

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

BÜLTENİ

Ağustos, 1978
August

Cilt: 21
vol.

Sayı: 2
no :

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Güneydoğu Türkiye'de Sinan formasyonu alt üyesi ve Besni formasyonu'nun fauna özellikleri

Faunal properties of Lower Member of Sinan formation and Besni formation, in Southern Turkey

Engin Meriç 95

Uşak yöresindeki neojen havzaların jeolojisi

Geology of the neogene basins in Uşak region

Tuncay Erean, Ali Dinçel, Salt Metin,
Ahmet Türkecan, Erdoğan Günay 97

Çelikhan doğusu lökokuvarsmonzonitleri üzerine petrokimya ve jeokronolojil verileri (Adıyaman - Türkiye)

Petrochemical and Geochronological data on Leucocratic quartzmonzonites at the east of Çelikhan (Adıyaman - Turkey)

Özkan Pişkin 107

Tuz Gölü havzası ve doğal kaynakları : Tuz Gölü suyunun jeokimyası

The Salt Lake basin and natural resources I: Geochemistry of the brine of the Salt Lake (Central Anatolia-Turkey)

Ali Uygun, Ersin Şen 113

Pliospalax primitivus n. sp. (Rodentia, Mammalia) and *Anomalomys gaudryi* Gaillard from the Anchitherium fauna of Sarıçay (Turkey)

Sarıçay (Türkiye) Anchitherium'lu faunasından Pliospalax primitivus n. sp. (Rodentia, Mammalia) ve *Anomalomys gaudryi* Gaillard

Engin Ünay 121

Ergani - maden yöresi stratigrafisi

Stratigraphy of the Ergani - Maden region

Ismail Özkaya 120

Çanakkale - Bayraktepe'nin Tortoniyen yaşlı balık fosilleri

On the fossil fishes from the Tortonian of Çanakkale - Bayraktepe

Kemal Erdoğan 141

Inarticulate Brachiopods from Cambro-Ordovician formations in the Western Taurus (Turkey)

Batı Toroslar'daki (Türkiye) Kambro - Ordovisiyen formasyonlarında Mentegesiz Brachiopoda'lar

G. Termier, O. Monod 145

Yassıpınar (Şarkışla) olistostromu

Yassıpınar (Şarkışla) olisthostrome

Ergün Gökten 153

Description of a new species of *Polydierodina* from Northeast of Elmadağ (Ankara, Turkey)

Elmadağ (Ankara) Kuzeydoğusunda bulunan yeni bir Polydierodina türünün tanımı

Yavuz Okan 159

Eski bir Graben örneği : Haymana - Polatlı havzası

Example of an ancient graben : The Haymana - Polatlı basin

Güner Ünalın, Vedat Yüksel 165

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU BÜLTENİ

Bulletin of the Geological Society of Turkey

Yayın Yazmanı (Secretary of Publications)

Çetin KARAAGAÇ

Teknik Yönetmen (Technical Editor)

Enis CEZAYIRLIOĞLU

Yayın Kurulu (Editorial Board)

Ussal Z. ÇAPAN — Ayhan ERLER — Aziz ERTUNÇ — Ergun GÖKTEN —
Ali ÖZTÜRK — Ozan SUNGURLU — Okan TEKELİ

Bültenin bu sayısındaki bazı yazılara incelenmesinde Mumin KÖKSOY, Erol ÇATAL, Sungu GÖKÇEN, İbrahim TEKKAYA, Muhittin SENALP, Doğan LEFLEF, Oğuz ARDA, Nuran GÖKÇEN, Cengiz BAŞTUĞ, Ayça SALANCI, Erol AKYOL'un da katkıları olmuştur.

Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Türkiye Jeoloji Kurumu yayınıdır. Senede iki kez yayımlanır. Bülten'de yer alacak tüm yazıların, nitelik, kapsam, düzenleme ve şekil bakımından Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni Yayın Kurallarına uyması gerektir. Bülten'de yayımlanması istenen yazılar Ağustos sayısı için 15 Nisan, Şubat sayısı için 15 Kasım'dan önce gönderilmelidir.

Yazılar üçer nüsha olarak gönderilmelidir. Yayımlanmayan yazıların ikinci ve üçüncü nüshaları yazarlarına geri verilmez.

Bülten Türkiye Jeoloji Kurumu üyelerine ücretsiz gönderilir. Bültenin 1/1 dışında tüm sayıları yazışma adresinden 1,2 - 17/2 sayıları 100.— TL, dan daha sonraki sayılar 200.— TL.'dan elde edilebilir.

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

The Geological Society of Turkey

38. Dönem (1978-1979)

Yönetim Kurulu (Executive Board)

Tahir ÖNGÜR	Başkan (President)
Doğan FERİNÇEK	İkinci Başkan (Vice President)
Hıdır ÇAĞLAYAN	Genel Yazman (Secretary general)
Ertem TUNCALI	Sayman (Treasurer)
Ali YILMAZ	Kitaplık Yönetmeni (Librarian)
Çetin KARAAGAÇ	Yayın Yazmanı (Secretary of Publications)
Soner KAYAKIRAN	Sosyal İlişkiler Yazmanı (Secretary of Social affairs)

Yazışma adresi

*N. B. All Correspondence should
be addressed to:*

Türkiye Jeoloji Kurumu PK 464 Kızılay, ANKARA

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

BÜLTENİ

Ağustos, 1978
August

Cilt: 21 Say: 2
vol. no:

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Güneydoğu Türkiye'de Sinan formasyonu alt üyesi ve Besni formasyonu'nun fauna özellikleri

Faunal properties of Lower Member of Sinan formation and Besni formation, in Southern Turkey.

Engin Meriç 95

Uşak yöresindeki neojen havzaların jeolojisi

Geology of the neogene basins in Uşak region

Tuncay Ercan, Ali Dmçei, Sait Metin,
Ahmet Tirkcan, Erdoğan Güney 91

Çelikhan doğusu lökokuvarsmonzonitleri üzerine pet-rokimya ve jeokronoloji verileri (Adıyaman - Türkiye)

Petrochemical and Geochronological data on Leucocra HcquartzmonzonMes at the east of Ç&likhan (Adıyaman - Turkey).*

Özkan Pişkin 107

Tuz Gölü havzası ve doğal kaynakları I: Tuz Gölü suyunun jeokimyası

The Salt Lake basin and natural resources I: Geochemistry of the brine of the Salt Lake (Central Anatolia - Turkey).

Ali Uygun, Ersin Şen 113

Pliospalax primitivus n. sp. (Rodentia, Mammalia) and Anomalomys gaudryi Gaillard from the Anehit-herium fauna of Sarıçay (Turkey)

Sarıçay (Türkiye) AnchitheriumHu faunasından Pliospalax primitivus n. sp. (Rodentia, Mammalia) ve Anomalomys gaudryi Gaillard

Engin Ünay 121

Ergani ,, maden yöresi stratigrafisi

Stratigraphy of the Ergani - Maden region

İsmail Özkaya 129

Çanakkale - Bayraktepe'nin Tortoniyen yaşlı balık fosilleri

On the fossil fishes from the Tortonian of Çanakkale -> Bayraktepe.

Kemal Erdoğan 141

Inarticulate Brachiopods from Cambro-Ordovician formations in the Western Taurus (Turkey)

*Batı Toroslar*daki (Türkiye) Kambro - Ordovisiyen formasyonlarında Menteşesiz Brachiopoda'lar*

G. Termier, O. Monod 145

Yassımar (Şarkışla) olistostromu

Yassımar (Şarkışla) olistostrome.

Ergin Gökten 153

Description of a new species of Polydiexodina from Northeast of Elmadağ (Ankara, Turkey)

Elmadağ (Ankara) Kuzeydoğusunda bulunan yeni bir Polydiexodina türünün tanımı.

Yavuz Okan 159

Eski bir Graben örneği : Haymana - Polatlı havzası

Example of an ancient graben : The Haymana - Polatlı basin.

Güner Ünalın, Vedat Yüksel 165

Güneydoğu Türkiye'de, Sinan Formasyonu Alt Üyesi ve Besni Formasyonu'nun Fauna Özellikleri

Faunal properties of Lower Member of Sinan Formation and Besni Formation, in Southern Turkey

ENGİN MERİÇ *Jeoloji Kürsüsü, Maden Fakültesi, İTÜ, İstanbul*

ÖZ: Güneydoğu Türkiye'de, V-VI. Bölgelerde izlenen Sinan Formasyonu Alt Üyesi ve Antak Formasyonu içindeki kireçtaşı mercceklerinin mikrofaunal özellikleri, şimdiye kadar kabul edildiği gibi, VI. Bölgedeki Besni Formasyonu'nun mikrofaunası ile eşdeğer olmayıp, Sinan Formasyonu Alt Üyesi ile Antak Formasyonu içindeki kireçtaşı merccekleri (Üst Mestriştiyen'in Altı), Besni Formasyonu'ndan (Üst Mestriştiyen'in Üstü) daha yaşlıdır.

ABSTRACT: Microfaunal properties of the Lower Member of the Sinan Formation and limestone lenses of the Antak Formation which are seen in Districts V and VI of Southeastern Turkey are not similar with the Besni Formation seen in District VI, as has so far been accepted. The Lower Member of the Sinan Formation and the limestone lenses of the Antak Formation (both Lower Late Maastrichtian in age) are older than Besni Formation (Upper Late Maastrichtian).

GİRİŞ

Güneydoğu Anadolu'da V. ve VI. Bölgelerde, şimdiye kadar yapılmış stratigrafik araştırmalara göre Üst Mestriştiyen yaşlı istif VI. Bölge'de Antak ve Besni formasyonları (Tuna, 1973; Sungurlu, 1974), V. Bölge'de ise yine Antak Formasyonu ve Sinan Formasyonu'nun Alt Üyesi olarak ayrılanmıştır.

VI. Bölge'de Antak Formasyonu, vişne kırmızısı renkli ve öğelerinin hemen hemen tamamı Karadut Birliği, Koçali Birliği ve ofiyolitlerden türemiş çakıltaşları ile temsil edilir. İstifin alt kesiminde yeryer 1-2 m kalınlıkta, bol bentonik fosil içeren kireçtaşı merccekleri izlenir ve Antak Formasyonu üzerine konkordan, sarı renkli kumtaşı ve kumlu kireçtaşı ile başlayan ve üstte doğru yine sarımsı

renkli, kumlu biyohermal kireçtaşı ile devam eden Besni fm. gelir (Sungurlu, 1974; s. 94). Germav Formasyonu'nun Alt Üyesi ile yanal geçişli olup Paleosen yaşlı Üst Üyesi'ne konkordan olarak geçer.

V. Bölge'de ise, Üst Mestriştiyen yaşlı istif altta yine vişne kırmızısı renkli çakıltaşından oluşmuş Antak Formasyonu ile başlar. Üste doğru konkordan ve yanal geçişli olarak Sinan Formasyonu Alt Üyesi'nin gri renkli, çokaz killi ve yeryer dolomitik kireçtaşı ile devam eder ve Paleosen yaşlı Sinan Formasyonu Üst Üyesi'nin kireçtaşı ile örtülür.

Bu çalışmaya kadar yapılan bütün mikropaleontolojik araştırmalarda, Sinan Formasyonu'nun Alt Üyesi ve Besni Formasyonu faunal yönden eşdeğer ve yaşça Üst Mestriştiyen olarak kabul edilmiştir.

BESNİ FORMASYONU VE SİNaN FORMASYONU ALT ÜYESİNİN FAUNAt, ÖZELLİKLERİ

Yazar tarafından çeşitli tarihlerde sözü edilen formasyonlardan alınmış örnek ve karotlar üzerinde yapılmış mikropaleontolojik çalışmalar sonunda bölgelere göre saptanan fauna şöyledir:

V. Bölgede, Siirt ili dolayında; Batman, Raman, Kozluk, Sason, Şelmo, Malabadi, Silivanka, Habandere ve Güzeldere'de yapılan sondajlarda Sinan Formasyonu Alt Üyesi'nden alınmış karotlarda bu üyeye özgü aşağıdaki fauna saptanmıştır.

Broeckinella arabica HENSON
Loftusia elongata COX
 " *harrisoni* OOX
 " *minor* (B) ve (A) COX
Cuneolina Sp.
Göskinolina sp.
Gyclopsinella stemmmani (MUNIER-CHALMAS)
SideroHtes calcitrapoides LAMARCK
Orbitoides meâAus (d'ARCHIAC)
Omphalocyclus macroporus (LAMARCK)
 Lituolidae
 Valvulinidae
 Miliolidae

VI. Bölgede, Antak Formasyonu içindeki kireçtaşı mercleklerinde de şu organizmalar tayin edilmiştir.

Adıyaman kuzeyinde, Bistikân köyü çevresinde;
Broeckinella arabica HENSON
Loftusia elongata COX
 " *harrisoni* COX
 " *minor* (B) ve (A) COX
Cuneolina sp.
Coskinolina sp.
Orbitoides medius (d'ARCHIAC)
Omphalocyclus macroporus (LAMARCK)
 Valvulinidae
 Miliolidae
 Rotaliidae

Kâhta kuzeyinde, Eski Kâhta dolaylarında;

Loftusia elongata COX
 <" *harrisoni* CÖX
 " *minor* (B) ve (A) COX
Loftusia anatolica MERİÇ
SideroHtes calcitrapoides LAMARCK
Orbitoides medAus (d'ARCHIAC)
Omphalocyclus macroporus (LAMARCK)

Yine VI. Bölgede, Adıyaman ilinde, Besni, Kâhta ve Gerger dolaylarında Antak Formasyonu üzerindeki yaygın olarak görülen Besni Formasyonu içinde de aşağıdaki fauna saptanmıştır :

Loftusia morgani DOUVILLE
 " *baykali* MERİÇ
 " *anatolica* MERİÇ
 " *oktayi* MERİÇ
 " *kahtaensis* MERİÇ

SideroHtes calcitrapoides LAMARCK
Orbitoides medius (d'ARCHIAC)
Orbitoides JSimplorbites gensacicus (LEYMERIE)
Omphalocyclus macroporus (LAMARCK)

Lepidorbitoides socialis (LEYMERIE)
Glypeorbis mamulata (SCHLUMBERGER)

SONUÇLAR

Yukarıda belirtilen faunal özelliklere göre VI. Bölge'deki Besni Formasyonu faunası ile, yine aynı bölge'de Antak Formasyonu içindeki kireçtaşı merclekleri ve V. Bölge'deki Sinan Formasyonu Alt Üyesinin faunal içerikleri birbirlerinden kesin olarak farklıdır. Özellikle Loftusia türleri yönünden Sinan Formasyonu Alt Üyesi ve Antak Formasyonu içindeki kireçtaşı merclekleri büyük bir benzerlik göstermekte ve Besni Formasyonundan ayrılmaktadırlar.

