 7; Bosphorus, BPMB-15, 2.00-3.00 m.

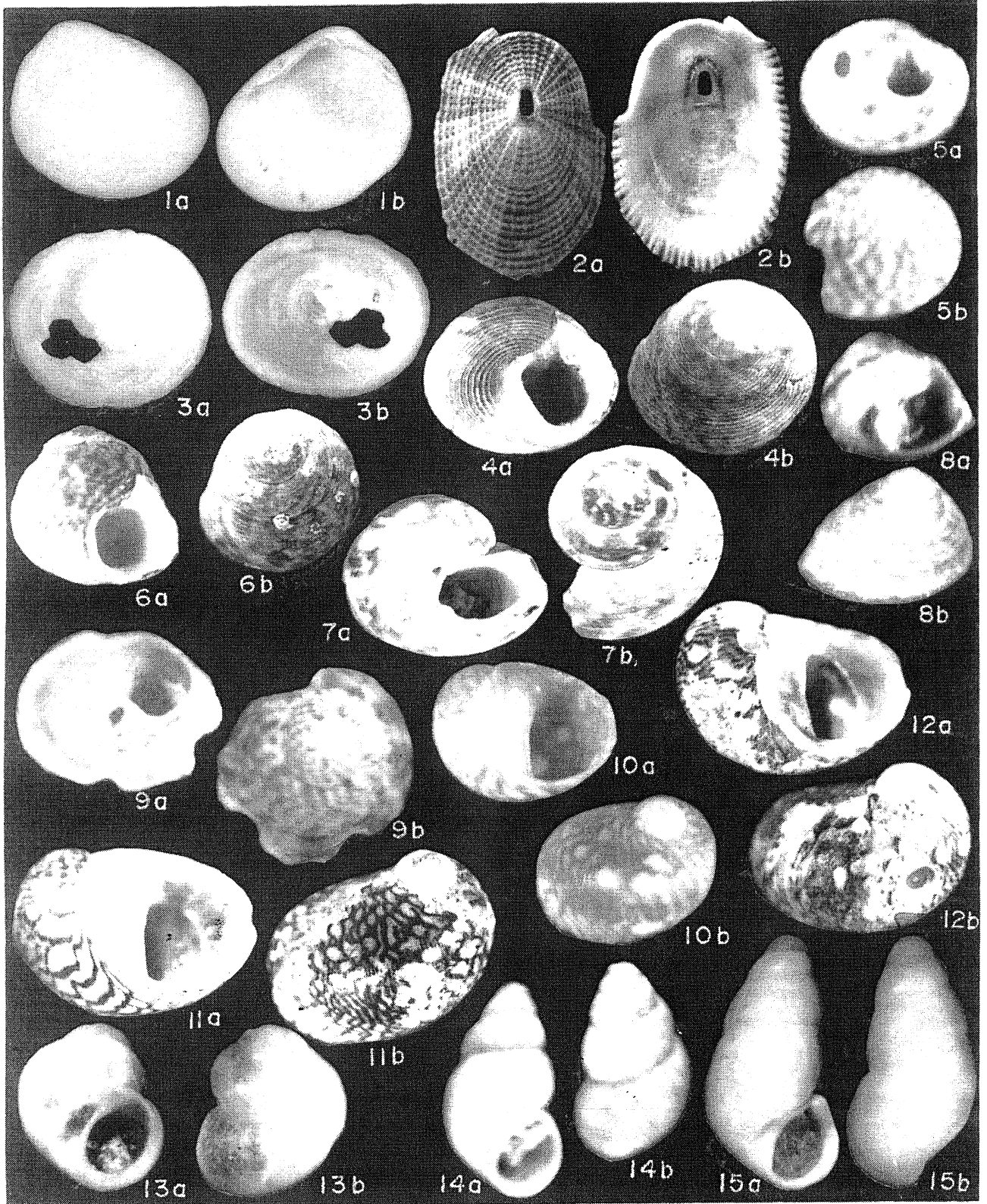
**Figure 12.** *Theodoxus* sp. a, dorsal view; h. apertural view, x 8; Bosphorus, BPMB-14, 19.00-20.00 m.

**Figure 13.** *Valvata* sp. a, dorsal view; h. apertural view, x 28; Bosphorus, BPMB-14. 20.00-21.00 m.

**Figure 14.** *Hydrobia* (*Hydrobia*) *acuta* (Draparnaud). a, dorsal view; b, apertural view, x 15; Bosphorus, BPMB-11, 3.00-3.80 m.

**Figure 15.** *Nematurella* sp. a, dorsal view; b, apertural view, x 21; Bosphorus, BPMB-14. 37.00-38.00 m.



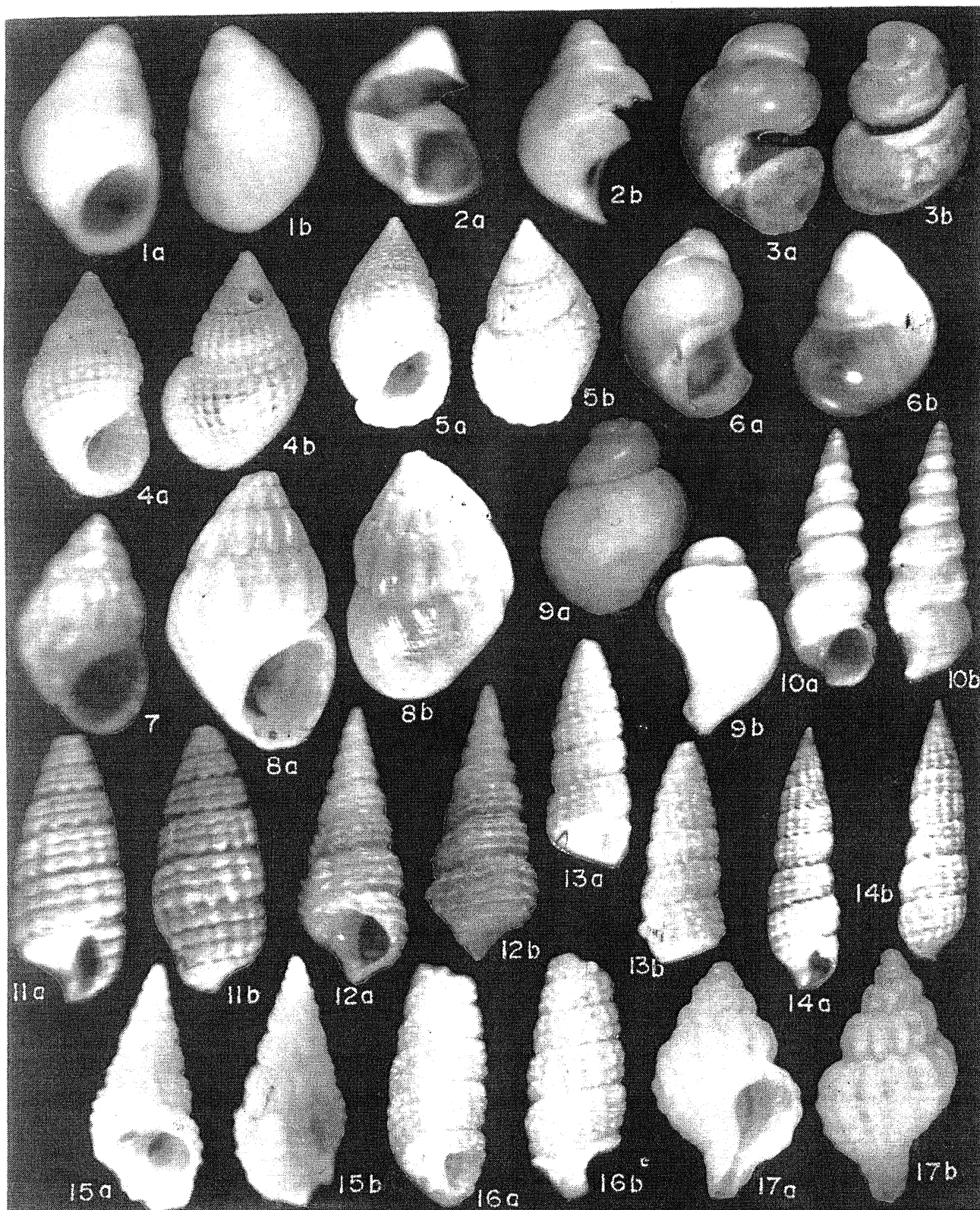


LEVHA 9

- Şekil 1. *Pseudamnicola* sp. a, ön görünüm; b, arka görünüm. x 19; İstanbul Boğazi, BPMB-14, 39.00-39.50 m.
- Şekil 2. *Bythinia* sp. a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 21; İstanbul Boğazi, BPMB-14, 37.00-38.00 m.
- Şekil 3. *Baglivia* sp. a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 25; İstanbul Boğazi, BPMB-14, 39.00-39.50 m.
- Şekil 4. *Alvania* (*Alvania*) *reticulata* (Montagu), a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 8; İstanbul Boğazi, BPMB-14, 20.00-21.00 m.
- Şekil 5. *Alvania* (*Acinulus*) *cimicoides* (Forbes), a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 9; İstanbul Boğazi, BPMB-14, 1.00-2.00 m.
- Şekil 6. *Turboella* (*Turboella*) *parva* (Da Costa). a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 16; İstanbul Boğazi, BPMB-14, 8.00-9.00 m.
- Şekil 7. *Rissoa* (*Rissoa*) *splendida* (Eichwaldi). ön görünüm, x 22; İstanbul Boğazi, BPMB-11, 0.00-1.00 m.
- Şekil 8. *Rissoa* *querini* Recluz. a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 7; İstanbul Boğazi, BPMB-14, 18.00-19.00 m.
- Şekil 9. *Rissoina* (*Schwartziella*) *bryerea* (Montagu), a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 18; İstanbul Boğazi, BPMB-14, 18.00-19.00 m.
- Şekil 10. *Turritella* sp. a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 11; İstanbul Boğazi, BPMB-14, 20.00-21.00 m.
- Şekil 11. *Pirenella* *conica* (Blainville). a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 13; İstanbul Boğazi, BPMB-14, 19.00-20.00 m.
- Şekil 12. *Bittium* *desayesi* Cerulli & Irelli. a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 10; İstanbul Boğazi, BPMB-14, 6.00-7.00 m.
- Şekil 13. *Bittium* *lacteum* (Philippi). a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 9; İstanbul Boğazi, BPMB-13, 4.00-5.00 m.
- Şekil 14. *Bittium* (*Bittium*) *reticulatum* (Da Costa). a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 8; İstanbul Boğazi, BPMB-14, 2.00-3.00 m.
- Şekil 15. *Bittium* (*Bittium*) *spina* (Parsch). a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 13; İstanbul Boğazi, BPMB-13, 0.00-1.00 m.
- Şekil 16. *Bittium* sp. a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 19; İstanbul Boğazi, BPMB-12, 3.00-4.00 m.
- Şekil 17. *Trophonopsis* (*Trophonopsis*) *muricata* (Montagu), a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 8; İstanbul Boğazi, BPMB-13, 4.00-5.00 m.

PLATE 9

- Figure 1.** *Pseudamnicola* sp. a. apertural view; b, dorsal view, x 19; Bosphorus. BPMB-14, 39.00-39.50 m.
- Figure 2.** *Bythinia* sp. a, apertural view; b, dorsal view, x 21; Bosphorus. BPMB-14, 37.00-38.00 m.
- Figure 3.** *Baglivia* sp. a, apertural view; b, dorsal view, x 25; Bosphorus, BPMB-14, 39.00-39.50 m.
- Figure 4.** *Alvania* (*Alvania*) *reticulata* (Montagu), a, apertural view; b, dorsal view, x 8; Bosphorus, BPMB-14, 20.00-21.00 m.
- Figure 5.** *Alvania* (*Acinulus*) *cimicoides* (Forbes), a, apertural view; b, dorsal view, x 9; Bosphorus. BPMB-14, 1.00-2.00 m.
- Figure 6.** *Turboella* (*Turboella*) *parva* (Da Costa), a, apertural view; b, dorsal view, x 16; Bosphorus, BPMB-14, 8.00-9.00 m.
- Figure 7.** *Rissoa* (*Rissoa*) *splendida* (Eichwaldi). apertural view, x 22; Bosphorus, BPMB-11, 0.00-1.00 in.
- Figure 8.** *Rissoa* *querini* Recluz. a, apertural view; b, dorsal view, x 7; Bosphorus. BPMB-14, 18.00-19.00 m.
- Figure 9.** *Rissoina* (*Schwartziella*) *bryerea* (Montagu), a, apertural view; b, dorsal view, x 18; Bosphorus. BPMB-14, 18.00-19.00 m.
- Figure 10.** *Turritella* sp. a, apertural view; b, dorsal view, x 11; Bosphorus, BPMB-14, 20.00-21.00 m.
- Figure 11.** *Pirenella* *conica* (Blainville). a, apertural view; b, dorsal view, x 13; Bosphorus, BPMB-14, 19.00-20.00 m.
- Figure 12.** *Bittium* *desayesi* Cerulli & Irelli. a, apertural view; b, dorsal view, x 10; Bosphorus, BPMB-14, 6.00-7.00 m.
- Figure 13.** *Bittium* *lacteum* (Philippi). a, apertural view; b, dorsal view, x 9; Bosphorus, BPMB-13, 4.00-5.00 m.
- Figure 14.** *Bittium* (*Bittium*) *reticulatum* (Da Costa), a, apertural view; b, dorsal view, x 8; Bosphorus. BPMB-14, 2.00-3.00 m.
- Figure 15.** *Bittium* (*Bittium*) *spina* (Parsch). a, apertural view; b, dorsal view, x 13; Bosphorus, BPMB-13, 0.00-1.00 m.
- Figure 16.** *Bittium* sp. a, apertural view; b, dorsal view, x 19; Bosphorus, BPMB-12, 3.00-4.00 m.
- Figure 17.** *Trophonopsis* (*Trophonopsis*) *muricata* (Montagu), a, apertural view; b, dorsal view, x 8; Bosphorus, BPMB-13, 4.00-5.00 m.



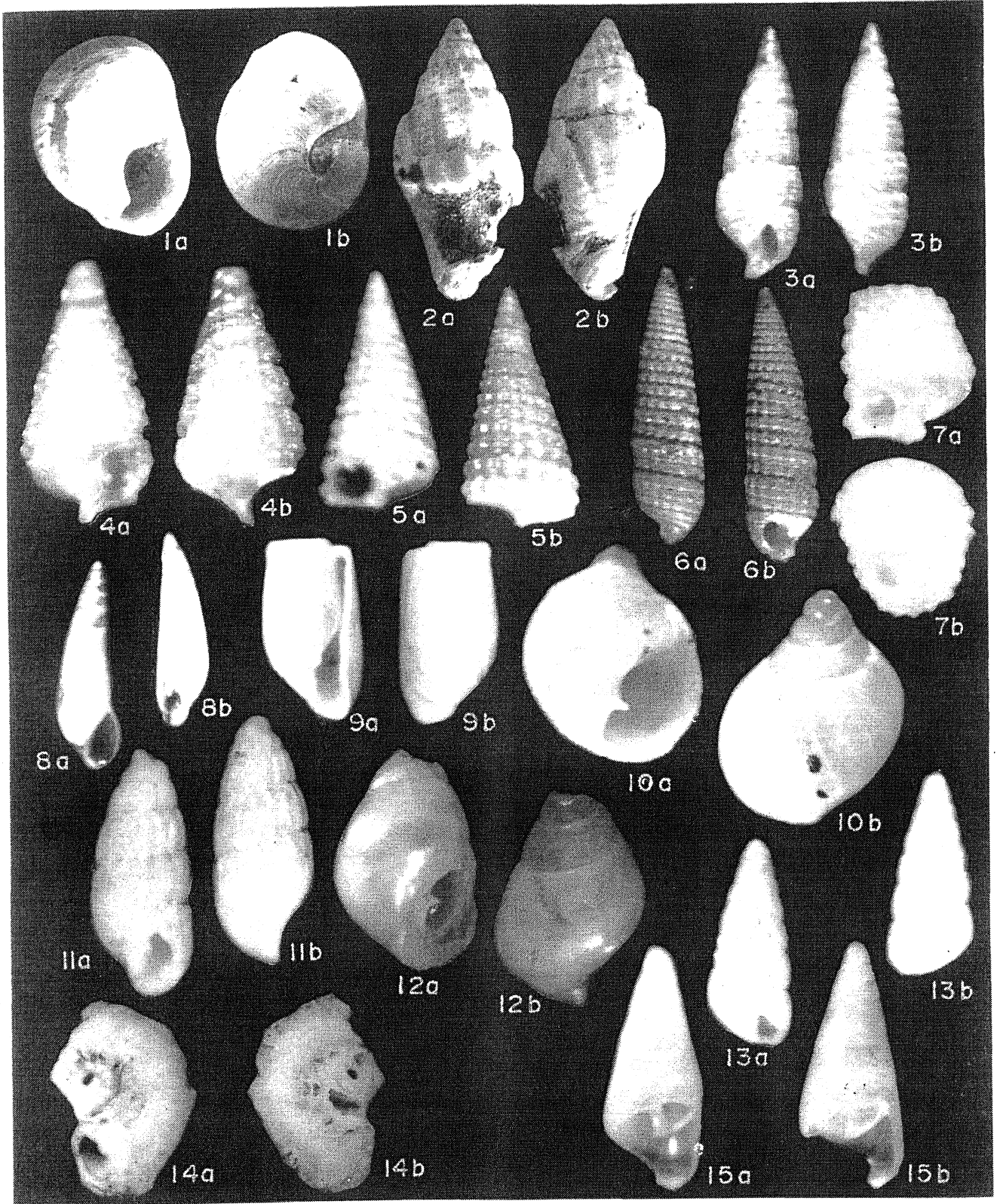
LEVHA 10

- Şekil 1. *Cylope donovania* Risso. a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 3; İstanbul Boğazı, BPMB-13, 3.00-4.00 m.
- Şekil 2. *Nassarius reticulatus* (Linne). a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 3; İstanbul Boğazı, BPMB-13, 3.00-4.00 m.
- Şekil 3. *Cerithiopsis (Cerithiopsis) tubercularis* (Montagu), a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 11; İstanbul Boğazı, BPMB-14, 0.00-1.00 m.
- Şekil 4. *Cerithiopsis* sp. a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 28; İstanbul Boğazı, BPMB-12, 3.00-4.00 m.
- Şekil 5. *Triphora (Triphora) perversa* (Linne). a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 12; İstanbul Boğazı, BPMB-14, 2.00-3.00 m.
- Şekil 6. *Triphora (Triphora) perversa elongata* Palary. a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 10; İstanbul Boğazı, BPMB-14, 6.00-7.00 m.
- Şekil 7. *Triphora* sp. a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 21; İstanbul Boğazı, BPMB-12, 3.00-4.00 m.
- Şekil 8. *Melanella (Balcis) incurva* (Renieri). a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 30; İstanbul Boğazı, BPMB-14, 0.00-1.00 m.
- Şekil 9. *Retusa truncatula* (Bruguière) . a, ön görünüm; b, arka görünüm. x 15; İstanbul Boğazı, BPMB-12, 0.00-1.00 m.
- Şekil 10. *Ringicula (Ringicula) conformis* Monterosato. a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 20; İstanbul Boğazı, BPMB-13, 4.00-4.50 m.
- Şekil 11. *Chrysallida (Parthenina) intersincta* (Montagu) . a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 25; İstanbul Boğazı, BPMB-15, 2.00-3.00 m.
- Şekil 12. *Odostomia* sp. a, ön görünüm; b, arka görünüm. x 26; İstanbul Boğazı, BPMB-11, 0.00-1.00 m.
- Şekil 13. *Turbonilla lactea* (Linne). a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 17; İstanbul Boğazı, BPMB-11, 1.00-2.00 m.
- Şekil 14. *Bivonia triquetra* (Bivona) . a, ön görünüm; b, arka görünüm. x 17; İstanbul Boğazı, BPMB-11, 3.00-3.80 m.
- Şekil 15. *Obeliscella* sp. a, ön görünüm; b, arka görünüm, x 34; İstanbul Boğazı, BPMB-13, 6.00-7.00 m.