Ayrıca Besni Formasyonu faunası kesinlikle Üst Mestriştiyen'in üstünü, diğerleri ise Üst Mestriştiyen'in altını simgelemektedir. Bu duruma göre, sonuç olarak, Besni Formasyonu ile Sinan Formasyonu Alt Üyesi yaş yönünden şimdiye kadar kabul edildiği gibi eşdeğer değildir, dolayısı ile VI. Bölgede Besni Formasyonu'nun düşünüldüğü kadar yaygın olmadığı da ortaya çıkmaktadır. İkinci olarak VI. Bölgede Antak Formasyonu içinde saptanmış kireçtaşı mercleklerinin V. Bölgede görülen Sinan Formasyonu Alt Üyesinin batıya uzantıları olabilecekleri de faunal benzerlik yönünden bir alternatif olarak düşünülebilir.

KATKI BELİRTME

Yazar, araştırma ile ilgili bazı doküman ve bilgileri sağlayan Dr. Cengiz Keskince (TPAO), gerekli karot örneklerine ait ince kesitleri inceleme olanağı veren Fikriye Güngör ve Necdet Solak'a (TPAO), arazi çalışmalarında gerekli yardımlarda bulunan J.Y.M. Namık Yalçın, J.Y.M. Doğan Perinçek, J.Y.M. Hacı Savcı ve J.Y.M. Hasan Öncü'ye, Siirt bölgesinden bazı sondaj karotlarını vererek çalışmanın gelişmesini sağlayan Mob. Exp. Med. INC of Turkey'e, bazı foraminiferlerin tayininde büyük katkısı olan Prof. Dr. M. Kaeffer'e (MÜNSTER) ve bu çalışmanın hazırlanmasında hertürlü katkılarını esirgemeyen Dr. Fazlı Oktay'a (tTÜ) teşekkürü borç bilir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bolgi, T., 1964, Adıyaman sahalarının Jeolojik etüdü. TPAO Arşivi, No. 325
 Keskin, C, 1972 Adıyaman sahası Kretase öncesi stratigrafisi. TPAO Argivi, no. 759.
 Meriç, E., 1964 Etude géologique et paléontologique de la région entre Kâhta et Memrut dağ. Rev. Fac. Sci. Univ. Ist., série B, tome 30, fasc. 1-2 pp. 55-107, pl. 1-20.
 1967, Sur quelques Loftusiidae et Orbitoididae de la Turquie. Rev. Fac. Sci. Univ. Ist., sSrie B, tome 32, fasc. 1-2, pp. 1-58, pl. 1-36.
 1974, Sur la presence du genre Cyclopsinella dans les couches du Maestrichtien supérieur au Sud-Est de la Turquie. Rev. Fac. Sci. Univ. Ist., Série B, tome 39, fasc. 3-4, pp. 223 - 226.
 1975, Loftusiidae familyasının Türkiye'deki coğrafi dağılımı. TB-TAK V. Bilim Kongresi Matematik, Fizik ve Biyolojik Bilimler Araştırma Gurubu tebliğlerinden.
 Meriç, E. ve Deuries, A., 1966, Note sur les affleurements Maestrichtiens de la region Kâhta (Turquie). Travaux de l'Institut de Géologie et d'Anthropologie Préhistorique de la Faculté des Sciences de Poitiers, tome VII, pp. 1-15.
 Sungurlu, O., 1973, Gölbaşı - Gerger arasının jeolojisi. TPAO Arşivi, no. 802.
 Sungurlu O., 1974, VI. Bölge kuzey sahalarının jeolojisi. Türkiye İkinci Petrol Kongresi Tebliğlerinden, pp. 85-107
 Tuna, D., 1973, VI. Bölge litostratigrafi birimleri adlamasının açıklayıcı raporu. TPAO Yayınları, Ankara.

Uşak Yöresindeki Neojen Havzalarının Jeolojisi ⁽¹⁾

Geology of the Neogene basins in Uşak region

TUNCAY ERCAN *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara*
ALİ DİNÇEL* *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara*
SAİT METİN *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara*
AHMET TÜRKECAN *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara*
ERDOĞDU GÜNAY *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara*

ÖZ: Uşak yöresinde Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı karasal çökeller ve volkanik ürünler geniş alanlarda yüzeylemektedir. Erek, bölgenin ayrıntılı Neojen stratigrafisini ve karasal havzaların fasiyes ve paleoğrafyasını ortaya koymaktır. Temel, Paleozoyik yaşlı Menderes Masifi metamorfittir. Bu metamorfittelerde üç ana birim ayırtlanmıştır. Güneyköyü formasyonunun granitik gnaysları ile gözlü gnays ve şistlerden oluşan Eşme formasyonu yanall geçişlidir. Üzerlerinde Musadağı mermerleri bulunur. Mesozoyik birimleri, Kızılasöğüt formasyonunun (Jura) dolomitik kireçtaşları ve yerleşme yaşı Üst Kretase olan Vezirler melanjıdır. Neojen, bir alüvyon yelpazesi olarak çökelmiş olan Kürtköyü formasyonu (Alt Miyosen) ile başlar. Üste gelen Yeniköy formasyonu (Orta-Üst Miyosen) 800 m. kalınlığı aşkın olup bir akarsu ortamında çökelmiştir. Dikendere volkanitlerinin yaşı Orta Miyosendir. Yeniköy formasyonu üzerinde uyumlu olarak 50-60 m. kalınlıkta, göselle ortamda oluşan Küçükderbent formasyonu (Üst Miyosen) çökelleri yer alır. Miyosen, çeşitli lavlardan oluşan Karaboldere volkanitleriyle sona erer. Ahmetler formasyonu (Alt Pliyosen) üç üyeye ayırtlanmıştır: a) Merdivenlikuyu üyesi; yamaç molozudur, b) Balçıklıdere üyesi; En çok 200 m. kalınlıkta ve bir akarsu ortamının temsilcisidir, c) Gedikler üyesi; akarsu ortam özelliklerinin bitip göselle ortamın başladığını belirler. Ahmetler formasyonu Alt-Orta Pliyosen yaşlı Bey dağı volkanitlerinden geçmiştir. Daha üstte 250 m kalınlıkta Ulubey formasyonunu oluşturan bol fosilli göselle kireçtaşları bulunur. Bunların üzerinde Üst Pliyosen yaşlı Payamtepe volkanitleri yer alır. 200 m kalınlıkta Asartepe formasyonu (Alt Kuvaterner) akarsu ortamı ıraklar. Kula volkanitleri ise Üst Kuvaterner yaşlıdır.

ABSTRACT : Tertiary and Quaternary continental sediments and volcanic products cover large areas in Uşak region. The purpose of this project is to construct the Neogene stratigraphy in detail and to evaluate the facies and paleogeography of the continental basins. The Menderes Massif metamorphics constitute the basement rocks in this region. Three main formations are observed. The granitic gneisses of the Güney köyü formation and the augen gneisses and various schists of the Eşme formation show lateral gradation. These units are overlain by the Musadağı marbles. Mesozoic is represented by the dolomitic limestones (Jurassic) of the Kızılasöğüt formation and the Vezirler melange,

(1) Bu yazı Türkiye Jeoloji Kurumu 31. Bilimsel Kurultayında bildiri olarak sunulmuştur.

emplaced in Upper Cretaceous. Neogene starts with alluvial fan deposits (Kürtköyü formation), Lower Miocene in age. This unit is overlain by 800 m thick, fluvial deposits of the Yeniköy formation (Upper-Middle Miocene). Dikendere volcanics are Middle Miocene in age. The lacustrine deposits of the Küçükderbent formation (Upper Miocene), which is about 50-60 m thick, conformably overlies the Yeniköy formation. Miocene ends with the Karaboldere volcanics which is composed of various lavas. Ahmetler formation (Lower Pliocene) has three members: a) The Merdivenkuyu member is a scree deposit, b) The Balçıklidere member is a fluvial unit, about 200 m thick, c) The Gedikler member indicates that the fluvial features has come to end and the lacustrine deposition has started. Ahmetler formation contains materials derived from the Beydağı volcanics, Lower-Middle Pliocene in age. The fossiliferous, about 250 m thick, Lacustrine Limestones of the Ulubey formation overlies the Ahmetler formation. Above these limestones there are the Payamtepe volcanics, Upper Pliocene in age. Asartepe formation represents the fluvial environment of the Lower Quaternary deposits. Kula volcanics are Upper Quaternary in age.

GİRİŞ

İnceleme alanı iç Ege bölgesindeki Uşak-Banaz-Ulubey-Eşme-Kula yöreleri olup yaklaşık 3800 kms lik bir yer kapsar (Şekil 1).

İnceleme ereği; Bölgedeki karasal Neojen havzalarında oluşan ve uranyum, bitümlü şeyi, kömür, kaolen, diatomit, bor tuzları v.b. önemli oluşukları içeren tortul kaya birimlerinin ayrıntılı stratigrafilerini ortaya koymak, yörede yaygın yüzlekler veren çeşitli evrelerdeki volkanitlerin bu strati grafik sıralanımında yerlerini belirlemek, karasal havzaların fasiyes ve paleoöğrafyasım ortaya çıkarmaktır. Bu amaca yönelik olarak 25 adet 1/25.000 ölçekli paftanın ayrıntılı jeoloji haritası yapılmıştır.

Batı Anadoluyu kapsayan jeolojik çalışmalar oldukça eski yıllardan beri süre gelmiştir. Bölgede genel jeolojii konu alan çalışmalar yoğun olup, Neojen havzalarını kapsayan bölgesel ayrıntılı çalışmalar azdır. En eski araştırmalar Hamilton ve Strickland (1841), Tchihatcheff, (1869), Washington (1894) ve Phillipson (1913) tarafından yapılmış olup, daha çok gezi niteliğindedirler. Ayrıntılı çalışmalara 1950 yılından sonra başlanmış ve çok sayıda araştırmacı çeşitli konularda incelemelerde bulunmuştur.

STRATİGRAFİM JEOLJİ

Paleozoyik

Menderes Masifi Metamorfileri Grubu. Bölgede yer alan Menderes Masifinin çeşitli metamorfileri temeli oluşturmaktadır. Metamorfilerin ayrıntılı incelenmesi, araştırmanın kapsamı dışında bırakılmış ve 3 ana birimin ayrırtlanmasıyla yetinilmiştir:

Güneyköyü Formasyonu (Pzşg). Granitik gnayslardan oluşmuştur. Bunlar pembe-beyaz renkli iri kristalli, yer yer bütünüyle granit görünümlü olup aplit ve kuvars damarları ve silişçe zengin anklavlar içerirler. Bölgede yayılımları azdır, tipik olarak Eşme batısında Güneyköyünde ve daha kuzeydeki Karabacaklı köyü doğusunda izlenirler.

Eşme Formasyonu (Pzşe). Altta granitik gnayslarla yanal ve dikey geçişli olan para kökenli gözlü gnayslar bulunur. Bunlar iri feldispat ve kuvars gözlü, yer yer turmalinli kuvars damarlı olup yer yer de diyasporit, hematit ve magnetit içerirler. Daha üste doğru ince taneli gnayslar ve bunların üzerinde de mikaşist, amfibol şist, granatlı şist, kloritli şist, kalkışist v.b. yer yer de ince mermer bant ve düzeyleri içeren çeşitli şistler izlenir. Bu birimler ayrıntılı olarak ayrırtlanmamış ve bütünüyle Eşme formasyonu adı altında

toplanmıştır. Eşme yöresinde, Uşak kuzeyinde geniş alanlarda yüzeylenmektedirler.

Musadağı mermerleri (Ptrm.), Şistler üzerinde uyumlu-luğu tartışmalı olan beyaz renkli dolomitik mermerler yer alırlar. Bunlar 150 m yi aşkın kalınlıkta, iri kristalli, yer yer siyah bantlı olup, arasına zımpara ve diyasporit mercerleri içerirler. Yer yer fillat ve kuvarsitlerle ardışıklıdır. Mermerlerde fosil bulunamamıştır. Ancak, çalışma alanına komşu bölgelerde yapılan çalışmalarda, içlerinde Permiyen ve Triyas yaşlı fosiller bulunduğu ve 1000 m kalınlığa eriştiğine değinilmiştir. Akkuş (1962) Mesozoyik, Akarsu (1969) Permo-Karbonifer, Ayan (1973) Permiyen. Mesozoyik, Boray ve diğerleri (1973) Üst Triyas, Kalafatçıoğlu (1962) Permiyen, Wippen (1964) Permo-karbonifer yaşta olduklarını ileri sürmüşlerdir. Yukarıda belirtilen sonuca varımlar gözetilerek mermerlerin Permo-Triyas yaşlı oldukları varsayılmıştır.

Ayrıca, mermerlerin şistler üzerindeki durumu da tartışmalı olup, çalışma alanında şistler üzerinde uyumlu olarak yer aldıkları gözlenmiş ve bu görüş kimi araştırmacılar tarafından benimsenmiş de (Schuiling, 1962) ve (özyardımcı ve Konak, 1976 kişisel görüşme), kimi araştırmacılar bunu kabullenmemekte ve uyumsuz olarak yer aldıklarını savlamaktadırlar (Akkuş, 1962; Akarsu, 1969; Ayan, 1973, Kutlu ve Demirsu, 1955; Kalafatçıoğlu, 1962; Mariko, 1970).

Mermerler içinde yer yer mercerler şeklinde izlenen zımparataşı ve diyasporit oluşukları önemli olup, bunların ilksel gerecinin (boksit) birikmesi için, içindeki karstik çukurların oluşabileceği, bol yıkanmanın olduğu bir karasal ortam gerekmektedir. Bu şekilde, kireçtaşları içinde önce bir boksit birikmesi olmuş ve daha sonra bunlar kireçtaşlarının etkilendikleri başkalaşım olayları ile zımparataşı ve diyasporite dönüşmüşlerdir.

Mermerler, Ulubey doğusunda Musadağmda, Banaz Çayının aşındırdığı Neojen örtüsü altında ve Uşak kuzeybatısında yüzeylenmektedir.

Mesozoyik

Bölgede temeli oluşturan ve yukarıda kısaca özetlenen Menderes Masifi Metamorfileri grubu üzerinde yer yer Jura ve Kretase yaşlı kaya birimleri de izlenmektedirler.