PLATE 10

- Figure 1.** *Cylope donovania* Risso. a, apertural view; h, upside view, x 3; İstanbul Boğazı, BPMB-13, 3.00-4.00 m.
- Figure 2.** *Nassarius reticulatus* (Linne). a, apertural view; b, dorsal view, x 3; İstanbul Boğazı, BPMB-13, 3.00-4.00 m.
- Figure 3.** *Cerithiopsis (Cerithiopsis)- tubercularis* (Montagu). a, apertural view; b, dorsal view, x 11; İstanbul Boğazı, BPMB-14, 0.00-1.00 m.
- Figure 4.** *Cerithiopsis* sp. a, apertural view; b, dorsal view, x 28; İstanbul Boğazı, BPMB-12, 3.00-4.00 m.
- Figure 5.** *Triphora (Triphora) perversa* (Linne). a, apertural view; b, dorsal view, x 12; İstanbul Boğazı, BPMB-14, 2.00-3.00 m.
- Figure 6.** *Triphora (Triphora) perversa elongata* Palary. a, apertural view; b, dorsal view, x 10; İstanbul Boğazı, BPMB-14, 6.00-7.00 m.
- Figure 7.** *Triphora* sp. a, apertural view; b, dorsal view, x 21; İstanbul Boğazı, BPMB-12, 3.00-4.00 m.
- Figure 8.** *Melanella (Balcis) incurva* (Renieri). a, apertural view; b, dorsal view, x 30; İstanbul Boğazı, BPMB-14, 0.00-1.00 m.
- Figure 9.** *Retusa truncatula* (Bruguière) . a, apertural view; b, dorsal view, x 15; İstanbul Boğazı, BPMB-12, 0.00-1.00 m.
- Figure 10.** *Ringicula (Ringicula) conformis* Monterosato. a, apertural view; b, dorsal view, x 20; İstanbul Boğazı, BPMB-13, 4.00-4.50 m.
- Figure 11.** *Chrysallida (Parthenina) intersincta* (Montagu) . a, apertural view; b, dorsal view, x 25; İstanbul Boğazı, BPMB-15, 2.00-3.00 m.
- Figure 12.** *Odostomia* sp. a, apertural view; b, dorsal view, x 26; İstanbul Boğazı, BPMB-11, 0.00-1.00 m.
- Figure 13.** *Turbonilla lactea* (Linne). a, apertural view; b, dorsal view, x 17; İstanbul Boğazı, BPMB-11, 1.00-2.00 m.
- Figure 14.** *Bivonia triquetra* (Bivona) . a, upside view; b, downside view, x 17; İstanbul Boğazı, BPMB-11, 3.00-3.80 m.
- Figure 15.** *Obeliscella* sp. a, apertural view; h, dorsal view, x 34; İstanbul Boğazı, BPMB-13, 6.00-7.00 m.





LEVHA 11

Şekil 1. *Crisia* sp. 4 tam zoosiyum içeren zoarium'dan bir bölüm, x 120; İstanbul Boğazı, BPMB-14, 18.00-19.00 m.

Şekil 2. *Electra* sp. 2 zoarium'dan a (4) ve b (2) zoosiyum'lu parçalar, x 67.5; a, İstanbul Boğazı, BPMB-14, 0.00-1.00 m; b, 3.00-4.00 m.

Şekil 3. *Cellaria salicornioides* Audouin. Zoarium'dan iki ayrı dal, a, x 75; İstanbul Boğazı, BPMB-15, 0.00-1.00 m; b, x 52.5; İstanbul Boğazı, BPMB-12, 9.00-10.00 m.

Şekil 4. *Scrupocellaria scruposa* (Linné). Zoarium'dan 9 zoosiyum'lu bir bölüm, x 102.5; İstanbul Boğazı, BPMB-15, 0.00-1.00 m.

Şekil 5. *Caberea boryi* (Audouin). Zoarium'dan 8 zoosiyum'lu bir parça, x 120; İstanbul Boğazı, BPMB-15, 0.00-1.00 m.

Şekil 6. *Schizoporella* sp. Zoarium'dan bir bölüm, x 55; İstanbul Boğazı, BPMB-12, 9.00-10.00 m.

Şekil 7. *Cryptosula pallasiana* (Moll). Zoarium'dan bir bölüm, x 60; İstanbul Boğazı, BPMB-14, 18.00-19.99 m.

Şekil 8. *Microporella ciliata* (Pallas). Zoarium'dan 2 zoosiyum'lu bir parça, x 135; İstanbul Boğazı, BPMB-14, 20.00-21.00 m.

Şekil 9. *Smittoidea reticulata* (Mac Gillivray). Zoarium'dan 8 zoosiyum'lu bir kısım, x 105; İstanbul Boğazı, BPMB-15, 0.00-1.00 m.

Şekil 10. *Lagenipora lepralioides* (Norman). Zoarium'dan bir parça, x 120; İstanbul Boğazı, BPMB-15, 0.00-1.00 m.

PLATE 11

**Figure 1.** *Crisia* sp. A piece of zoarium comprising 4 exact zoosium, x 120; Bosphorus, BPMB-14, 18.00-19.00 m.

**Figure 2.** *Electra* sp. 2 zoarium a (4) and b (2) pieces with zoosium, x 67.5; a, Bosphorus, BPMB-14, 0.00-1.00 m; b, 3.00-4.00 m.

**Figure 3.** *Cellaria salicornioides* Audouin. 2 different branches from zoarium, a, x 75; Bosphorus, BPMB-15, 0.00-100 m; b, x 52.5; Bosphorus, BPMB-12, 9.00-10.00 m.

**Figure 4.** *Scrupocellaria scruposa* (Linné). A piece of zoarium comprising 9 zoosium, x 102.5; Bosphorus, BPMB-15, 0.00-1.00 m.

**Figure 5.** *Caberea boryi* (Audouin). A piece of zoarium comprising 8 zoosium, x 120; Bosphorus, BPMB-15, 0.00-1.00 m.

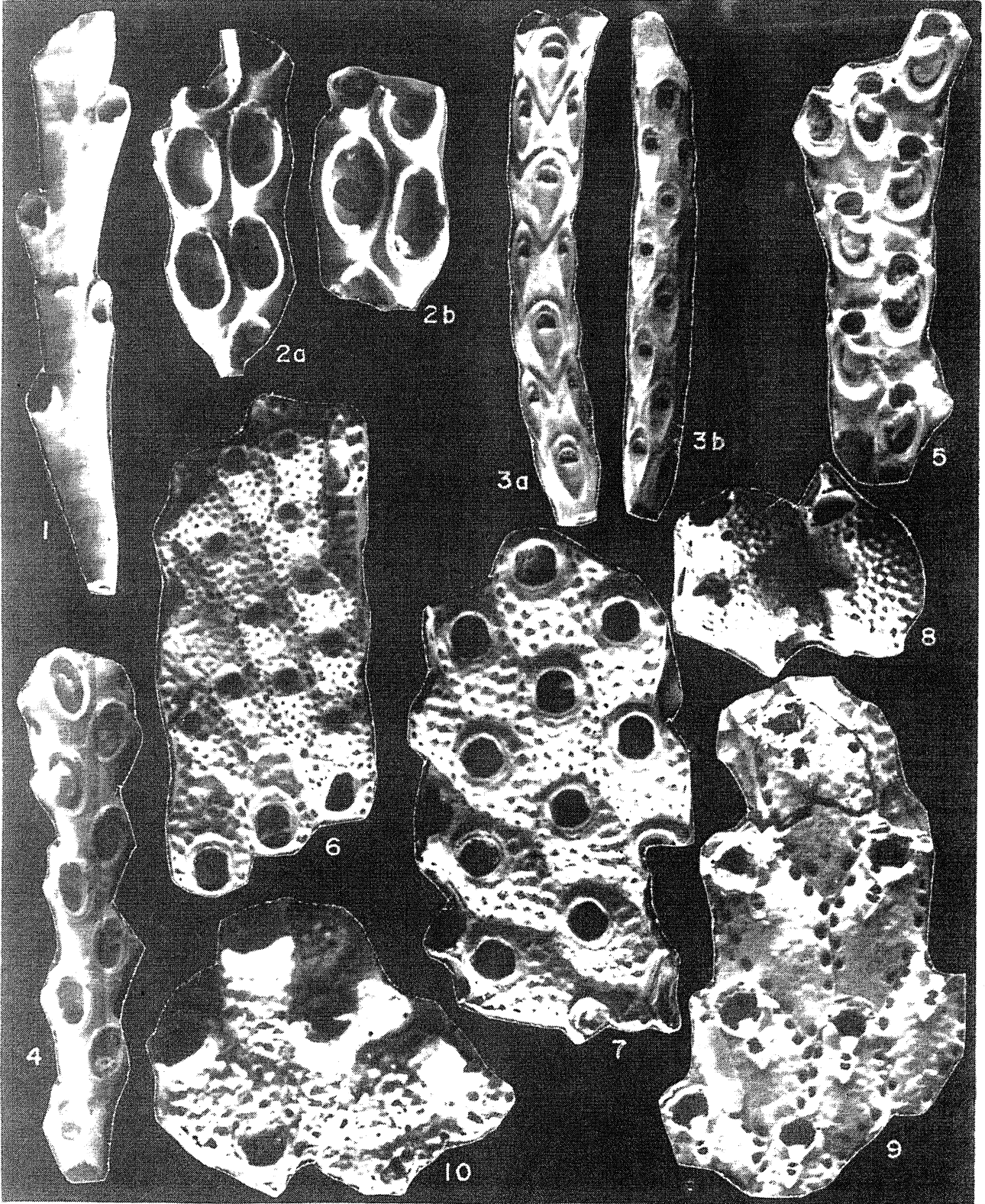
**Figure 6.** *Schizoporella* sp. A piece of zoarium, x 55; Bosphorus, BPMB-12, 9.00-10.00 m.

**Figure 7.** *Cryptosula pallasiana* (Moll). A piece of zoarium, x 60; Bosphorus, BPMB-14, 18.00-19.99 m.

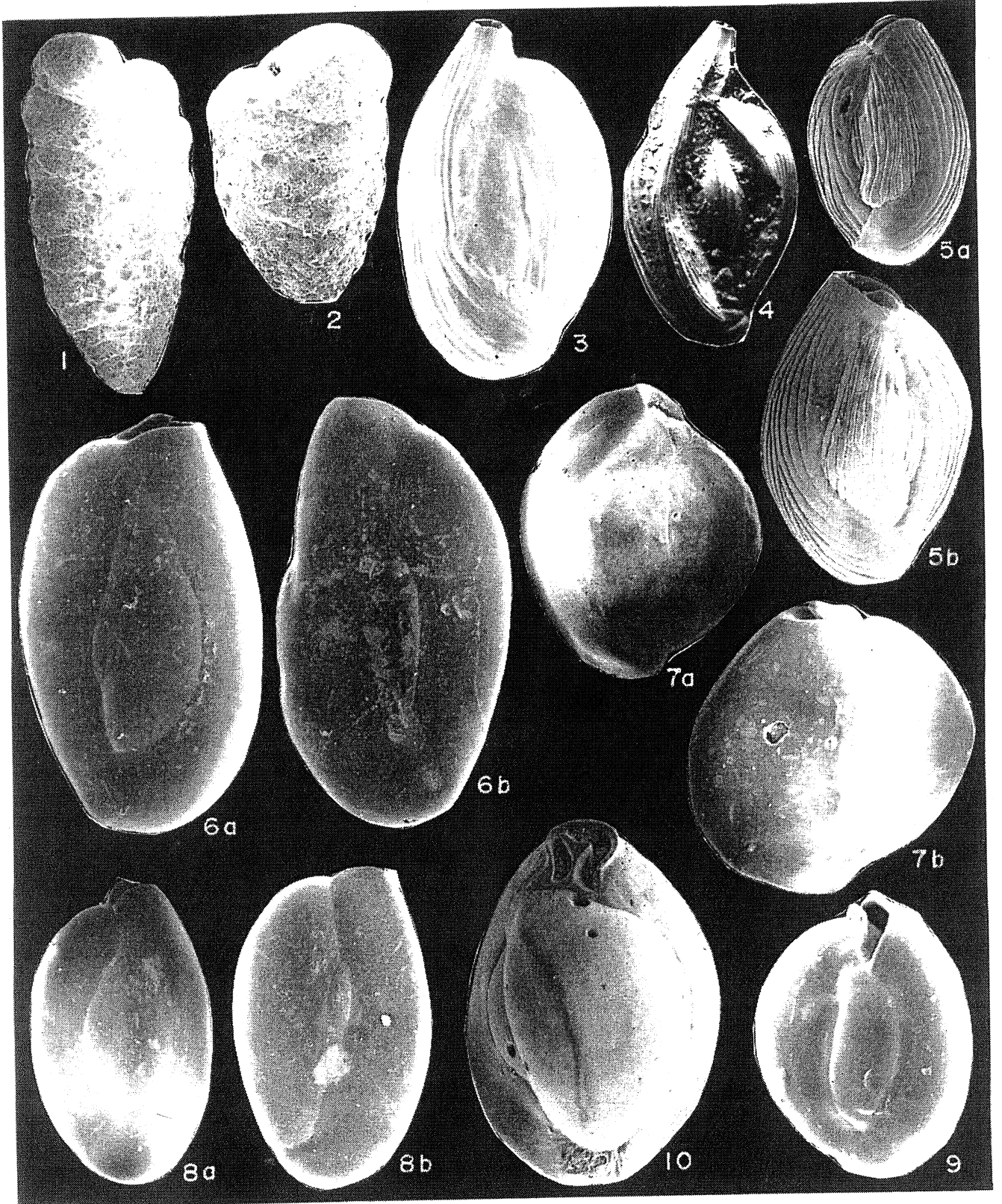
**Figure 8.** *Microporella ciliata* (Pallas). A piece of zoarium comprising 2 zoosium, x 135; Bosphorus, BPMB-14, 20.00-21.00 m.

**Figure 9.** *Smittoidea reticulata* (Mac Gillivray). A piece of zoarium comprising 8 zoosium, x 105; Bosphorus, BPMB-15, 0.00-1.00 m.

**Figure 10.** *Lagenipora lepralioides* (Norman). A piece of zoarium, x 120; Bosphorus, BPMB-15, 0.00-1.00 m.







LEVHA 2

Şekil 1. *Triloculina marioni* Schlumberger. Dış görünüm, x 150; İstanbul Boğazı, BPMB-12, 3.00-4.00 m.

Şekil 2. *Eponides concameratus* (Williamson). Dış görünüm; a, spiral taraf, x 75; b, ombilikal taraf, x 100; İstanbul Boğazı, BPMB-15, 2.00-3.00 m.

Şekil 3. *Vonkleinsmidia* sp. Dış görünüm; a ve b, spiral taraf, x 75; İstanbul Boğazı, BPMB-14, 20.00-21.00 m.

Şekil 4. *Stomatorbina concentrica* (Parker & Jones). Dış görünüm; a, spiral taraf, x 180; b, ombilikal taraf, x 130; İstanbul Boğazı, BPMB-14, 6.00-7.00 m.

Şekil 5. *Rosalina bradyi* Cushman. Dış görünüm; a, spiral taraf, x 130; İstanbul Boğazı, BPMB-14, 5.00-6.00 m; b, spiral taraf, x 150; İstanbul Boğazı, BPMB-13, 5.00-6.00 m; c, ombilikal taraf, x 150; İstanbul Boğazı, BPMB-15, 0.00-1.00 m.

Şekil 6. *Rosalina globularis* d'Orbigny. Dış görünüm; a, spiral taraf, x 100; İstanbul Boğazı, BPMB-15, 2.00-3.00 m; b, spiral taraf, x 100; İstanbul Boğazı, BPMB-13, 8.00-9.00 m; c, spiral taraf, x 130; İstanbul Boğazı, BPMB-14, 2.00-3.00 m; d, ombilikal taraf, x 80; İstanbul Boğazı, BPMB-14, 6.00-7.00 m.