Kızılasöğüt Formasyonu (Jk). Mermerler üzerinde uyumsuz olarak yer alan, gri-mavimsi, yer yer beyaz renkli dolomitik kireçtaşların oluşturduğu, yer yer de çört bantları içeren bu birim arasına masif, arasına 5-35 sm, kalınlıkta tabakalı görünümlüdür. Katmanlı olan yerlerde çok

karmaşıktır. Ultramafitler üzerinde yer yer 1.15 m kalınlıkta silisli ve karbonatlı bir kabuk yer almaktadır. Ultramafitlerde zengin mangan cevherleşmesi gözlenmiştir (Uşak K23-d, aptası Kızılcaören köyü B'sı). Daha yaşlı kaya birimleri Vezirler melanjı ile tektonik olarak örtülmektedir. İnceleme alanı K'de çalışan Bingöl (1977) melanj içindeki çörtlü kireçtaşı bloklarında Senomaniyen yaşlı fosiller bulunduğunu saptamış ve melanjın yerleşme yaşının Senomaniyenden daha genç olduğunu belirlemiştir.

Melanj, Uşak kuzeyinde ve doğusunda yüzeylemekte olup, ayrıntılı incelenmesi, çalışmanın kapsamı dışında bırakılmış ve birimleri ayrılanmamıştır.

Senozoyik

Araştırmanın ana ereği olan Tersiyer ve Kuvaterner kaynaklarının stratigrafisi ve birbirleriyle olan düşey ve yanal ilişkileri şu şekilde saptanmıştır.

Çalışma alanında Tersiyer, Hacıbekir grubu adı altında toplanan kaya birimleri ile başlamaktadır.

Miyosen

Hacıbekir grubu: Bölgede Miyosen, Kürtköyü Formasyonu, Yeniköy formasyonu, Dikendere volkanitleri, Küçükderbent formasyonu ve Karaboldere volkanitleri ile belirlenmektedir.

Kürtköyü formasyonu (Thk). Bu formasyon altta, boyutları 1mm-500 mm arasında değişen ve salt ultramafit kayaç blok ve çakıllardan oluşan yeşil renkli tek kökenli konglomeralarla başlamakta ve bunlar üzerinde yer alan, bordo renkli kaba taneli ultramafit, şist, mermer, dolomitik kireçtaşı v.b. çeşitli çakılları içeren az yuvarlanmış, çok kökenli konglomeralarla süregelmektedir. 180 m yi aşan bir kalınlık gösterirler. Bu birimler bütünüyle bir alüvyon yelpazesi ortamında oluşmuş olup, temel kayaçları keserek akan akarsuların, kırıntılarını masif eteklerinde uygun yerlerde bir yelpaze şeklinde depolamalarıyla oluşmuşlardır. Orta derecede, yer yer kötü boylanmalı 1-500 sm arasında değişen kalınlıkta katmanlar sunar. Yer yer de çapraz katmanlanma görülür. İri kırıntılar çoğunlukta olup, fosil içermezler. Kürtköyü formasyonu üzerinde uyumlu olarak Orta-Üst Miyosen yaşlı çökeller (Yeniköy formasyonu) yer aldığından, yaşının Alt Miyosen olduğu varsayılmıştır.

Çalışma alanında Uşak kuzeyindeki Kürtköy yöresinde, Banaz batısındaki Kızılcaören köyü yöresinde ve daha güneyde Çukurağıl köyü yöresinde yüzlekler verir.

Yeniköy formasyonu (Thy). Kürtköyü formasyonu üzerinde uyumlu olarak yer alan ve koyu sarı-turuncu renkli konglomera-kumtaşı-kiltaşı-tüfit ve killi kireçtaşı ardalansınan bu formasyon da akarsu kökenli olup akarsuların taşıdıkları eski kayaların kırıntılarını, yataklarının uygun yerlerinde düzgün katmanlı olarak yığılmasıyla oluşmuştur. Formasyon, bütünüyle -800 m yi aşkın bir kalınlıkta olup, yer yer düzlemsel ve tekne biçiminde çapraz katmanlanma ve laminalanma, oyu-dolgu yapıları, kuruma çatlakları, akıntı izleri, sürüklenme izleri ve birtakım canlıların eşelemelerini sunmaktadır. Killi düzeylerde bitki kök ve parçaları görülür. Yer yer yersel kömürlü düzeyler de

izlenmektedir. Kömürlerden alınan örneklerde bulunan spor ve polenlerin tanımını Akyols yapmıştır:

- Tricolporopollenites microherricki (PoT.) TH. ve PF.
 - Tricolporopollenites cingulum (PoT.) TH. ve PF.
 - Tricolporopollenites megaexaetus (PoT.) TH. ve PF.
 - Periporopollenites multippratus TH. ve PF.
 - Pityosporites microalatus (PoT.) TH. ve PF.
 - Inaperturopollenites hiatus (PoT.) TH. ve PF.
 - Triatriopollenites bituitus (PoT.) TH. ve PF.
 - Triatriopollenites caryphaeus (PoT.) TH. ve PF.
 - Triatriopollenites robustus (PE.) TH. ve PF.
 - Subtriporopollenites verus (PoT.) TH. ve PF.
 - Polyporopollenites undulosus (WOLFF.) TH. ve PF.
- Yaş: Orta Miyosen

Formasyonun üst kısımlardaki düzeylerden alınan bazı örneklerde bulunan Ostracod fosillerinin tanımını Erkan* yapmıştır:

- Cyprinotus cf. salinus Brady
- Potamocypris cf. fulva Brady
- Candona cf. angusta Ostermeyer
- Pontoniella sp.

Bölgede, Miyosen çökeller; nden kolaylıkla ayrılanabilen ve Alt Pliyosende başlayan bol fosilli Pliyosen çökelleri grubu daha üstte uyumsuz olarak yer aldığından Yeniköy formasyonunun yaşının bütünüyle Orta-Üst Miyosen olduğu belirlenmektedir.

Yeniköy formasyonuna ilişkin çökeller Uşak yöresinde geniş alanlarda yüzeylenmektedir.

Dikendere volkanitleri (Thdv.) Bölgenin Tersiyerde saptanan ilk volkanit evresinde oluşmuş pembe-mor renkli, iri sanidin kristalli Riyolit-Riyodasit lav ve tüflerdir. Tüfler yer yer eş yaştaki Yeniköy formasyonuna geçiş olmuş ve daha sonra yer yer bozularak kaolenleşmiştir. Uşak kuzeyinde bu kaolen yatakları bugün işletilmektedir.

Riyolitler: Genellikle allotriyomorf taneli mikrokristalin kuvars, serisit ve kristalleşmiş camdan oluşan bir hamur maddesi içindeki kuvars ve sanidin fenokristallerinden oluşmuştur.

Riyodasitler: Genellikle hipokristalin porfirik yapıda kuvars, sanidin, plajiyoklaz, biyotit fenokristalleri ve kuvars, feldispat ve mikalı bir hamurdan oluşmuştur.

Çalışma alanı kuzeyinde Muratdağ'da çalışan Bingöl (1977) yaptığı radyometrik yaş belirlemesi ile Dikendere volkanitlerinin 16-20 Milyon yıl (Orta Miyosen) yaşlı olduklarını saptamıştır. Volkanitler, salt Uşak kuzeyinde K22-b, paftasında Dikenderenin geçtiği vad'de yüzlekler vermelerine karşın, çalışma alanı dışında Muratdağı yöresinde geniş yayımlıdır.

Küçükderbent formasyonu (Thkd.) Yeniköy formasyonu üzerinde uyumlu olarak görülen ve kumtaşı-kiltaşı-tüfit ve marnlı kireçtaşı ardalansından oluşan bu formasyon, yer yer bitümlü şeyi düzeyleri, yer yer de jipsli düzeyler içermekte olup bütünüyle en çok 50-60 m kalınlık gösterir. Bitümlü şeyler, gri renkli, çok ince kağıdımsı katmanlanmalı o-

(3) Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı
(4) Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü

lup, çok fazla balık, yaprak ve Ostracoda, fosilleri içerirler. Genellikle tüflü ve killi düzeylerle ardışıklı olup en çok 20-200 cm. kalınlık sunarlar. Bilindiği gibi, son yıllarda, bitümlü şeylleri ısıtmakla petrol elde etme ve termik santrallarda katı yakıt olarak kullanabilme olanaklarının doğması bunlara önem kazandırmıştır.

Bitümlü şeyllerde bulunan yaprak fosillerinin tanımlamasını Gündüzhan yapmıştır:

Acer ScMmperi (Heer)
Cinnamonum cf. polymorphum (A. Br.)
Cinnamonum cf. scheuehzeri (Heer)
Cinnamonum cf. laneolatum Ung.
Osmunda cf. lignitum (Giebel)
Myrica cf. lignitum (Ung.)

Bitümlü şeyllerin içerdiği Ostracoda fosillerinin tanımlamasını Erkan yapmıştır:

Cyprinotus salinus Brady
Potamocypris cf. fulva Brady
Caudona cf. angusta Ostermeyer
Caspieypris sp.
Xestoleberis sp.

Bitümlü şeyllerin içerdiği balık fosillerinin tanımlamasını Rückert Ülkümen yapmıştır.«

Leueiscus papyraceus Bronn.
Leuciscus heterurus Agassiz
Leuciscus colei Meyer
Cyprinidae

Küçükderbent formasyonunda yer yer de 1-2 sm kalınlıkta ve 5-6 m uzunlukta jips mercikleri de izlenmektedir.

Formasyon, ayrıca ince kömürlü düzeyler de içermekte olup, kömürler içinde bulunan yaprakfosillerinin tanımlamasını Gündüzhan yapmıştır:

Acer trilobatum
Metasequoia cf. occidentalis (Newb.)
Glyptostrobus europaeus
Taxodium miocenicum Heer
Taxodiwn distichum Miocenicum
Rhamnus cf. decheni Web.
Salix sp.

Kömürlerden alman örneklerde Akyol, şu spor ve polenleri saptamıştır:

Laevigatosporites ha ar d ti (Pot. ve Ven.) Th. ve Pf.
Inaperturopollenites dubius (Pot.) Th. ve Pf.
Pityosporites microalatus (Pot.) Th. ve Pf.
Triatriopollenites coryphaeus (Pot.) Th. ve Pf.
Subtrioropollenites simplex (Pot. ve Ven.) Th. ve Pf.
Polyporopollenites undulosus (Wolff.) Th. ve Pf.
Ovoidites ligneolus Pot.

Bütün fosillerin determinasyonlarının irdelenmesiyle Küçükderbent formasyonunun Üst Miyosen yaşlı olduğu belirlenmektedir.

Formasyonun yüzlekleri, Uşak K22.a3 paftasında Küçükderbent köyü yöresinde ve K22-d3 paftasında İlyaslı köyü yöresinde göze çarparlar.

Küçükderbent formasyonu görsel bir ortamda oluşmuştur. Bitümlü şeyller, balık fosilleri, ostrakodlar görsel ortamı ıralarlar. Ayrıca yer yer bulunan jipsli oluşuklar da bu görsel ortamı ve zaman zaman oluşan kuraklığı simgelenmektedir. Bu nedenle çalışma alanındaki Miyosenin, eski masif kenarlarında bir alüvyon yelpazesi ile başladığı, akarsu çökelleri ile süregeldiği ve görsel bir ortamda sona erdiği anlaşılmaktadır. Daha sonra, temeldeki Menderes Masifinin bölgesel yükselmesiyle oluşan gerilim kuvvetleriyle Miyosen tortulları kıvrılmış ve eğim kazanmışlardır.

Karaboldere volkanitleri (Thkv). Riyodasit- Trakiandezit-Andezit ve Tefrit gibi çeşitli lav, tüf ve aglomeralardan oluşmuştur. Volkanizma, görsel ortamda Küçükderbent formasyonunun tortullarının çökelişi süregelirken başlamış ve yer yer göle tüf gereci de vermiştir. Yer yer asitik, yer yer de bazik volkanitlerin bulunması, volkanizmanın birkaç evreliliği olma olasılığını gösterir.

Riyodasitler: Genellikle volkanik cam, feldispat mikrolit ve mikrokristallerinden oluşan ve aşırı kil mineralleşmesi gösteren bir hamur içinde yer alan kuvars, oligoklaz ve daha az sanidinden oluşmuştur. Mafik mineraller limonitleştirilmiştir.

Trakiandezitler: Genellikle hiyalokristalin porfiritik dokuda volkanik camdan oluşan bir hamur maddesi ve kuvars, oligoklaz, andezin, sanidin, biyotit ve arasıra da hipersten fenokristallerinden oluşmaktadır.

Andezitler: Genellikle porfiritik dokulu fenokristaller halinde oligoklaz, andezin ve biyotit içermekte olup, bunlar volkanik can ve plajiyoklaz mikrolitlerinden oluşan bir hamur içinde yüzmektedirler.

Tefritler: Genellikle hiyalopilitik dokuda, ince taneli lösit, fenokristaller halinde ojit, iğnecikler şeklinde biyotit, arasıra idiomorf nefelin, çok az plajiyoklaz mikrolitleri ve bunların aralarını dolduran camdan oluşmuştur.

Sahada trakiandezitlerdeki iri sanidin kristalleri ve tefritik lavlardaki küresel ayrışma tipik olarak göze çarpar. Karaboldere volkanitleri, Uşak kuzeyinde Elmadağda ve güneyde Karabol köyü yöresinde geniş alanlarda, çeşitli renklerde yaygın yüzlekler vermektedir.

Volkanizmanın bitiminden sonra, volkan bacaları yörelerinden ve çeşitli çatlaklardan gelen sıcak ve silisçe doymun eriyikler soğuyarak katılaşmış ve volkanitler üzerinde yer almışlardır. Bu silis kayaları Uşak K23-d₁ paftasında Altıntaş köyü yöresinde izlenirler.

Karaboldere volkanitleri ile bölgede Miyosen sona ermektedir^

Pliyosen

Bölgede Pliyosen, çeşitli tortul ve volkanik kayalardan oluşan İnay grubu ve Payamtepe volkanitleri ile belirlenmektedir.

İnay grubu. Ahmetler formasyonu, Beydağı volkanitleri ve Ulubey formasyonunu içerir.