PLATE 2

**Figure 1.** *Triloculina marioni* Schlumberger. External view, x 150; Bosphorus, BPMB-12, 3.00-4.00 m.

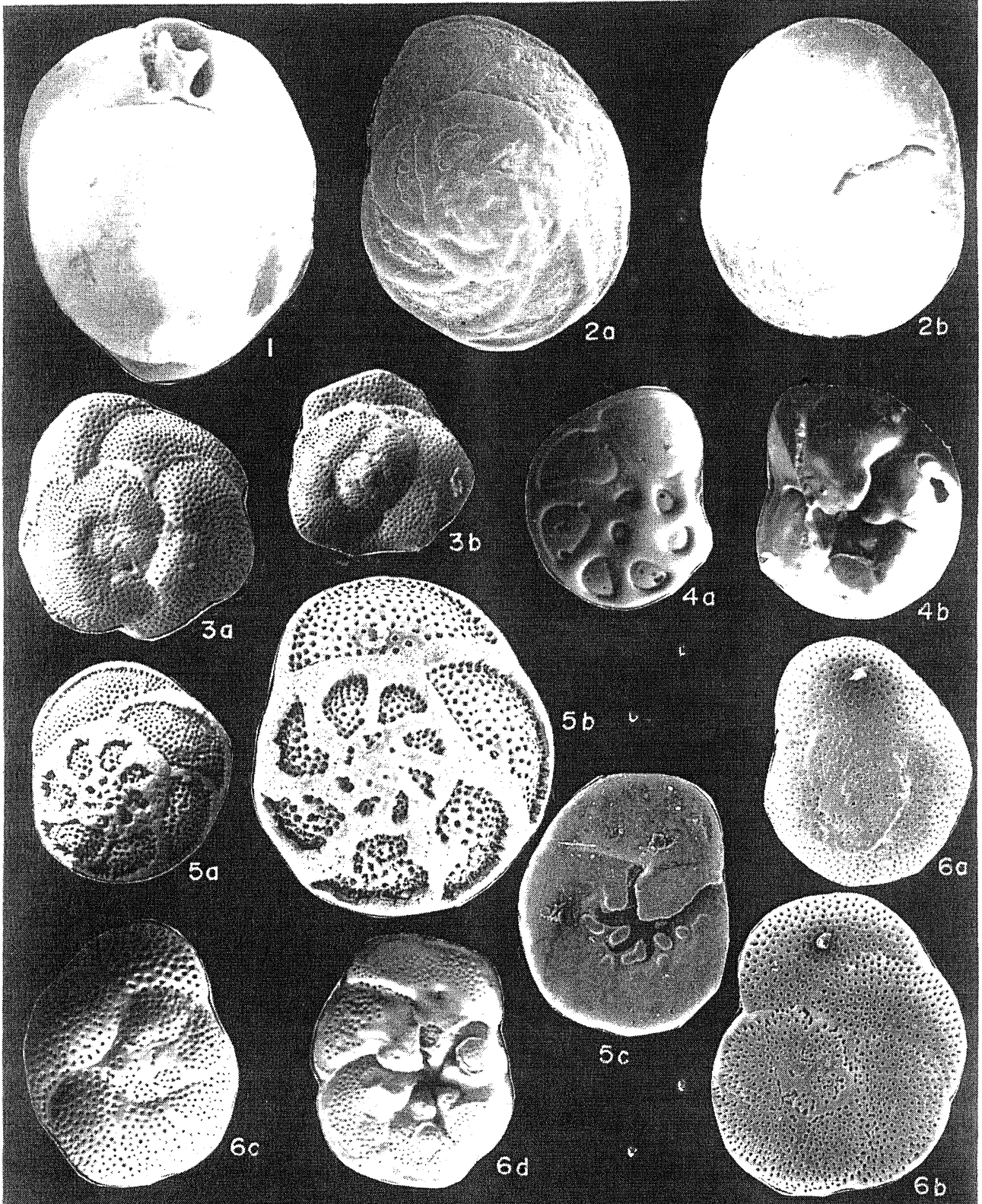
**Figure 2.** *Eponides concameratus* (Williamson). External views; a, spiral side, x 75; b, umbilical side, x 100; Bosphorus, BPMB-15, 2.00-3.00 m.

**Figure 3.** *Vonkleinsmidia* sp. External views; a and b, spiral sides, x 75; Bosphorus, BPMB-14, 20.00-21.00 m.

**Figure 4.** *Stomatorbina concentrica* (Parker & Jones). External views; a, spiral side, x 180; b, umbilical side, x 130; Bosphorus, BPMB-14, 6.00-7.00 m.

**Figure 5.** *Rosalina bradyi* Cushman. External views; a, spiral side, x 130; Bosphorus, BPMB-14, 5.00-6.00 m; b, spiral side, x 150; Bosphorus, BPMB-13, 5.00-6.00 m; c, umbilical side, x 150; Bosphorus, BPMB-15, 0.00-1.00 m.

**Figure 6.** *Rosalina globularis* d'Orbigny. External views; a, spiral side, x 100; Bosphorus, BPMB-15, 2.00-3.00 m; b, spiral side, x 100; Bosphorus, BPMB-13, 8.00-9.00 m; c, spiral side, x 130; Bosphorus, BPMB-14, 2.00-3.00 m; d, umbilical side, x 80; Bosphorus, BPMB-14, 6.00-7.00 m.



LEVHA 3

Şekil 1. *Cibicides advenum* (d'Orbigny). Dış görünüm-ler: a, spiral taraf, x 170; b, ombiikal taraf, x 200; İstanbul Boğazi, BPMB-14, 14.00-15.00 m; c, spiral taraf; d, ombiikal taraf, x 200; İstanbul Boğazi, BPMB-14, 18.00-19.00 m.

Şekil 2. *Lobatula lobatula* (Walker & Jacob). Dış görünüm-ler; a, spiral taraf, x 100; b, ombiikal taraf, x 130; İstanbul Boğazi. BPMB-14, 3.00-4.00 m.

Şekil 3. *Lobatula lobatula* (Walker & Jacob). Dış görünüm-ler: a, spiral taraf, x 100; İstanbul Boğazi, BPMB-13, 9.00-10.00 m; b, ombiikal taraf, x 100; İstanbul Boğazi. BPMB-13, 6.00-7.00 m.

Şekil 4. *Ammonia compacta* Hofker. Dış görünüm-ler; a, spiral taraf ve b, ombiikal taraf, x 100; İstanbul Boğazi. BPMB-15, 2.00-3.00 m.

Şekil 5. *Ammonia tepida* Cushman. Dış görünüm-ler; a, spiral taraf, x 150; b, ombiikal taraf, x 200; İstanbul Boğazi. BPMB-II, 2.00-3.00 m.

Şekil 6. *Challengerella bradyi* Billman, Hottinger & Oesterle. Dış görünüm, ombiikal taraf, x 100; İstanbul Boğazi. BPMB-II, 2.00-3.00 m.

Şekil 7. *Criboelphidium poeyanum* (d'Orbigny). Dış görünüm-ler, a ve b, x 200; İstanbul Boğazi, BPMB-14, 18.00-19.00 m.

Şekil 8. *Elphidium complanatum* (d'Orbigny). Dış görünüm. x 130; İstanbul Boğazi, BPMB-14, 11.00-12.00 m.

Şekil 9. *Elphidium crispum* (Linne). Dış görünüm, x 100; İstanbul Boğazi, BPMB-15, 2.00-3.00 m.

Şekil 10. *Elphidium cf. pulvereum* Todd. Dış görünüm, x 150; İstanbul Boğazi. BPMB-II, 1.00-2.00 m

PLATE 3

**Figure 1.** *Cibicides advenum* (d'Orbigny). External views; a, spiral side, x 170; b, umbilical side, x 200; Bosphorus, BPMB-14, 14.00-15.00 m; c, spiral side; d umbilical side, x 200; Bosphorus. BPMB-14, 18.00-19.00 m.

**Figure 2.** *Lobatula lobatula* (Walker and Jacob). External views; a, spiral side, x 100; b, umbilical side, x 130; Bosphorus. BPMB-14, 3.00-4.00 m.

**Figure 3.** *Lobatula lobatula* (Walker and Jacob). External views; a, spiral side, x 100; Bosphorus, BPMB-13, 9.00-10.00 m; b, umbilical side, x 100; Bosphorus, BPMB-13, 6.00-7.00 m.

**Figure 4.** *Ammonia compacta* Hofker External views; a, spiral side and b, umbilical side. x 100; Bosphorus, BPMB-15, 2.00-3.00 m.

**Figure 5.** *Ammonia tepida* Cushman. External views: a, spiral side, x 150; b, umbilical side, x 200; Bosphorus, BPMB-II, 2.00-3.00 m.

**Figure 6.** *Challengerella bradyi* Billman, Hottinger and Oesterle. External view, umbilical side, x 100; Bosphorus, BPMB-II, 2.00-3.00 m.

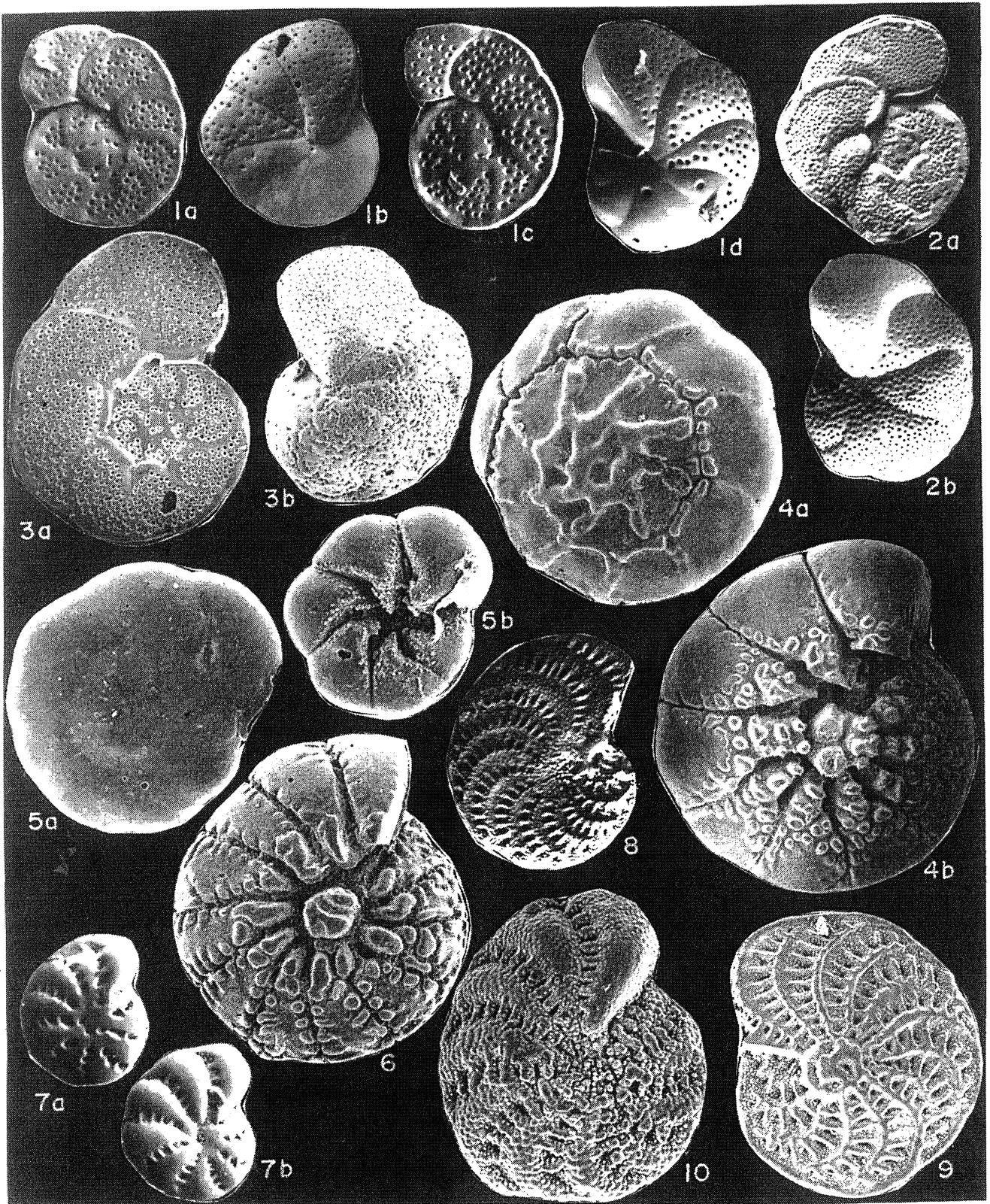
**Figure 7.** *Criboelphidium poeyanum* (d'Orbigny). External views, a and b x 200; Bosphorus. BPMB-14, 18.00-19.00 m