(5) Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü

(6) Münih Paleontoloji Enstitüsü - ALMANYA

Ahmetler formasyonu (Tia). Çalışma alanında Pliyosen, bu formasyonla başlamakta olup içinde 3 üye ayırtlanmıştır. Bu üyeler alttan üste doğru sırasıyla şu şekildedir :

Merdivenlikuyu üyesi (35am). Eski masif kenarlarında aşırı sellenme ve çekim kaymaları yoluyla oluşan yamaç molozlarıdır. En çok 50-60 m kalınlıkta olup Pliyosen çökellerinin tabanında yer alırlar. Köşeli metamorfite çakıl ve blokları içermekte olup düzgün bir katmanlanma göstermez. Merdivenlikuyu üyesini oluşturan yamaç molozları özellikle Uşak L22-a₁ paftası Merdivenlikuyu yöresinde ve Uşak K22-a₃ paftasında Zahmanlar köyü yöresinde yüzlekler verirler. Fosil içermezler. Ancak üzerlerindeki fosilli Alt Pliyosen yaşlı çökellerle eş yaşlıdır.

Balçıklidere üyesi (üab). Merdivenlikuyu üyesi üzerinde uyumlu olarak yer alan ve konglomera-kumtaşı-tüfit-kil taşı-marn ve kireçtaşı araldanmasıyla oluşan bu üye akarsu ortamı ürünü olup en çok 200 m kalınlık sunar. Genellikle beyaz, açık sarı renkli ve yatay katmanlıdır. Yer yer çapraz katmanlanma ve laminalanma, oyu-dolgu yapıları kuruma çatlakları ve sürüklenme izleri görülür. Killidüzeylerde bitki kök ve parçaları bulunur.

Balçıklidere üyesi, zengin omurgalı fosil yatakları içerir. Özellikle Uşak D22-a₂ paftasında Balçıklidereye Uşak K22-d₄ paftasında Fakıllı ve Akçaköy yöresindeki zengin omurgalı fosil yatakları uzun süredenberi araştırmacıların ilgisini çekmektedir. Sahada toplanan omurgalı fosillerinin tanımını Tekkaya, Aslan ve Saraç yapmışlardır:?

Palaeotragus roueni
Hipparion gracile
Gazelia gaudryi Schlosser
Trogocerus amalthus Roth ve Wagner
Dieeros nevmayri Osborn
Trilophodon sp.
Froboscidiens sp.
Bhinoceras sp.

Ayrıca çalışma sahasında daha önceden paleontolojik çalışmalar yapmış olan Yalçınlar (1946) ve Ozansoy'un (1969) da aynı birimlerden topladıkları ve tanımlarını yaptıkları omurgalı fosilleri şunlardır:

Hipparion mediterraneum Hansel
Hipparion matthewi Abel
Ictitherium mpparianum Gervois
Oioerolophodon pentelicus Gaudry ve Liartet
Parataxides maraghana Kitll
Pliohyrax greens
Bieeros pachygnathus Wagner
Sus erymanthus Roth ve Wagner
Protoryx carolinae Major
Criotherium cf. argalioides Major
Camelopardalis attica
Syneonolophus serrident Viret ve Yalçınlar
Helicotragus sp.
Anliitherium sp.
Hyaena eximia
Aceratherium sp.
Orycteropus sp.
Oioceros sp.
Hyanictis sp.
Machairodus sp.
Felis sp.

Helladotherium sp.

Balçıklidere üyesi çökelleri içinde bulunan gastropod fosillerinin tanımını İnal« yapmıştır:

Campylaea et. bolivari Gomez
Zebrina sp.
Bulimiiis sp.

Konglomera ve kumtaşlarında yer yer merccek ve düzelyer şeklinde ikincil uranyum cevherleşmesi vardır. Cevherleşme, birincil uranyumun kaynağı olan Menderes masifi gnayslarının ve Beydağı volkanitlerinin tüflerinin, sular aracılığıyla yıkanarak, iyonlar halinde alman uranyumun bir süre yeraltı suları tarafından taşınması ve su sirkülasyonlarına uygun ortamlarda yeniden çökeltilmesiyle oluşmuştur (Çetintürk, Keçeli ve Uncuğil, 1976, kişisel görüşme). Uranyum içeren konglomera ve kumtaşları Uşak L22-a₁ paftasında Akyar tepede, Uşak K22-d₄ paftasında Fakıllı köyü yöresinde, Uşak K22-d₄ paftasında örencik köyü yöresinde yüzlekler verirler. Ayışkan (1971), Fakıllı köyü yöresinde yaptığı çalışmada % 0,045 U₃O₈ tenöründe 250 ton rezerv bulunduğunu belirtmiştir.

Balçıklidere üyesi, salt metamorfitlelerden geçerek aldığı yerlerde açık mavi yeşilimsi renkte ve tek kökenli konglomera-kumtaşı-kil taşı araldanması şeklindedir. Sahada tipik, peribacaları biçiminde aşınma şekilleri sunarlar. Bu üye metamorfitlelerin yanısıra Miyosen çökelleri ve eşyaşı Beydağı volkanitlerinden de geçerek aldığı yerlerde, çok kökenli konglomera-kumtaşı-tüfit-kil taşı marn ve kireçtaşı araldanması şeklinde olup beyaz, açık sarı renktedir. Salt tüfit düzeylerinin kalın olduğu yerlerde de peribacaları biçiminde aşınma şekilleri görülür.

Bütün katmanlar yatay ve yataya yakın olup, en çok 15° lik eğim sunarlar.

Gedikler üyesi (T1ag). Balçıklidere üyesi üzerinde uyumlu olarak en çok 60 m. kalınlıkta, açık sarı - açık yeşil renkli siltaşı-kil taşı-tüfit araldanması şeklinde yer almaktadır. Yer yer ardışıklı olarak çok az, 10 cm. kalınlıkta bitümlü şeyi düzeyleri ve 1-2 cm. kalınlıkta 10-15 m. boyunda jips merccekleri de içerir. Çökenler içinde yer yer eşyalı Beydağı volkanitlerinin blok ve çakılları da izlenmektedir.

Banaz yöresinde çalışan Arda (1969) killi düzeylerden aldığı örneklerin çok az da olsa (%0,2 B₂O₃) Bor tuzu içerdiğini, bor tuzlarının çoğunu yüzlek olarak saptamanın çok güç olduğunu, bunların hava koşullarıyla kısa zamanda bozulduğunu belirtmiştir.

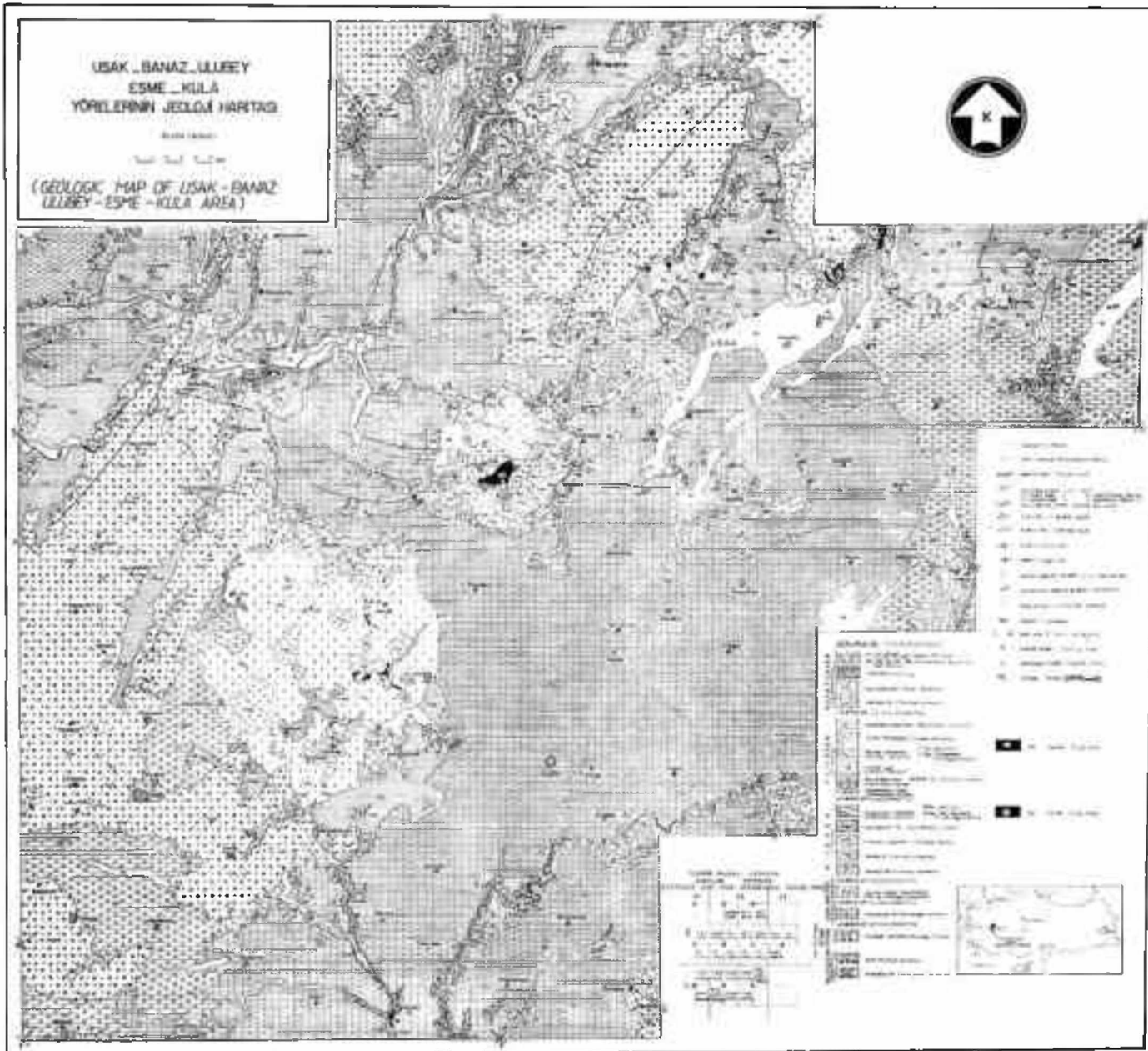
Gedikler üyesine ilişkin çökeller gölsel bir ortamda oluşmuştur. Bu üye de Üst Miyosendeki Küçükderbent formasyonu gibi akarsu ortamdan gölsel ortama geçişi belirlemektedir. Çökeller başlıca Uşak Lr22-a₁ paftasında gedikler köyü yöresinde, Uşak K22-a₃ paftasında Küçükderbent köyü yöresinde yüzlekler vermektedirler.

3 üyeye ayırtlanan Ahmetler formasyonu bütünüyle Alt Pliyosen yaşlıdır.

Beydağı volkanitleri (T1bv). Pliyosen boyunca süregelen ve salt andezitik lav, tüf ve aglomeraları içeren volkanizma

(7) Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü

(8) Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü



Şekil 3: İnceleme alanının jeolojisi haritası.

Figure 3: Geological map of the investigated area.

olup eş yaşlı Ahmetler formasyonuna zaman zaman, gereç vermiştir. Ulubey formasyonunun alt düzeyleri ile de yer yer yanılabilir geçişlidir. Tüf ve aglomeraller içinde yer yer hidrotermal manganez zuhurları bulunmaktadır. Çalışma alanında mor-pembe renkli lav ve aglomerallerle, beyaz-sarımsı tüfler Beydağı-Kışlaköy ve İtecek tepe yöresinde geniş alanlarda yüzlekler verirler, özellikle tüfler, Ahmetler formasyonunun tortularının oluşumu sırasında yer yer çökelime katılarak tüfit düzeylerini oluşturmuşlar, yer yer de volkan bacaları yörelerinde, karada km. boyutunda yayılarak yığılmışlardır. Aglomeraller, volkan bacaları yörelerinde çeşitli boyutlarda andezit parçaları, yer yer metamorfite kaya parçaları ve tüf gerecinden oluşmuşlardır. Yer yer katmanlanma sunarlar.

Andezitler (Biyotitli andezit, ojitli andezit, löko andezit, biyotitli hyalo-andezit v.b.) genellikle porfiritik yapı ve hyalopilitik doku gösterirler Fenokristaller andezin, biyotit, bazen zonlu yapı gösteren oligoklaz ve idiomorf kristaller halinde ojitlerdir. Hamur maddesi volkanik cam, plajyoklaz mikrolitleri, ojit ve biyotit mikrokristalleri ve az opak minerallerden oluşur. Hamur maddesinde kilmineralleşme ve limonitleşme görülmektedir. Tüfler yer yer birincil uranyum cevherleşmesi göstermektedir.

Ulubey formasyonu (Titü). Ahmetler formasyonu üzerinde uyumlu olarak 250 m. kalınlığa erişen gölsel ortamda oluşmuş kireçtaşları bulunmaktadır. Gölsel kireçtaşları yer yer killi-marnlı düzeyler içerir ve kaim, düzgün, yatay ve yataya yakın katmanlanma gösterirler. Alt düzeylerde genellikle kumlu kireçtaşları, daha üste doğru açık pembe renkli kireçtaşları ve en üst düzeylerde ise gri-beyaz renkli kireçtaşları yer alırlar. Yer yer silisleşmişlerdir. Kireçtaşları gölsel ortamda oluşurken çevredeki eş yaşlı volkanlardaki (Beydağı volkanitleri) çatlaklardan sıcak ve SiO₂ ile doymuş efüzyonlar gelmiş ve göle karışmışlardır. Bu geliş aralıklı olduğundan, silisler kireçtaşları içinde ardışıklı durumdadır. Yer yer de yumrular şeklinde görülürler. Bu silisler göldeki diyatomelerin fazlaca gelişmesine neden olmuş ve kireçtaşları içinde yer yer diyatomit mercikleri de oluşmuştur. Gölsel kireçtaşlarında bulunan Gastropoda ve Lamelli branchiata fosillerinin tanımlanmasını İnal yapmıştır:

Theodoxus cf. soceni Jekelius
MSeromelania ptyeophora Prus
Planorbarius thiollierei Michaud
Planorbarius cf. eorneus Linne
Planorbarius cornu Brogriart
Buiimus phrygius Fischer
Campylaea cf. bolivari Gomez
Lymnaea aff. palustris Müller
Helix cf. vemensis Toulou
Melanopsis sp.
Chilostoma (Drobacia) sp.
Anisus (Diseulifer) sp.
Segmentina sp.
Unio sp.
Valvata sp.
Pisidium sp.
Stagnicola sp.
Radix sp.

Gölsel kireçtaşlarında bulunan ostracod fosillerinin tanımlanmasını Erkan yapmıştır.

Ilyocypris brady Sars
Ilyocypris cf. gibba Rhamdor
Cyprinotus cf. Salinus Brady
Candona cf. neglecta Sars
Candona angulata Müller
Candona cf. fabaeformis Fischer
Metacypris sp.

Gölsel kireçtaşları çalışma alanında çok geniş yer kaplarlar. En kalın oldukları yerler Ulubey yöreleri olup kalınlık 250 m ye ulaşmaktadır.

Payamtepe volkanitleri (Tpv). Üst Pliyosende Ulubey formasyonunun oluşmasından sonra yeni bir volkanit evre ile bazalt lavları gelerek gölsel kireçtaşları üzerinde yer almışlardır. Yer yer de bazaltik tüf ve aglomeraller izlenmektedir. Lavlar, mor renkli iri gözenekli olup porfirik dokulu, fenokristaller halinde ojit, piroksen, daha az biyotit, plajiyoklaz ve izleri kalmış olan olivin içermektedirler. Hamur, plajiyoklaz, ojit ve opak minerallerden oluşur. Gaz boşlukları kalsit, epidot ve zeolitle dolmuştur.

Payamtepe volkanitleri, Uşak K22-a₃ paftasında Zahmanlar köyü yöresinde, Uşak K22-b₄ paftasında Eynehan ve Gögnügören köyleri yöresinde ve Uşak K23.d₁ paftasında Güvem köyü yöresinde görülmektedirler.

Payamtepe volkanitleri ile bölgede Pliyosen sona ermektedir.

Bölgede ayırtılanan Pliyosen yaşlı çökellerin irdelenmesi sonucu, Pliyosenin eski masif kenarlarında oluşan yamaç molozu ile başladığı, Akarsuların çökelttiği oluşuklarla süre geldiği ve geniş yer kaplayan gölsel oluşuklarla son bulunduğu belirlenmektedir. Daha sonra Menderes masifinin bölgesel yükselmesiyle oluşan gerilim kuvvetleriyle yer yer 5-15° lik eğim kazanmış, yer yer kırılarak genellikle D-B yönlü faylar oluşmuştur.

Kuvaterner

Bölgede Kuvaterner, Asartepe formasyonu Kula volka., nitleri, travertenler* taraçalar, birikinti konileri ve alüvyonlarla ıralanır.

Asartepe formasyonu (Qat). Çeşitli renklerde, genellikle kızıl ve turuncu, yer yer beyaz, gevşek kireç, tüf, kil çimentolu, orta-kalm tabakalanmalı, çok kökenli, yarı yuvarlanmış çakıllı konglomera-kumtaşı ardalanması şeklinde olup yer yer de ince marnlı-kireçli düzeyler içeren ve akarsu ortamında oluşan çökellerdir. Bölgedeki Pliyosen gölleri çekilip kuruduktan sonra gelişen akarsuların, daha yaşlı kayalar birimlerinden kopardıkları kırıntıları yataklarının uygun yerlerinde katmanlı olarak yığılmasıyla oluşmuşlardır. Daha yaşlı birimlerden taşınmış kırık gastropod ve omurgalı fosil parçaları içerirler. Kendine özgü fosil içermemesine karşın, alttaki Ulubey formasyonunun yaşlı Üst Pliyosene kadar çıktığından, daha sonra da bir volkanik evre saptandığından (Payamtepe volkanitleri) ve Asartepe formasyonu bu birimler üzerinde uyumsuz olarak yer aldığından Alt Kuvaterner yaşlı verilmiştir. Kalınlığı en çok 200 m dir. Uşak ve Eşme yöresinde çok geniş alanlarda yüzeylenmektedir. özel-

likle Uşak-İzmir karayolunun her iki tarafında tipik kızıl renkli yüzlekleri görülmektedir.

Arasına çukur yerlerde oluşan bu birimlerin, Ulubey formasyonunun kireç taşları ile olan dokanağı yanal geçişli izlenimi vererek araştırmacıları yanılgıya düşürebilmektedir. Bunlar genellikle yatay ve düzgün katmanlıdır. Formasyon içinde akarsu sistemine ilişkin sığ su birikintilerinde oluşmuş sedimenter mangan yatakları gözlenmiştir (Uşak K23-d₁, Kızılcaören köyü G'yi).

Kula volkanitleri (Qkv). Bölgedeki en genç volkanizma olup (5 nci volkanik evre) sarımsı-kızıl-siyah ve mor renkli bazaltik lav akıntıları ve tüflerle temsil edilirler* Genellikle ojit bazalt, olivin bazalt tipinde olup porfirik dokulu ve fenokristaller halinde ojit, olivin, piroksen ve az miktarda plajiyoklaz ve hornblend içerir. Plajiyoklaz mikrolitleri, ojit, lösit, nefelin olivin mikrokristalleri ve volkanik cam hamuru oluşturur. Çalışma alanında salt K21-d₁ paftasmdaki Mıdıklı köyü yakınında yüzlek vermesine karşın daha batıda, Kula yöresinde çok geniş alanlarda yüzlekler vermektedir.

Araştırmacılar Kula volkanitlerinin yaşları hakkında bir fikir birliğine varamamıştır. Ancak, volkanizmanın birkaç evreli olduğunu, ilk volkanik aktivitenin 1,1 milyon yıl önce başlayıp hemen hemen tarihi zamanlara kadar süregeldiğini belirtmektedirler (Borsi ve diğerleri, 1972). Son volkanik aktivite ile oluşan tüflerde, Kula batısındaki Köprübaşı yöresinde insan ayak izleri bulunmuştur. Ozansoy (1969), bu izlerin bulunduğu tüflerin 250.000 yıl yaşlı olduğunu, Tekkaya (1976) ise 12.000 yıl yaşlı olduğunu ileri sürmektedirler. Çalışma alanındaki volkanitler, Kula yöresinde izlenen ilk volkanik aktiviteye karşılık gelmektedirler.

Bölgede Üst Kuvaterner, travertenler, birikinti konileri, özellikle Gediz nehrinin oluşturduğu taraçalar, eski ve yeni alüvyonlar ve yer kaymaları ile ıralanır.

Travertenler sıcaksu kaynaklarında yüzeylenmektedir. Bölgede çok sayıda kaplıca bulunmakta olup (Lr22-a₃ Ak-saz, K22-d₃ Örencik, K22-d₂ Emirfakılı, K22-a₃ Akbulak L.22.^ Hasköy, K23-d₂ Kızılcaören v.b.) kırık sistemlerinden çıkan sıcak suların kaynak kayacı temeldeki gnayslar, ısıtıcı kayacık ise çeşitli evrelerde oluşan volkanitlerdir (iça, 1976, kişisel görüşme). Yer yer de maden suyu kaynakları bulunmaktadır.

TEKTONİK VE PALEOOÖKAFİK EVBİM

Bölgede geniş alanlarda yüzlekler veren Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı kaya birimleri, temeli oluşturan Menderes masifinin yükselme devinimlerinden büyük ölçüde etkilenmiştir. Bu sürekli yükselme devinimlerinin kanıtları, orojenik devinim olmamasına karşın karasal çökellerin kıvrımlanmaları ve eğim kazanmaları, Tersiyerde oluşan ve günümüzde bile etkinliğini koruyan grabenler (Salihli-Alaşehir grabeni) pek çok sayıda fay dizgeleri, deprem ve volkanizma yönünden aşırı etkinlik, akarsuların yan aşındırmaya oranla çok hızlı şekilde derine kazmaları, günümüzde çok yükseklerde gözlü gnaysların yüzlekler vermesi ve masif bölgesinin çevresine oranla fazla yüksek olmamasına karşın üzerinden çok büyük ölçüde Mesozoyik örtünün aşınma ile yok olmasıdır.

Çalışma alanı Miyosen öncesinde de olasılıkla karasal özellikteydi. Ancak paleocoğrafik durumu belirleyen veri-

leri saptamak olanağı yoktur. Miyosende coşkun yağmurlarla beslenen güçlü bir akarsu rejimi gelişmeye başlamıştır. Özellikle metamorfite ve melanaj birimlerinin oluşturduğu tepelerden azışık sellerle kopan parçalar (büyük bir olasılıkla Alt Miyosende) eteklerde alüvyon yelpazelerini oluşturmuştur (Kurtköyü formasyonu). Bu oluşuklar düzensiz dağılımlı olmakla birlikte daha çok çalışma alanı kuzeyindeki Murat dağına yakın yörelerde (Uşak kuzeyi Hacıbekir-Kurtköyü arasında, Banaz batısında v.b.) bulunurlar. Alüvyon yelpazelerinden sonra Orta Miyosende oluşmaya foaşıyan ırmak yatakları Uşak yöresinde çok geniş yer kaplarlar. Akarsular, konglomera-kumtaşı-marn-kiltaşı-kireçtaşı-tüfit ardalanmalarını oluşturmuşlardır (Yeniköy formasyonu). Uşak kuzeyinde büyük bir antiklin oluşturan metaforfitler ve melanaj birimleri bu ırmak çökellerine kaynak olmuşlardır. Akıntı yönleri masiften havza ortasına doğrudur. Orta Miyosende başlayan volkanizmanın (Dikendere volkanitleri) ürünleri de yer yer ırmak çökellerine gereç olmuşlardır. Üst Miyosende bitümlü şeyi, kömür ve jipsleri oluşturan küçük sığ gölcükler gelişmiştir (Küçükderbent formasyonu) bunlar da yersel olarak daha çok Uşak'tan 15 km kuzeybatıda Yeniköy ve Küçükderbent köyleri yöresinde yer almışlardır. Ayrıca Uşak GB'nda ilyaslı köyünde de kömürlü göl sel oluşukların bulunuşu bölgenin diğer kısımlarında da olasılıkla Pliyosenle örtülü Üst Miyosen tatlısu gölcüklerinin bulunabileceğini belirler. Bu gölcükler Üst Miyosende iklimin kuraklaşmasıyla kurumuşlar ve jipsler oluşmuşlardır. Üst Miyosen sonlarında özellikle havza ortasında ve KD'nda yoğunlaşan volkanizmayla (Karaboldere volkanitleri) birlikte Menderes masifinin tüm Tersiyer boyunca süregelen yükselme devinimleri azışmış ve gerilim kuvvetleriyle Miyosen tortulları kıvrımlanmış ve eğim kazanmışlardır. Masif eteklerinde bu eğim en çok 65° olup, havza ortalarına gidildikçe azalmakta, yer yer yataylaşmaktadır.

Üst Miyosen sonunda küçük göllerin kurumasından sonra taşlaşan kaya birimleri üzerinde Alt Pliyosende yeni bir güçlü ırmak rejimi oluşmuştur (Ahmetler formasyonu). Bu dönemde, tepelerin eteklerinde çekim kaymaları ve aşırı sellenme ile yamaç molozları oluşmuştur (Merdivenlikuyu üyesi) Tüm Pliyosen boyunca yaygın ve şiddetli olan andezit volkanizması (Beydağı volkanitleri) hem ırmak yatakları çökelleri oluşumuna tüf gereci vererek katılmış, hem de volkanik tepeleri oluşturarak akarsular için uygun morfolojileri meydana getirmiştir. Bu nedenle Alt Pliyosende ırmak çökelleri (Balçıklıdere üyesi) daha çok volkanik tepelerin eteklerindedir (Beydağı, Kışladağı, İtecek tepe v.b.). Bölgenin batısında oluşan ırmak çökelleri ise salt metamorfite denli gereç almışlardır. Ayrıca bu metamorfite bölgenin KB da her iki tarafındaki Pliyosen ırmak çökellerinin özelliklerini değiştiren bir set oluştururlar (K22-d₁, Kürkçü köyü yöresi). Alt Pliyosen sonunda bölgede bitümlü şeyler içeren yersel küçük göller gelişmiştir (Gedikler üyesi). Alt Pliyosen sonunda bölgede çok geniş yer kaplıyan derin bir göl oluşmuş ve Üst Pliyosene kadar konumunu korumuştur. Pliyosen boyunca süregelen volkanizmadan zaman zaman silisli eriyikler gölün içine akmıştır. Ulubey formasyonu, volkan yakınlarında yer yer silisifiye kireçtaşlarından oluşur. Üst Pliyosen sonlarında daha çok bölgenin kuzeyinde Bazaltik volkanizma etkindir (Payamtepe volkanitleri). Pliyosen boyunca yavaşlamış olan Menderes masifinin bölgesel yükselme devinimleri Pliyosen sonunda yeniden artmıştır. Yükselmenin oluşturduğu gerilim kuvvetleri Miyosende denli

güçlü olmadıkından Pliyosen çökelleri kıvrımlanamamış, ancak masif kenarlarında en çok 15-20° lik eğim kazanmışlar, yer yer de kıvrımlarıyla genellikle D-B yönlü eğim atımlı faylar oluşmuştur.

Üst Pliyosen sonunda göl kurumuş, taşlaşan Pliyosen çökelleri üzerinde Alt Kuvaternerde yeni bir ırmak yatağı dönemi başlamıştır (Asartepe formasyonu). Bu yeni ırmak çökelleri Uşak yöresinde geniş alanlarda yüzeylemektedir. Ayrıca Kuvaternerde volkanik etkinlik te süre gelmiştir (Kula volkanitleri).

SONUÇLAR

1 — Yaklaşık 3800 km² lik bir yer kaplıyan çalışma alanının 1/25;000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritası yapılmış, 3 grup, 16 formasyon, 3 üye ayrılanmıştır.

2 — Karasal Neojen havzalarında oluşan tortul kaya birimlerinin ayrıntılı stratigrafisi ortaya konmuştur.

3 — Bölgede 5 ayrı volkanik evre saptanmış, volkanizma ürünlerinin nitelikleri betimlenmiştir.

4 — Karasal havzaların fasiyesleri ve paleocoğrafyaları ortaya çıkarılmış olup, bu havzalarda toplam yaklaşık 1900 m kalınlıkta çökel oluştuğu saptanmıştır.

5 — Bölgede Miyosen'in ortamsal olarak eski masif kenarlarında bir alüvyon yelpazesi ile başladığı, çok yaygınlaşan ırmak yatakları ile süregeldiği ve yersel küçük yüzlek gölcüklerle sona erdiği; Pliyosenin yine eski masif kenarlarında bir yamaç molozu ile başladığı, yaygın ırmak yatakları ve yersel küçük yüzlek göllerle süregeldiği ve bütün bölgeyi kapsayacak büyüklükte derin gölle sona erdiği, Kuvaternerin ise yeni ırmak yatakları ile günümüze kadar süregeldiği saptanmıştır.

6 — Daha önceki araştırmacılar tarafından fosil bulunmaması nedeniyle kuşku olarak Mesozoyik yaşlı ve denizel fliş niteliğinde olabileceği ileri sürülen Yeniköy formasyonu çökellerinin karasal ortamda oluştuğu ve Orta-Üst Miyosen yaşta olduğu fosillerle kanıtlanmıştır.