**Figure 8.** *Elphidium complanatum* (d'Orbigny). External view, x 130; Bosphorus. BPMB-14, 11.00-12.00 m.

**Figure 9.** *Elphidium crispum* (Linne). External\* view, x 100; Bosphorus. BPMB-15, 2.00-3.00 m.

**Figure 10.** *Elphidium cf. pulvereum* Todd. External view, x 150; Bosphorus, BPMB-II, 1.00-2.00 m.







LEVHA 4

Şekil 1-2. *Neonesidea mediterranea* G. W. Müller. 1, sol kapak, Dış görünüm; 2, sağ kapak, Dış görünüm; İstanbul Boğazı, BPMB-15, 0.00-1.00 m.

Şekil 3. *Leptocythere* sp. Sol kapak, Dış görünüm; İstanbul Boğazı, BPMB-14, 14.00-15.00 m.

Şekil 4. *Leptocythere (Amnicythere) pirsagatica* Livaltal. Sol kapak, Dış görünüm; İstanbul Boğazı, BPMB-14,14.00-15.00 m.

Şekil 5. *Euxinocythere (Euxinocythere) lopatici* (Schornikov). Sağ kapak, Dış görünüm; İstanbul Boğazı, BPMB-14, 35.00-36.00 m.

Şekil 6. *Callistocythere cf. litoralis* (G. W. Müller). Sağ kapak, Dış görünüm; İstanbul Boğazı, BPMB-11, 0.00-1.00 m.

Şekil 7-8. *Cyprideis torosa* (Jones). 7, sağ kapak, Dış görünüm; 8, sol kapak, Dış görünüm; İstanbul Boğazı, BPMB-14, 11.00-12.00 m.

Şekil 9. *Cyprideis* sp. Sol kapak, Dış görünüm; İstanbul Boğazı, BPMB-13, 3.00-4.00 m.

Şekil 10. *Urocythereis* sp. Sol kapak, Dış görünüm; İstanbul Boğazı, BPMB-13, 9.00-10.00 m.

Şekil 11-13. *Tyrrhenocythere amnicola* (Sars). 11, sol kapak, Dış görünüm; 12, sağ kapak, Dış görünüm; 13, kabuk, syrt görünümü; İstanbul Boğazı, BPMB-12, 9.00-10.00 m.

Şekil 14. *Loxoconcha lepida* Stepanaitys. Sağ kapak, Dış görünüm; İstanbul Boğazı, BPMB-14, 34.00-35.00 m.

Şekil 15. *Loxoconcha cf. gibboides* (Livaltal). Sol kapak, Dış görünüm; İstanbul Boğazı, BPMB-11,1.00-2.00 m.

Şekil 16-18. *Loxoconcha obliquata* (Sequenza). 16, sağ kapak, Dış görünüm, dişi form; 17, sağ kapak, Dış görünüm, erkek form; 18, sağ kapak, iç görünüm, erkek form; İstanbul Boğazı, BPMB-14,11.00-12.00 m.

Şekil 19. *Xestoleberis dispar* G. W. Müller. Sol kapak, Dış görünüm; İstanbul Boğazı, BPMB-15, 0.00-1.00 m.

Şekil 20-21. *Pontocythere* sp. 20, sol kapak, Dış görünüm; 21, sol kapak, Dış görünüm, genç form; İstanbul Boğazı, BPMB-15, 2.00-3.00 m.

PLATE 4

**Figure 1-2.** *Neonesidea mediterranea* G W. Müller. /, left valve, external view; 2, right valve, external view; Bosphorus, BPMB-15, 0.00-1.00m.

**Figure 3.** *Leptocythere* sp. Left valve, external view; Bosphorus, BPMB-14, 14.00-15.00m.

**Figure 4.** *Leptocythere (Amnicythere) pirsagatica* Livaltal Left valve, external view; Bosphorus, BPMB-14, 14.00-15.00m.

**Figure 5.** *Euxinocythere (Euxinocythere) lopatici* (Schornikov). Right valve, external view; Bosphorus, BPMB-14, 35.00-36.00m.

**Figure 6.** *Callistocythere cf litoralis* (G W. Müller). right valve, external view; Bosphorus, BPMB-11, 0.00-1.00m.

**Figure 7-8.** *Cyprideis torosa* (Jones). 7, right valve, external view; 8, left valve, external view; Bosphorus, BPMB-14, 11.00-12.00m.

**Figure 9.** *Cyprideis* sp. Left valve, external view; Bosphorus, BPMB-13, 3.00-4.00m.

**Figure 10.** *Urocythereis* sp. Left valve, external view; Bosphorus, BPMB-13, 9.00-10.00m.

**Figure 11-13.** *Tyrrhenocythere amnicola* (Sars). 11, left valve, external view; 12, right valve, external view; 13, carapace, dorsal view; Bosphorus, BPMB-12, 9.00-10.00m.

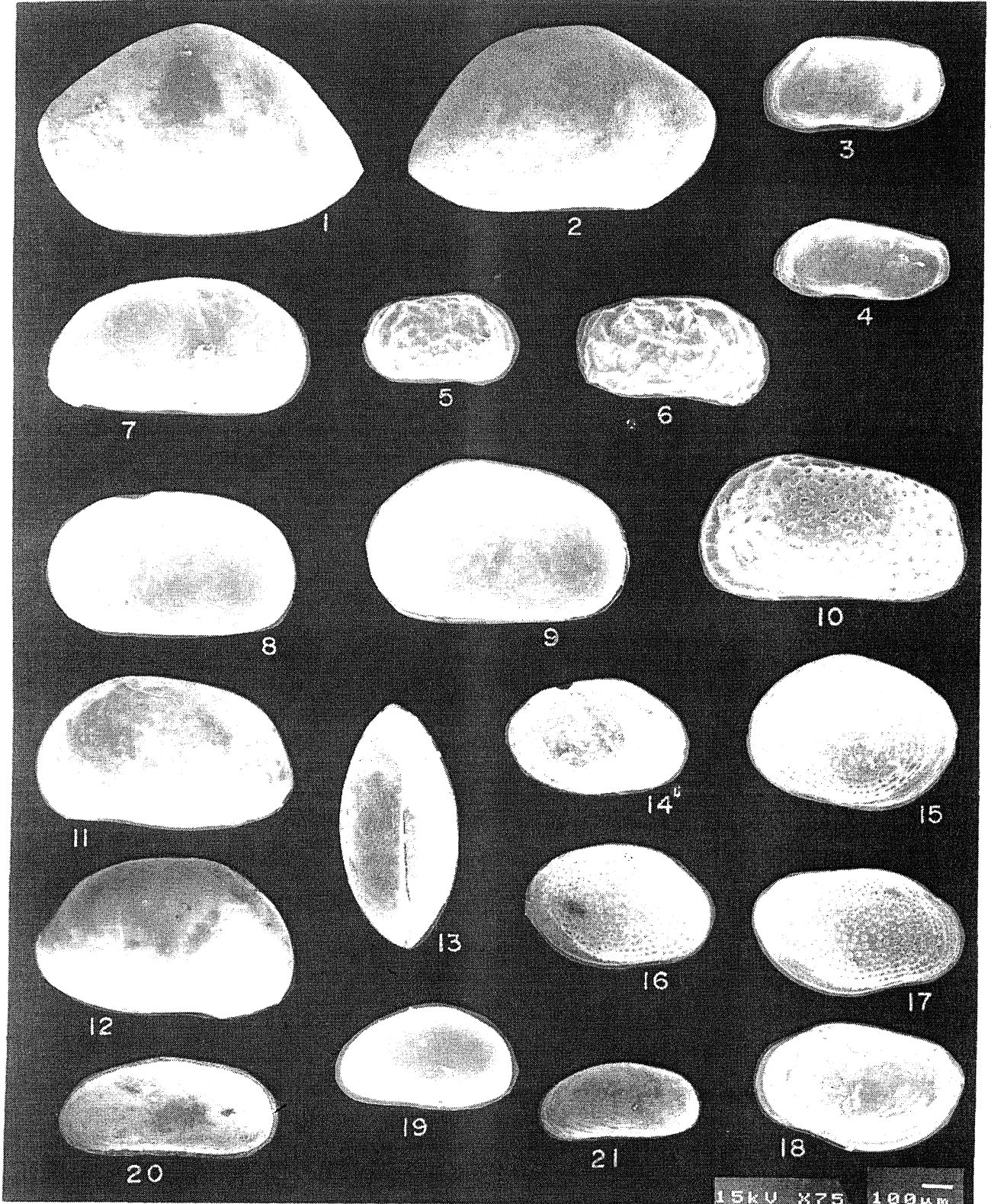
**Figure 14.** *Loxoconcha lepida* Stepanaitys. Right valve, external view; Bosphorus, BPMB-14, 34.00-35.00m.