7 — Bölgede ilk kez Miyosen ve Pliyosen karasal Ostracod faunaları saptanmış, ayrıca zengin yaprak ve balık fosilleri bulunmuştur.

8 — Bölgede, ilderde, Uranyum, mangan, bitümlü şeyi, kömür, kaolen, diyatomit, zımpara, diyasporit v.b. oluşukları araştıracak olan kişiler için anahtar veriler elde edilmiştir.

KATKI BELİRTME

Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Jeoloji Dairesi Başkanlığı denetiminde hazırlanan ve saha çalışmaları 1975-1976 yıllarında Uşak'tan yürütülen 'İç Ege Bölgesi Tersiyer Havzaları Jeoloji Projesi'nin bir bölümünü oluşturan bu çalışmanın gerçekleşmesine olanak sağlayan M.T.A. Enstitüsü Genel Direktörü Sayın Doç. Dr. Sadrettin Alpan, araştırmamıza destek olan, ışık tutan, değerli görüşlerinden yararlandığımız Jeoloji Dairesi Başkanı Sayın Doç. Dr. Ergüzer Bingöl'e teşekkürü borç biliriz.

Paleontolojik tanımlamaları yapan Doç. Dr. Erol Akoy, Meral Erkan, Dr. İbrahim Tekkaya, Dr. Neriman Rüc-

kert Ülkümen, Esin Gündüzhan, Aynur İnal, Fehmi Aslan ve Gerçek Saraç'a, petrografik tanımlamaları yapan Metin Şengün ve Fehmi Çetin'e, sedimantolojik açıdan görüşlerinden yararlandığımız Hasan Gün'e, çizimlere katkıda bulunan ressamalara (Oral Karadeniz, Gülşen Uçmak, Hayriye Yakupoğlu, Teoman Ercan ve Tomris Turhan), baskıya katkıda bulunan Fotoğrafhane şefi Nurettin Oruç'a teşekkür ederiz.

Ayrıca M. Ali Şen ve Fikret Göktaş'm harita alımında bir süre doğrudan katkıları olmuştur. Kendilerine teşekkür ederiz.

Yayıma verildiği tarih: Mart, 1977

BEĞENİLEN BELGELER

- Akarsu, L., 1969, Ege Bölgesinin (Babadağ ve civarı) jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült. C: XII, S: 1-2, 1-10.
- Akkuş, M.F., 1962, Kütahya - Gediz arasındaki sahanın jeolojisi: Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 58, 21-31.
- Arda, T.I., 1969, Banaz ve Akhisar civarındaki bor tuzu ruhsat sahalarında yapılan genel prospeksiyon raporu: Maden Tetkik Arama Enst., derleme, rap. No: 4276, yayımlanmamış.
- Ayan, M., 1973, Gördes migmatitleri: Maden Tetkik Arama Enst., Derg., 81, 132-154.
- Ayışkan, Ö., 1971, Uşak-Gür e-Fakıllı yatağı uranyum cevherinin zenginleştirme etüdüleri: Maden Tetkik Arama Enst., derleme, Bap. No: 4905, yayımlanmamış.
- Borsi, Ferrara, Innocenti ve Mazzuoli, 1972, Geochronology and petrology of recent volcanics of eastern Aegean sea: Z. Deutsch. Geol. Ges. Hannover, 123, p: 521.
- Boray ve diğerleri, 1973, Menderes masifinin güney kenarı boyunca bazı önemli sorunlar ve bunların muhtemel çözümleri: Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kong. Tebliğler kitabı, 11-20.
- Bingöl, E., 1977, Muratdağı Jeolojisi ve ana kayalar birimlerinin petrolojisi Türkiye Jeol. Kur. Bült. C: XX S: 2, 13-67.
- Hamilton, W.J., ve H.E. Strickland, 1841, On the geology of the "Western part of Asia Minor: Transact. Roy. Geol. Soc. London.
- Kalafatçıoğlu, A., 1962, Tavganlı-Dafardı arasındaki bölgenin jeolojisi ve serpantin ve kalkerlerin yaşı hakkında not: Maden Tetkik Arama Enst., Derg., 58, 33-46.
- Kutlu, R. ve A. Demirsü, 1955, Gediz-Demirci bölgesinin jeolojik etüdü hakkında rapor: Maden Tetkik Arama Enst., derleme, rap. no: 3375, yayımlanmamış.
- Mariko, T., 1970, Muratdağı bölgesindeki Banaz-Uşak civa cevheri yatakları ve jeolojisi: Maden Tetkik Arama Enst., derleme, rap. no: 4572, yayımlanmamış.
- Ozansoy, F., 1969, Ege fosil omurgalı faunaları ve Hipparionlu faunaların dikey yayılımı: Maden Tetkik Arama Enst., Derg. 72.
- Phillipson, A., 1913, Reisen und Forschungen in westlichen Kleinasien Heft III, Gotha.
- Schuiling, R.D., 1962, Türkiyenin güneybatısındaki Menderes migmatit kompleksinin petrolojisi, yaşı ve yapısı hakkında: Maden Tetkik Arama Enst., Derg., 58.
- Tchihatcheff, P., 1869, Asie Mineure: Tome IV, Paris.
- Tekkaya, İ., 1976, İnsanlara ait fosil ayak izleri: T.J.K. Yeryuvarı ve insan, 2, 8-10.
- Wipern, J., 1964 a, Menderes masifinin Alpidik dağ teşekkülü içindeki durumu: Maden Tetkik Arama Enst., Derg., 62.
- Wipern, J., 1964 b, Manisa ve Uşak illerindeki zımpara yatakları: Maden Tetkik Arama Enst., derleme, rap. no: 3420, yayımlanmamış.
- Washington, H.S., 1894, On the basalts of Kula: Amer. Jour. Sci., Vol: 47, p: 114-123.
- Washington, U.S., 1900, The composition of Kulaite: Jour. Geol. vol: 8, p: 610-620.
- Yalçınlar, t., 1946, Eşme civarında Miyosen'e ait bir omurgalı faunası: İst. Üniv. Fen Fak. Mecm. C: XI, S: 2.
- Yalçınlar, İ., 1946, Yukarı Gediz vadisinde Miyosene'e ait vertebral fosilleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült, 1.

LEVHA I

Ahmetler formasyonunun (Tia) Balçıklidere üyesi (Tiab) içindeki omurgak fosilleri:

- Şekil 1: *Palaeotragus roueni*, metacarpale distal parçası
 Şekil 2: *Palaeotragus roueni*, ealeaneus.
 Şekil 3: *Tragocerus amaltheus* Roth ve Wagner, talus parçası.
 Şekil 4: *Gazella gaudry* Schlosser, talus.
 Şekil 5: *Palaeotragus* sp., talus ve tibia.
 Şekil 6: *Hipparion gracile*, izole alt çene dişler.
 Şekil 7: *Trilophodon* sp., patella parçası.
 Şekil 8: *Proboscidea* gen. sp., inde t. hümerus distal parçası.
 Şekil 9: *Diceras neumayri* Osborn, Hümerus distal parçası.
 Şekil 10: *Hipparion gracile*, metatarsale distal kısmı.
 Şekil 11: *Palaeotragus* sp., epistropheus parçası.
 Şekil 12: *Tragocerus amaltheus* Roth ve Wagner, metatarsus parçası.
 Şekil 13: *Hipparion gracile*, üst çeneye ait molar dişi.

PLATE I

Vertebrata fossils in the Balçıklidere member (Tiab) of the Ahmetler formation (Tia):

- Figure 1: *Palaeotragus roueni*, distal part of metacarpale
 Figure 2: *Palaeotragus roueni*, ealeaneus
 Figure 3: *Tragocerus amaltheus* Roth and Wagner, piece of talus
 Figure 4: *Gazella gaudry* Schlosser, talus
 Figure 5: *Palaeotragus* sp., talus and tibia,
 Figure 6: *Hipparion gracile*, isolated teeth of the lower chin.
 Figure 7: *Trilophodon* sp., piece of patella
 Figure 8: *Proboscidea* gen. sp., indet. distal part of hümerus.
 Figure 9: *Diceras neumayri* Osborn, distal part of humerus
 Figure 10: *Hipparion gracile*, distal part of metatarsale
 Figure 11: *Palaeotragus* sp., piece of epistropheus.
 Figure 12: *Tragocerus amaltheus* Roth and Wagner, piece of metatarsus.
 Figure 13: *Hipparion gracile*, molar tooth of the upper chin.

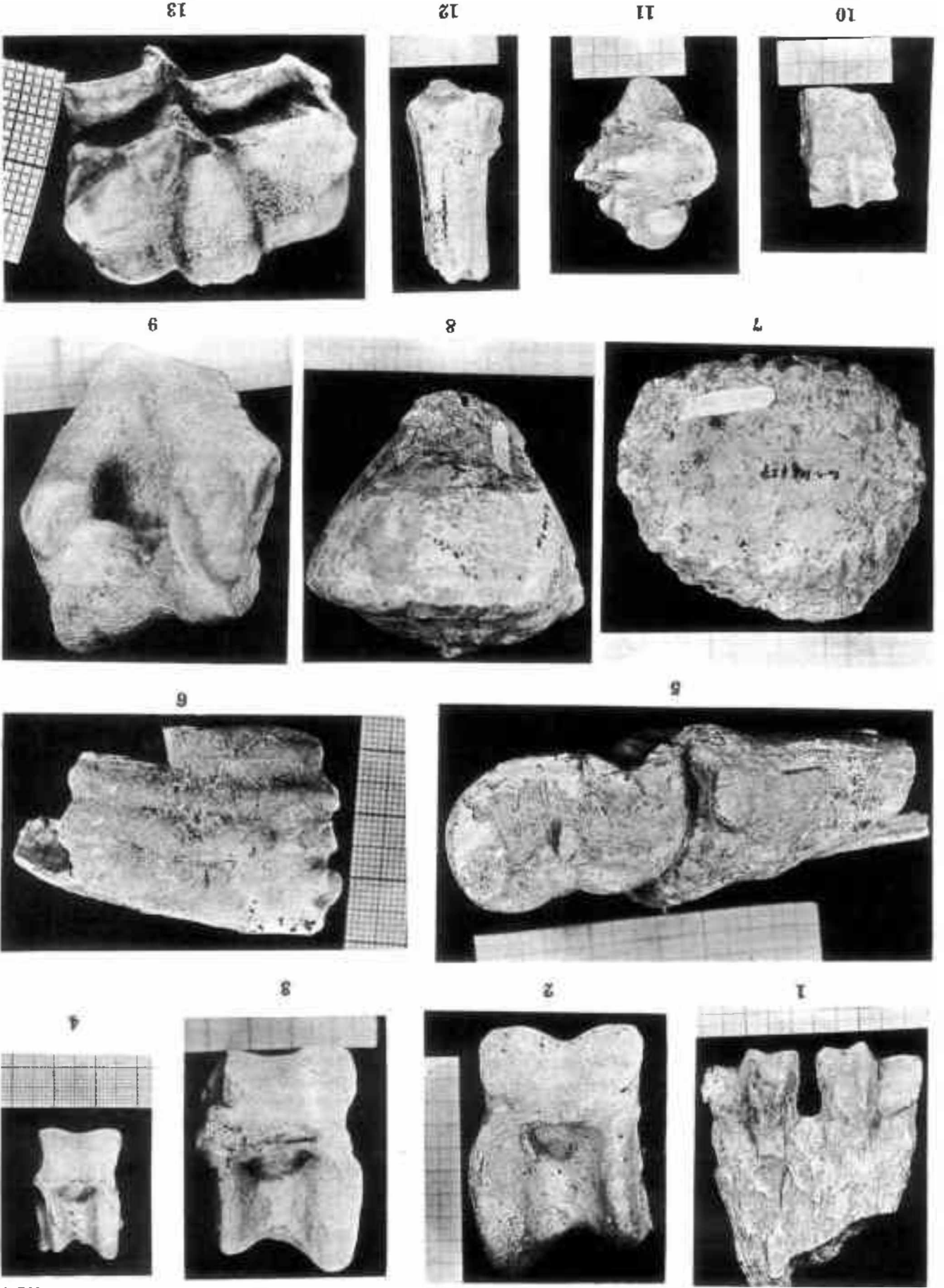


PLATE 1
M.Y.H.A.-1

LEVHA II
PLATE H

Ulubey formasyonunun (Tiu) kireçtaşları içinde bulunan Gastropod fosilleri. (Şekil 1-8) ve Küçükderbent formasyonunun (TKkd) bitümlü şeyllerindeki balık fosilleri (Şekil 9-11).

Gastropoda fossils in the limestones of the Ulubey formation (Tiu) (Figure 1-8) and the fish fossils in the bituminous shale layers of the Küçükderbent formation (Thkd) (Figure 9-11)

- Şekil (Figure) 1: *Campylaea* cf. *bolivari* Gomez
Şekil (Figure) 2: *Planorbarius thiollierei* Michaud
Şekil (Figure) 3: *Anisus* sp.
Şekil (Figure) 4: *Zebrina* sp.
Şekil (Figure) 5: *Planorbarius* cf. *corneus* Linne
Şekil (Figure) 6: *Chilostoma (Drabacia)* sp.
Şekil (Figure) 7: *Lymnaea* sp.
Şekil (Figure) 8: *Bulimus* sp.
Şekil (Figure) 9: *Leuciscus heterurus* Agassiz
Şekil (Figure) 10: *Leuciscus papyraceus* Bronn.
Şekil (Figure) 11: *Leuciscus papyraceus* Bronn.