**Figure 15.** *Loxoconcha cf gibboides* (Livaltal). Left valve, external view; Bosphorus, BPMB-11, 1.00-2.00m.

**Figure 16-18.** *Loxoconcha obliquata* (Sequenza). 16, right valve, external view, female; 17, right valve, external view, male; 18, right valve, internal view, male; Bosphorus, BPMB-14, 11.00-12.00m.

**Figure 19.** *Xestoleberis dispar* G. W. Müller. Left valve, external view; Bosphorus, BPMB-15, 0.00-1.00m.

**Figure 20-21.** *Pontocythere* sp. 20, left valve, external view; 21, left valve, external view, juvenile; Bosphorus, BPMB-15, 2.00-3.00m.



**LEVHA 5**

**Şekil 1.** *Arca noae* Linne'. a, sol kapak, Dış görünüm; b, sol kapak, iç görünüm, x1; İstanbul Boğazi, BPMB 11. 2.00-3.00 m.

**Şekil 2.** *Arcopsis (Arcopsis) lactea* (Linne'). a, sağ kapak, Dış görünüm; b, sağ kapak iç görünüm. x 5.8; İstanbul Boğazi, BPMB-13^4.00-5.00 m.

**Şekil 3.** *Anadara diluvii* (Lamarck), a, sağ kapak. Dış görünüm; b, sağ kapak, iç görünüm. x 6.8; BPMB-14, 20.00-21.00 m. T

**Şekil 4.** *Mytilus edulis* Linne'. a, sol kapak. Dış görünüm; b, sol kapak, iç görünüm, x1; İstanbul Boğazi, BPMB-14, 6.00-7.00 m.

**Şekil 5.** *Mytilus sp.* a, sol kapak, Dış görünüm; b, sol kapak, iç görünüm. x 1; İstanbul Boğazi, BPMB-11, 0.00-1.00 m.

**Şekil 6.** *Rhomboidella prideauxi* (Leach), a, sağ kapak. Dış görünüm; b, sağ kapak, iç görünüm, x 10; İstanbul Boğazi. BPMB-14, 6.00-7.00 m.

**Şekil 7.** *Mytilaster lineatus* (Ginelin in Linne'). a, sağ kapak. Dış görünüm; b, sağ kapak, iç görünüm; x 3.6, BPMB-11. 0.00-1.00 m.

**Şekil 8.** *Mytilaster sp.* Sol kapak. Dış görünüm; b, sol kapak, iç görünüm; x3.6; İstanbul Boğazi. BPMB-13, 8.00-9.00 m.

**Şekil 9.** *Modiolus (Modiolula) phaseolinus* (Philippi). a, sol kapak. Dış görünüm; b, sol kapak, iç görünüm. x1; İstanbul Boğazi. BPMB-14. 18.00-19.00 m.

**Şekil 10.** *Modiolus barbatus* (Linne'). a, sağ kapak. Dış görünüm; b, sağ kapak iç görünüm. x 20; İstanbul Boğazi. BPMB-14, 6.00-7.00 m.

**Şekil 11.** *Modiolus sp.* a, Dış görünüm; b, iç görünüm, x 36; İstanbul Boğazi, BPMB-II, 0.00-1.00 m."

**Şekil 12.** *Dimya tenuiplicata* (Sequenza). a, Dış görünüm; b, iç görünüm. x 2.5; İstanbul Boğazi, BPMB-15, 0.00-1.00 m.

**Şekil 13.** *Ostrea (Ostrea) edulis* Linne'. a, sol kapak. Dış görünüm; b, sol kapak iç görünüm, x 1; İstanbul Boğazi, BPMB-14, 6.00-7.00 m

**PLATE 5**

**Figure 1.** *Arca noae* Linne'. a, left valve, external view; b, left valve, internal view, x1; Bosphorus. BPMB 11. 2.00-3.00 m.

**Figure 2.** *Arcopsis (Arcopsis) lactea* (Linne'). a, right valve, external view; b, right valve, internal view; v 5.8; Bosphorus. BPMB-13, 4.00-5.00 m.

**Figure 3.** *Anaclara diluvii* (Lamarck), a, right valve, external view; b, right valve, internal view, x 6.8; Bosphorus. BPMB-14. 20.00-21.00 m.

**Figure 4.** *Mytilus edulis* Linne'. a, left valve, external view; b, left valve, internal view, x 1; Bosphorus, BPMB-14, 6.00-7.00 m.

**Figure 5.** *Mytilus sp.* a, left valve, external view; b, left valve, internal view, x 1; Bosphorus. BPMB-11. 0.00-1.00 m.

**Figure 6.** *Rhomboidella prideauxi* (Leach), a, right valve, external view; h, right valve, internal view, x 10. Bosphorus, BPMB-14, 6.00-7.00 m.

**Figure 7.** *Mytilaster lineatus fume/in in Linne'). a, right valve, external view; b, right valve, internal view. x 3.6; Bosphorus, BPMB-11, 0.00-1.00 m.*

**Figure 8.** *Mytilaster sp.* left valve, external view; h, left valve, internal view; x3.6; Bosphorus. BPMB-13 8.00-9.00 m.

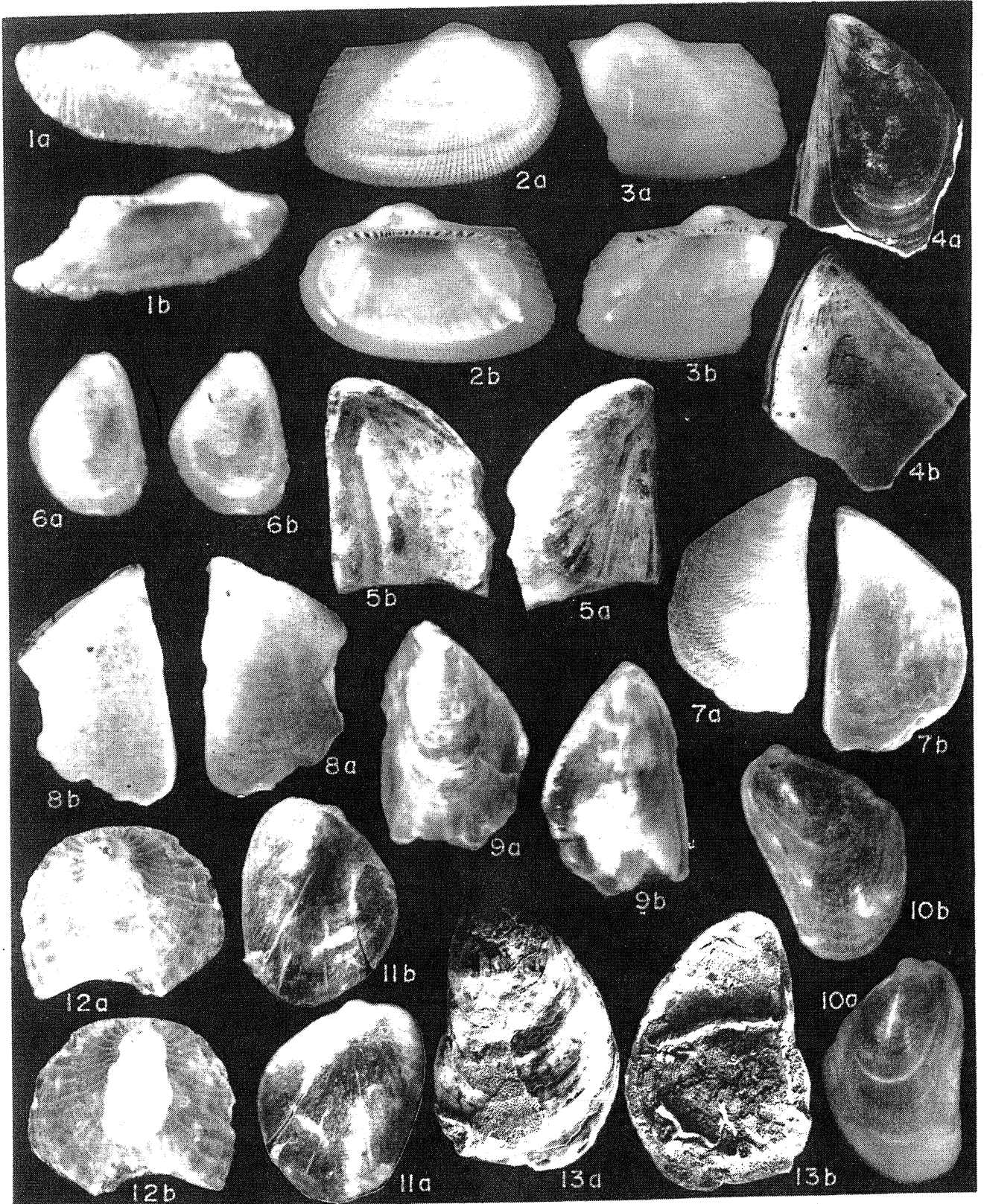
**Figure 9.** *Modiolus (Modiolula) phaseolinus* (Philippi). a, left valve, external view; h, left valve, internal view: x1; Bosphorus. BPMB-14. 18.00-19.00 m.