1



2



3



4



5



6



7



8



9



10



11

LEVHA III

PLATE III

Küçükderbent formasyonunun (Thkd) bitümlü şeyi ve kömürlü düzeylerinde bulunan yaprak fosilleri:
Leaf fossils of the bituminous shale and coal seams of the Küçükderbent formation (**Thkd**) ;

- Şekil (Figure) 1: *Acer trilobatum*
Şekil (Figure) 2: *Acer schimperi* (Heer)
Şekil (Figure) 3: *Osmunda cf. Hgnitum* (Giebel)
Şekil (Figure) 4: *Taxodium miocenicum* (Heer)
Şekil (Figure) 5: *Rhammus cf. decheni* (Web.)
Şekil (Figure) 6: *Myrica cf. lignitum* (Ung.)
Şekil (Figure) 7: *Glyptostrobus europaeus*
Şekil (Figure) 8: *Cinnamomum cf. lanceolatum* (ting.)
Şekil (Figure) 9: *Cmmamomum cf. polymorphum* (A. Br.)
Şekil (Figure) 10: *Cinnamomum cf. scheuchzeri* (Heer)
Şekil (Figure) 11: *Cinnamomum cf. Scheuchzeri* (Heer)



1



2



3



4



5



6



7



8



9



10



11

LEVHA IV

- Şekil 1: ..Kürtköyü formasyonuna (Thk) ilişkin bir alüvyon yelpazesi çökeli (Derbent Köyü)
Şekil 2: Yeniköy formasyonunun (Thy) konglomera-kumtaşı-marl kireçtaşı-tüfit ardalınması (Karaboldere)
Şekil 3: Kömür düzeyleri içeren Küçükderbent formasyonu (Thkd) ve üzerine gelen Beydağı volkanitlerinin (Tıbv) aglomeraları (İlyaslı Köyü)
Şekil 4: Karaboldere volkanitlerine (Thkv) ilişkin tefritlerdeki küresel ayrışmalar (Karaboldere)
Şekil 5: Eşme formasyonunun (Pzşe) gnaysları üzerinde Ahmetler formasyonunun (Tia) Merdivenlikuyu üyesini (Tiam) oluşturan yamaç molozları (Çıltılı Tepe)
Şekil 6: Ahmetler formasyonunun (Tia) Balçıkhdere üyesindeki (Tiab) tüfit düzeyleri (Güvercinlik köyü)

PLATE IV

- Figure 1: An alluvial fan deposit of the Kükürtköyü formation (Thk) (Derbent village)
Figure 2: The alternation of conglomerate, sandstone, marl, limestone and tiiffite in the Yeniköy formation (Thy) (Karaboi stream)
Figure 3: Agglomerates of the Beydağı volcanics (Tıbv) overlying the Küçükderbent formation (Thkd), containing coal seams (İlyaslı village)
Figure 4: Exfoliations in the tephrites of the Karaboldere volcanics (Thkv) (Karaboi stream)
Figure 5: Scree deposits of the Merdivenlikuyu member (Tiam) of the Ahmetler formation (Tia) overlying the gneisses of the Eşme formation (Pzşe) (Çıltılı Hill)
Figure 6: Tuffite layers of the Balçıkhdere member (Tiab) of the Ahmetler formation. (Tia) (Güvercinlik village)



1



2



3



4



5



6

LEVHA V

- Şekil 1: Ahmetler formasyonunun (Tia) Konglomera-kumtaşı-tüfit-kiltaşı-kireçtaşı ardalanmasından oluşan Balçıklıdere üyesi (Tiab) (Balçıklıdere).
- Şekil 2: Ahmetler formasyonunun (Tia) Gedikler üyesindeki (Tiag) tüfit-kiltaşı-silttaşı ardalanması (Gedikler köyü).
- Şekil 3: Balçıklıdere üyesi (Tiab) üzerinde Ulubey formasyonunun gölsel kireçtaşları (Tiu) (Selendi).
- Şekil 4: Beydağı volkanitlerinin (Tibu) andezit lavları (Çardak köyü)
- Şekil 5: Asartepe formasyonu (<Qat) ve içindeki yerel kireçtaşı düzeyleri (Uşak - İzmir karayolu)
- Şekil 6: Balçıklıdere üyesi (Tiab) üzerinde Kula volkanitlerinin (Qkv) bazalt akıntısı (Uşak-İzmir karayolu, Kula yakını).

PLATE V

- Figure 1: The alternation of conglomerate, sandstone, tuffite, claystone and limestone in the Balçıklıdere member (Tiab) of the Ahmetler formation (Tia) (Balçıklı stream)
- Figure 2: The alternation of tuffite, claystone and siltstone in the Gedikler member (Tiag) of the Ahmetler formation (Tia) (Gedikler village).
- Figure 3: The lacustrine limestones of the Ulubey formation (Tiv) on the Balçıklıdere member (Tiab) (Seldendi).
- Figure 4: Andesite lavas of the Beydağı volcanics (Tibv) (Çardak village).
- Figure 5: The Asartepe formation (Qat), Containing local limestone layers (Uşak-İzmir highway).
- Figure 6: Basalt flow of the Kula volcanics (Qkv) on the Balçıklıdere member (Tiab) (Uşak-İzmir highway, near Kula)



1



2



3



4



5



6

Çelikhan Doğusu Lökokuvarsmonzonitleri Üzerine Petrokimya ve Jeokronoloji Verileri (Adıyaman - Türkiye)

Petrochemical and Geochronological data on Beucocratic quartz monzonites at the east of Çelikhan (Adıyaman - Turkey)

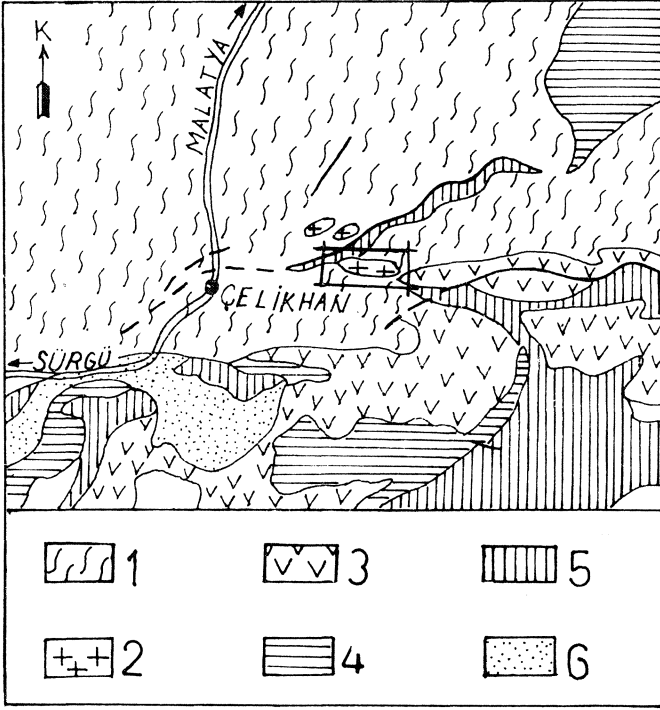
ÖZKAN PİŞKİN E.Ü. Yer Bil. Fak. İzmir.

ÖZ: Çelikhan'm (Adıyaman) yaklaşık 4 km. doğusunda yüzeylemeye başlayan intrüzif löko kuvarsmonzonitler post-tektonik, stok tipi bir kütle oluştururlar. İncelenen kor kayalarda, gerek yersel petrografik değişiklikler, gerekse kapsadıkları çeşitli anklavlar nedeniyle izlenen heterojenlik kimyasal analizlerine de yansımaktadır. Temeli oluşturan eski kristalin şistlerde termal metamorfizmaya neden olan intrüziflerin çakılları Lütisiyen tortul kayalarda bulunmuştur. K/Ar yöntemiyle biyotitler üzerinde yapılan ölçümlerin verdiği 62 milyon sene, jeolojik gözlemlerde elde edilen geniş zaman süreci içinde intrüziflerin sokulum yaşını belirlemektedir.

ABSTRACT: At about 4 km. east of Çelikhan (Adıyaman) intrusive rocks crop out in a tectonic zone. These intrusive, leucocratic quartz monzonites form a circumscribed, post-tectonic stock which is fairly heterogeneous by its local compositional variations and by the presence of numerous xenoliths of various origins. A straight zone of thermal metamorphism, rich in biotite, has developed in the former crystallophyllien rocks at the contact of the intrusion, the fragments of which are found in the lutetian sediments. These observations have been confirmed by K/Ar measurements, made on the biotites (62 m.y.) which show the age of the intrusion.

GİRİŞ

Çelikhan'ın yaklaşık 4 km. doğusunda görülmeğe başlanan magmatik kayalar, büyük eksenli 8 km., küçük eksenli 1 km. olan, D-B doğrultulu bir masif oluştururlar (Şekil 1). Özellikle doğu bölgesi incelenen intrüzif kayalar, Çelikhan güneyinde, Akdağ yöresinde KD'ya uzanan bindirme zonunda yüzeylenirler. Çevresi belirli, stok tipindeki masifin yer aldığı bölgedeki jeolojik birimler şu şekilde özetlenebilir.



Şekil 1: 1/500.000 ölçekli jeolojik haritada incelenen masifin konumu. 1: kristalin gist, 2: intrüzif kayalar, 3: ofiyolit, 4: Kretase, 5: Eosen, 6: volkanik kayalar.

Figure 1: Locality of the studied massif on the geological map (scale 1/500,000). 1: crystallophyllien rocks, 2: intrusives, 3: ophiolites, 4: Cretaceous, 5: Eocene, 6: Volcanic rocks.

I. Kristalin şistler

Eski temeli oluşturan kristalin şistlerde Alp orojenez öncesinin yeşil şist ve amfibolit fasiyes parajenezi izlenir. Ayrıca, yer yer migmatizasyona uğramış bu metamorfitle, güneye doğru Kretase ve Tersiyer sedimanları üzerine bindirmişlerdir.

II. Ofiyolitler

Bölgenin özellikle doğu kesiminde oldukça geniş yayılım gösteren ofiyolitler harzburgitik tektonitler, lerzolit, piroksenit, verlit, serpantin, ortoamfibolit, kümülat gabro, gabro-diyorit, diyabaz day topluluğu, diyabaz breşleri, yastık lavlar, hiyoloklastikler ve tüflerden oluşmuşlardır. Ofiyolitlerin bir bölümü Kretase çökel ortamıyla ilgili gözükmesine karşın, özellikle yastık lavların büyük kısmındaki bazı gözlemlerle deniz dibi volkanizmasının Eosen'e kadar tekrarlandığı varsayılabilir. (Pişkin, 1972).

III. Kretase sedimanter kayalar

Deniz altı volkanitleriyle arakatlı ve güneye itimli kuvvetli kıvrımlı bu birimde Maastrichtiyen kireçtaşları, radyolarit çörtlü kireçtaşları, silisli kireçtaşları ve dolomitik kireçtaşları görülmektedir.

IV. Tersiyer sedimanter kayaları

Üçüncü birimi oluşturan kayalar, kireçtaşları, kumtaşlarıyla arakatlı marlardan oluşmuş Tersiyer sedimanları ile açılı bir uyumsuzlukla örtülmüşlerdir. Kireçtaşlı seviyeler, Paleosen-Orta Eosen arası, fakat genellikle Alt Eosen yaşlıdır.

Kumtaşlarının taşınmaya uğramış mikrofaunası nedeniyle bu oluşumlara Orta Eosen ve Alt Miyosen arasında değişen yaş verilebilmektedir. Kretase serisine göre daha az kıvrılmaya uğramış bu birimde de itilim yönü genel olarak K-G doğrultuludur.

MİNERALOJİ - PETROGRAFI

Mikroskopik araştırmalar, intrüzif kütleli çoğunlukla löko kuvarsmonzonitlerin oluşturduğunu, bunun yanında yerel olarak monzonit, lökomonzonit ve siyenitik türlerin de izlenebildiğini ortaya çıkarmaktadır. Renk indisi 10 ile 40 arasında değişen, orta ve iri taneli, nadiren porfirik görümlü bu kayalarda hipidiyomorf taneli doku yaygındır. Masifin heterojenliği yukarıda belirtilen yerel fasiyes değişiklikleri ve bol olarak izlenen anklavlarla vurgulanmıştır.

Anılan anklavların bir bölümü eski metamorfik kökenli olup intrüzif kütleli temelle olan dokanağma yakın yerlerde kayaca ağmatitik (breş görümlü migmatik) görünüm verirler. Bu tip anklavlar ortoklaz, plajiyoklaz, biyotit, diyopsidik ojit ve yeşil hornblend'den oluşmuşlardır. Buna karşın eski temelde, masifi çevreleyen yaklaşık 20 m. genişlikteki bir zonda biyotit miktarı artmakta ve pennitleşmiş olarak izlenen kordiyerit ortaya çıkmaktadır. Pelitik dizide kordiyeritin albit-epidot hornfels fasiyesinde oluşabileceği bilinmesi ve kordiyeritle birlikte oligoklaz izlenmesi, intrüziflerin eski metamorfik temel kayalarında hornblend-hornfels fasiyesinin en düşük dereceli terimlerini oluşturduğunu, buna karşın yine eski temel kökenli fakat masif içine alınmış parçalarda metamorfizma derecesinin daha yüksek olduğunu düşündürür.

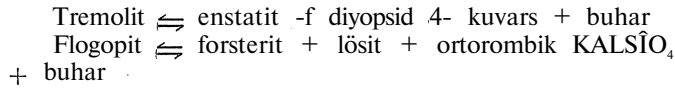
İkinci tip anklavlar, renk indisleri 45'den yüksek, boyutları birkaç cm'den birkaç dm'ye kadar değişen, lökozom* tarafından az çok sindirilmiş monzonitik, melamonzonitik, ve meladiyoritik tür kayalardır. Gerek intrüzif kütlede gerekse bu anklavlarda birincil mineral olarak ortoklaz, plajiyoklaz, kuvars, diyopsidik ojit, yeşil hornblend, biyotit ve müskovit izlenmektedir. Plajiyoklaz genellikle %20 An. içerir, bu miktar zonlu kristallerin merkezlerinde %35'e kadar çıkabilmektedir. Diyoritik anklavlar çevresinde bazen ortoklaz ve plajiyoklaz özel bir dağılım gösterirler. Ortoklaz, anklavı çevreleyen ve 0.5 cm. genişliğinde bir zon oluştururken plajiyoklaz daha sonra ortaya çıkar. Yeşil hornblend'in dağılımında feldspatlarda olduğu gibi özel bir durum

* lökozom: iki veya daha fazla petrografiik olarak farklı ve herhangi kökenli malzemeden oluşmuş korismit olarak adlandırılan kayacın lökokrat kısmı.

izlenir; bu amfibol anklavların kenar bölgelerinde bol olarak gelişmiştir. Bu özel mineral dağılımlarını aşağıdaki iki kuram altında açıklamak olasıdır. Anklavların lökozomdan daha eski olduğu düşünüldüğünde, kenarlara doğru amfibolün artması ve piroksenin ornatımı "granitik eriyiğin" potasik metazomatik metamorfizma etkisi altında olduğu ile kabul edilebilir. İkinci kuram altında; anklav ve "granitik eriyiğin" aynı yaşlı olduğu varsayıldığında, anklav çevresindeki peritik ortoklaz zarfının daha sıcak olan bazik bir kayaç çevresinde kristalleştiği düşünülebilir.