**Figure 10.** *Modiolus barbatus* (Linne'). a, right valve, external view; h, right valve, internal view, x 20; Bosphorus, BPMB-14, 6.00-7.00 m.

**Figure 11.** *Modiolus sp.* a, external view; b, internal view, x 36; Bosphorus, BPMB-11. 0.00-1.00 m.

**Figure 12.** *Dimya tenuiplicata* (Sequenza). a, external view; b, internal view, x 2.5; Bosphorus. BPMB-15. 0.00-1.00 m.

**Figure 13.** *Ostrea (Ostrea) edulis* Linne'. a, left valve, external view; b, left valve, internal view, x 1; Bosphorus, BPMB-14, 6.00-7.00 m





LEVHA 6

Şekil 1. *Ostrea (Ostrea) edulis* Linné. a, sağ kapak, Dış görünüm; b, sağ kapak, iç görünüm, x 1.4; İstanbul Boğazı, BPMB-14, 21.00-22.00 m.

Şekil 2. *Ostrea* sp. a, Dış görünüm; b, iç görünüm, x 1.7; İstanbul Boğazı, BPMB-13, 8.00-9.00 m.

Şekil 3. *Divaricella (Lucinella) divaricata* (Linné). a, sağ kapak, Dış görünüm; b, sağ kapak, iç görünüm, x 17; İstanbul Boğazı, BPMB-U, 0.00-1.00 m.

Şekil 4. *Lasaeantida* (Turton). a, sağ kapak, Dış görünüm; b, sağ kapak, iç görünüm, x 28; İstanbul Boğazı, BPMB-11, 0.00-1.00 m.

Şekil 5. *Mysella bidentata* (Montagu), a, sağ kapak, Dış görünüm; b, sağ kapak, iç görünüm, x 17.5; İstanbul Boğazı, BPMB-15, 0.00-1.00 m.

Şekil 6. *Mysella bidentata* (Montagu), a, sol kapak, Dış görünüm; b, sol kapak, iç görünüm, x 17.5; İstanbul Boğazı, BPMB-15, 0.00-1.00 m.

Şekil 7. *Acanthocardia* sp. a, Dış görünüm; b, iç görünüm, x 10.8; İstanbul Boğazı, BPMB-13, 4.00-5.00 m.

Şekil 8. *Cardium (Parvicardium) exiguum* (Gmelin in Linné). a, sol kapak, Dış görünüm; b, sol kapak iç görünüm, x 15.3; İstanbul Boğazı, BPMB-11, 2.00-3.00 m.

Şekil 9. *Cardium* sp. a, Dış görünüm; b, iç görünüm, x 19.5; İstanbul Boğazı, BPMB-12, 2.00-3.00 m.

Şekil 10. *Didacna* sp. a, Dış görünüm; b, iç görünüm, x 2.7, İstanbul Boğazı, BPMB-15, 3.00-4.00m.

Şekil 11. *Dosinia lupinus* (Linné). a, sol kapak, Dış görünüm; b, sol kapak, iç görünüm, x 6.8; İstanbul Boğazı, BPMB-11, 1.00-2.00 m.

Şekil 12. *Paphia aurea* (Gmelin). a, sol kapak, Dış görünüm; b, sol kapak, iç görünüm, x 3.6; İstanbul Boğazı, BPMB-13, 3.00-4.00 m.

Şekil 13. *Abra ovata* (Philippi). a, Dış görünüm; b, iç görünüm, x 7.6; İstanbul Boğazı, BPMB-11, 2.00-3.00 m.

Şekil 14. *Abra* sp. a, Dış görünüm; b, iç görünüm, x 10; İstanbul Boğazı, BPMB-11, 3.00-3.80 m.

Şekil 15. *Gari depressa* (Pennant), a, sağ kapak, Dış görünüm; b, sağ kapak, iç görünüm, x 1.35; İstanbul Boğazı, BPMB-15, 4.00-4.50 m.

PLATE 6

**Figure 1.** *Ostrea (Ostrea) edulis* Linné. a, right valve, external view; b, right valve, internal view, x 1.4; Bosphorus, BPMB-14, 21.00-22.00m.

**Figure 2.** *Ostrea* sp. a, external view; b, internal view, x 1.7; Bosphorus, BPMB-13, 8.00-9.00m.

**Figure 3.** *Divaricella (Lucinella) divaricata* (Linne). a, right valve, external view; b, right valve, internal view, x 17; Bosphorus, BPMB-11, 0.00-1.00m.

**Figure 4.** *Lasaea nitida* (Turton). a, right valve, external view; b, right valve, internal view, x 28; Bosphorus, BPMB-11, 0.00-1.00m.

**Figure 5.** *Mysella bidentata* (Montagu), a, right valve, external view; b, right valve, internal view, x 17.5; Bosphorus, BPMB-15, 0.004.00m.

**Figure 6.** *Mysella bidentata* (Montagu), a, left valve, external view; b, left valve, internal view, x 17.5; Bosphorus, BPMB-15, 0.00-1.00m.

**Figure 7.** *Acanthocardia* sp. a, external view; b, internal view, x 10.8; Bosphorus, BPMB-13, 4.00-5.00m.

**Figure 8.** *Cardium (Parvicardium) exiguum* (Gmelin in Linne). a, left valve, external view; b, left valve, internal view, x 15.3; Bosphorus, BPMB-11, 2.00- 3.00m.

**Figure 9.** *Cardium* sp. a, external view; b, internal view, x 19.5; Bosphorus, BPMB-12, 2.00-3.00m.

**Figure 10.** *Didacna* sp. a, external view; b, internal view, x 2.7, Bosphorus, BPMB-15, 3.00-4.00m.

**Figure 11.** *Dosinia lupinus* (Linne). a, left valve, external view; b, left valve, internal view, x 6.8; Bosphorus, BPMB-11, 1.00-2.00m.

**Figure 12.** *Paphia aurea* (Gmelin). a, left valve, external view; b, left valve, internal view, x 3.6; Bosphorus, BPMB-13, 3.00-4.00m.

**Figure 13.** *Abra ovata* (Philippi). a, external view; b, internal view, x 7.6; Bosphorus, BPMB-11, 2.00-3.00m.

**Figure 14.** *Abra* sp. a, external view; b, internal view, x 10; Bosphorus, BPMB-11, 3.00-3.80m.

**Figure 15.** *Gari depressa* (Pennant), a, right valve, external view; b, right valve, internal view, x 1.35; Bosphorus, BPMB-15, 4.00-4.50m.

# TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ

*Geological Bulletin of Turkey*

**Ocak 2000 Cilt 43 Sayı 1**  
**January 2000 Vol. 43 No 1**

## İÇİNDEKİLER CONTENTS

- ÜNAY, E., GÖKTAŞ, F., Kınık (Gördes) Çevresindeki Erken Miyosen Yaşlı Linyitli Çökellerin Küçük Memeli Biyokronolojisi: Ön Sonuçlar  
*Small Mammal Biochronology of the Early Miocene Lignitiferous Sediments Around Kınık (Gördes): Preliminary Results*.....1
- OYGÜR, V., ERLER, A., Simav grabeninin metalojenisi (İç-Batı Anadolu, Türkiye)  
*Metallogeny of the Simav Graben (Inner-Western Anatolia, Turkey)*.....7
- ŞEN, Ö., SARAÇ, C., Kalburçayırı (Kangal, Sivas) Linyit Yatağının Jeolojisi ve Blok Kriging Yöntemi ile Değerlendirilmesi  
*Geology and Evaluation of Kalburçayırı (Kangal, Sivas) Lignite Basin by Block Kriging*.....21
- YURTSEVER, T. Ş., GÜRÇAY, B., DEMİREL, İ. H., Aladağ Birliği'nin Üst Devoniyen-Alt Triyas İstifinin Çökeltme Ortamları ve Hidrokarbon Kaynak Kaya Değerlendirmesi: Orta Toroslar, Türkiye  
*Depositional Environments and Hydrocarbon Source Rock Assessments of the Upper Devonian-Lower Triassic Sequence of Aladağ Unit: Central Taurus, Turkey*.....33
- ÖZDOĞAN, M., ŞAHBAZ, A., KAZANCI, N., Marmara Denizi güneyinde Orta-Geç Miyosen Aluviyal Yelpaze Sisteminin Depolanma ve Fasiyes Özellikleri  
*Depositional and Facies Properties of The Middle-Late Miocene Alluvial Fan System*..... 59
- MERİÇ, E., KEREY, İ. E., AVŞAR, N., TUNOĞLU, C., TANER, G., KAPAN-YEŞİLYURT, S., UNSAL, İ., ROSSO, A., Geç Kuvaterner (Holosen)'de İstanbul Boğazı Yolu ile Marmara Denizi-Karadeniz Bağlantısı Hakkında Yeni Bulgular  
*New Findings On The Late Quaternary (Holocene) Marmara Sea-Black Sea Connection Via The Bosphorus Sea Way*.....73

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri;  
GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology,  
Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, GEOBASE, BIOSIS de yer almaktadır.

*Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:*  
GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation,  
Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, GEOBASE, BIOSIS.

Yazışma Adresi - Correspondence Adress

TMMOB JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI  
P. K. 464-Yenişehir, 06444 ANKARA - TURKEY  
Tel : (0-312) 434 36 01 - 432 30 85  
Fax : (0-312) 434 23 88  
www.jmo.org.tr  
e-mail:tmmobj-o@tr.net.net.tr.

teknik hazırlık © nitelik reklam 419 35 46