Sfen, apatit, zirkon, allanit, manyetit, pirit ve hematit gibi aksesuar mineraller yanında ikincil olarak oluşan klorit, serisit, zoisit, epidot, kalsit, albit, ve kuvars bu kayaçlarda izlenirler.

Anklav olarak nitelendirilebilecek son tip kayaçlar Köseuşağı köyünün batısındaki geçide yaklaşık 500 m. mesafede, ezilme zonlarında izlenen flogopitli ultrabaziklerdir. Breşik görümlü kayaç, serpantinleşmiş olvin (ft-krizotil, manyetit taneleri), daha taze diyopsidik ojit (az miktarda tremolite dönüşmüş) ve dilinim yüzeyleri ile çevresinde opak toplanmalar gösteren flogopitten oluşur. Peridotit parçalarının oldukça asit bir magma içine alındıkları varsayıldığında, flogopit ve tremolitin oluşmasını deneylerle saptayan aşağıdaki denklemlere göre metazomatik metamorfizma etkisi açıklanabilir.



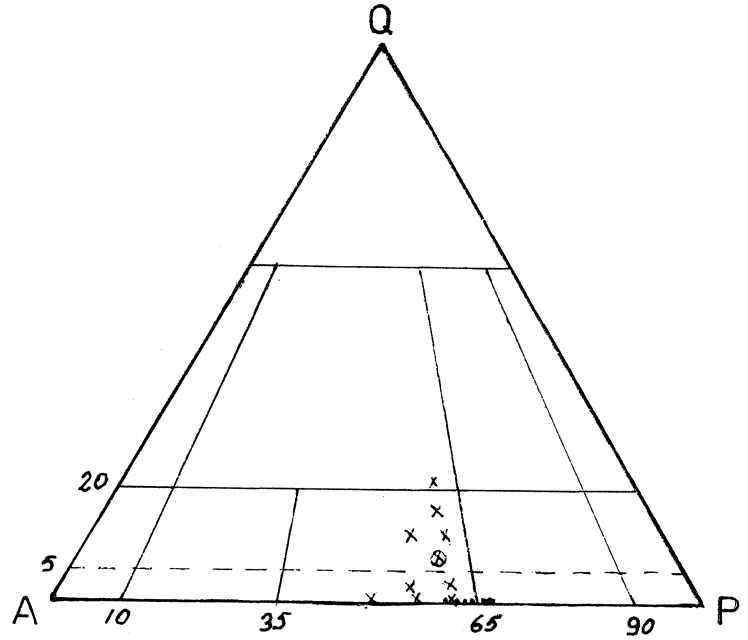
Enstatit, diyopsid ve forsterit ile denklemlerin sağ tarafı bir peridotit bileşimindedir, flogopit oluşması için gerekli potasyum metazomatik kökenli olabilir. Diğer taraftan tremolitin ve flogopitin (Yoder ve Eugter, 1954) duraylılık eğrileri ile bazaltın en küçük ergime eğrisi gözönünde tutulduğunda, derin bazik kayaçlarda flogopit bulunabileceğini görüyoruz. Buna karşın tremolitin birincil olamayacağı, ve serpantinleşme ile oluştuğu varsayılabilir.

KİMYASAL VERİLER

Kimyasal analizleri XRF yöntemiyle saptanmış (çizelge 1) numunelerin CIPW norm değerlerinden modal değerlere geçilmeden, bu normdeğerleri Streckeisen'in (1967) Q-A-P diyagramına yerleştirilmiş (Şekil 2) ve monzodiyorit bölgesine yaklaşan monzonit ve kuvars-monzonit bölümlerinde bulunduğu gözlenmiştir. Buna karşın anklavlar, monzonit ve monzodiyoritik bileşim gösterirler.

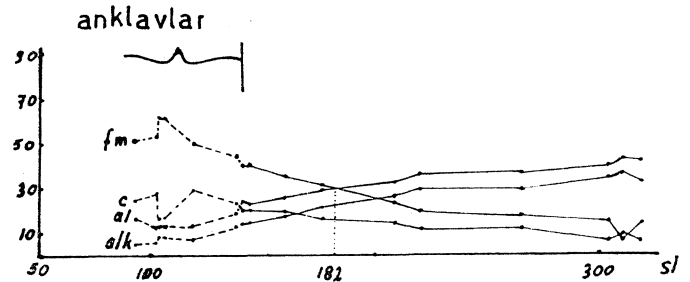
Nigglı parametreleri değişim diyagramında (Şekil 3) yaklaşık $si = 150$ değerinden geçen düşey bir çizgi iki ayrı bölge ortaya koymaktadır. Bu çizginin solunda kalan anklavlar bölgesinde fm, c, al ve alk parametreleri sağ kısma (lökozom) göre daha yüksek değişimler gösterirler. İzofali noktası $si = 182$ de olup (al = fm = 30), al-alk farkı 5 ile 11 arasında düşük değerdedir. Kimyasal analiz çizelgesine eklenen flogopitli ultrabazik anklavların kimyasal bileşimi bölge ofiyolitlerinin ultrabazikleri ile karşılaştırıldığında (Pişkin, 1972) anklavların Al_2O_3 , CaO, Na_2O , IC_2O , TiO ce zengin MgO ce fakir olmaları dikkati çekmektedir.

AFM ($K_2O + Na_2O$)/(FeO + Fe_2O_3)/MgO diyagramında (Şekil 4) bir numune dışında, kimyasal analizler M



Sekil 2: Q-A-P Streckeisen sınıflandırılması. Monzonitik kayaçlar (x), ortalamaları (x), anklavlar (.) olarak belirtilmiştir. Ultrabazik anklav diyagrama aktarılmamıştır.

Figure 2: Q-A-P Streckeisen's classification. On the diagram (x), represents the monzonitic samples, (x) their average, and (.) the xenoliths (except the ultrabasic xenolith).

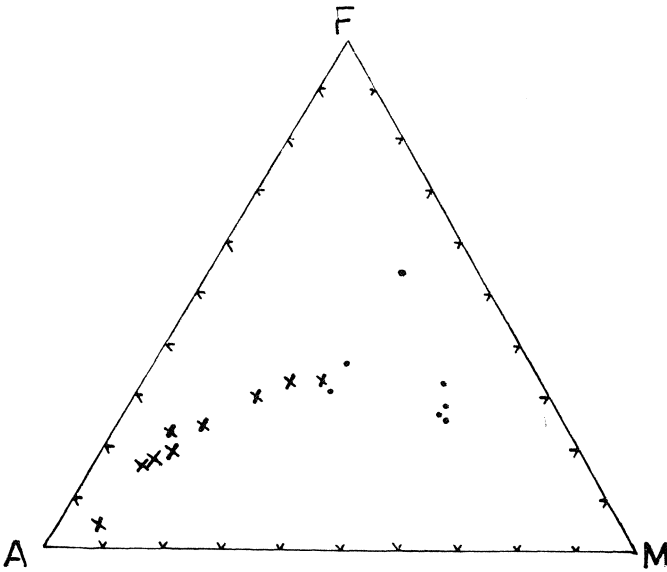


Sekil 3: Nigglı parametreleri değişim diyagramı; ultrabazik anklav diyagrama yerleştirilmemiştir.

Figure 3: Variation diagram of Nigglı parameters; the ultrabasic xenolith has not been included.

ve A noktaları arasında gelişme göstermektedir. Diyagramın M köşesine doğru anklavları, A köşesine doğru lökozom analizlerini görmekteyiz.

İntrüziflerin sokulum zamanını smırlıyan jeolojik gözlemler şu şekilde özetlenebilir. Temeli oluşturan kristalin şistler intrüziflerin dokanağında termal metamorfizmaya uğramışlardır. Aynı kayaçların rejyonel metamorfizma yaşımlı Hersiniyen varsaydığımızda (Yılmaz, 1971), intrüzyonun Hersiniyen sonrası gerçekleştiği ortaya çıkmaktadır, intrüzifleri örten, köşeli ve intrüzif kökenli kayaç parçaları ve mineraller içeren lütesiye kireçtaşları da intrüziflerin sokulum sürecinin üst sınırını oluştururlar. Böylece intrüziflerin Hersiniyen sonrası ve lütesiye öncesini kapsayan uzun bir zaman süresi içinde oluştuğu görülmektedir.



Şekil 4: AFM diyagramında kimyasal analizlerin dağılımı. Anklavlar (.), lökozom analizleri (x) ile işaretlenmiştir.

Figure 4: Distribution of chemical analyses on AFM diagram. Xenoliths (.), leucocratic monzonites (x).

JBOKRONOMETRİK VERİLER

Jeokronometrik ölçümler için, potasyum analizi monokromatik filtreler ile donatılmış, EEL alev fotometresi ile yapılmıştır. Sodyum etkisini önleyebilmek için bir düzelt-

meye gidilmiş, aynı kayacın analizi iki defa tekrar edilmiş olup belirlenlik = % 0.1 dir. Argonun izotopik analizi, "pyrex" saflaştırıcısı "on line" olarak bağlı ekstraksiyon rampası ve 4100 gauss'luk daimi mıknatıs ile donatılmış MS-10 AEI kütle spektrometresi ile yapılmıştır. Çizici "Clusius Zürich" (%99,8 A⁺)dir. Kullanılan sabitler ise $X_{\text{e}} = 0.585 \times 10^{-10}$ /yıl, $\lambda_p = 4.72 \times 10^{-10}$ /yıldır. Atmosfer argonunun kütle spektrometresinin içine giren argon oranının %50 sinden fazlasını oluşturmadığı varsayıldığında, yaş saptamasında toplam yanılı $\pm \%4$ tür.

Intrüzif kayalar dışında yörenin eski metamorfik temelinin önemli kısmını oluşturan mikaşistler üzerine ayrı bir ölçüm yapılmıştır. Aşağıda belirtilen sonuçlarla (Çizelge 2) ilgili olarak öne sürülebilecek düşünceler şunlardır.

Alp orojenezi ile eski temelın yenilenmeğe (rajönisman) uğradığı mikaşistlerde elde edilen sonuçlarla ortaya çıkmaktadır. Yılmaz (1971) tarafından Rb-Sr yöntemiyle Bitlis masifinde mikaşistler üzerine elde edilen 325 m.s. lik sonuç Hersiniyen yaşı göstermekle beraber, bu kayaların sedimenter kökenli olması yine aynı araştırmacı tarafından zirkonlar üzerine verdiği yaş (629 m.s.) ile kanıtlanmaktadır. Intrüzif kayalarda, löko kuvarsmonzonitlerin biyotitleri ile 61,4 ve 62,3 m.s. lik sonuçlar elde edilirken ultrabazik anklavların flogopitleri 52,8 m.s. vermektedir.

Yukarıdaki radyometrik verilerin görece uygunluğu ultrabazik anklavların intrüzif masife göre daha eski olabileceği varsayımları üzerine açıklık getiremez. Anılan veriler bu anklavların intrüzif kütleyle katılmış olmaları veya bir diferansiyasyon ürünü olup olmadığı hakkında da bizi aydınlatamaz. Ayrıca, elde edilen 62 m's. değerinin radyojenik argon nedeniyle yüksek olduğu düşünülebilirse de Lütési-

	MONZONİTLER (MONZONITES)								ANKLAVLAR (XENOLITHS)								
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII
SiO ₂	68.30	67.72	67.60	65.36	60.83	60.28	57.39	55.01	53.57	53.10	53.01	51.91	49.41	48.90	48.58	42.15	40.25
Al ₂ O ₃	16.00	15.61	16.47	15.78	17.48	16.56	16.50	15.61	12.60	15.90	14.74	9.84	10.24	10.20	10.08	12.85	3.80
Fe ₂ O ₃	1.26	1.99	0.00	1.70	2.74	2.64	2.72	2.99	3.24	2.75	3.92	2.47	5.44	5.11	3.45	7.03	8.74
FeO	0.84	0.49	0.46	0.89	1.03	1.43	2.79	3.36	4.90	3.74	3.07	3.29	2.71	3.18	4.80	7.36	2.53
MgO	1.00	1.14	0.94	1.69	1.69	2.48	3.92	4.71	7.09	6.61	6.29	11.75	15.06	15.47	12.58	8.47	29.21
CaO	1.53	1.48	1.88	2.93	3.23	4.07	5.01	6.44	8.53	7.16	7.22	11.95	7.53	7.34	12.44	10.66	2.56
Na ₂ O	4.25	4.79	4.70	4.52	4.67	4.66	3.72	3.52	2.13	3.15	2.99	1.66	1.77	1.63	1.28	1.27	0.32
K ₂ O	4.78	5.04	5.84	4.96	6.16	5.25	5.60	4.46	4.81	4.00	4.27	2.55	3.40	3.70	2.46	1.80	2.24
TiO ₂	0.26	0.35	0.25	0.40	0.60	0.55	0.79	1.24	1.39	0.96	1.33	1.18	0.84	0.90	1.38	2.87	0.46
MnO	0.09	0.04	0.02	0.05	0.06	0.08	0.11	0.13	0.14	0.16	0.13	0.09	0.15	0.14	0.12	0.20	0.18
P ₂ O ₅	0.11	0.16	0.13	0.29	0.30	0.37	0.62	0.91	1.49	0.62	0.96	0.71	1.61	1.55	0.85	2.23	0.41
H ₂ O+	0.69	1.06	1.05	0.75	0.70	0.91	1.09	1.15	1.23	1.35	1.98	2.32	1.77	1.68	2.10	3.36	8.60
H ₂ O-	0.06	—	—	—	—	—	—	—	—	(0.01)	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	0.35	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.42	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
TOPLAM	99.52	99.87	99.34	99.32	99.49	99.28	100.26	99.53	101.12	99.92	99.91	99.82	100.03	99.90	100.22	100.25	99.39
si	266.1	310.1	304.0	318.4	219.6	208.4	176.2	159.3	137.7	140.4	143.1	117.9	105.3	103.0	102.2	92.4	68.1
al	37.8	44.5	41.2	43.9	37.2	33.7	29.8	26.6	19.1	24.7	23.4	13.2	12.8	12.6	12.5	16.6	3.8
fm	18.6	8.2	16.3	15.0	19.8	24.0	28.7	32.7	44.2	40.1	40.5	50.4	61.7	62.5	53.5	53.1	88.6
c	12.8	9.2	7.1	7.6	12.5	15.0	16.4	20.0	23.5	20.3	20.9	29.0	17.2	16.5	28.0	25.0	4.6
alk	30.7	38.0	35.2	33.4	30.5	27.2	22.0	18.1	13.2	14.8	15.2	7.3	8.3	8.3	5.9	5.2	2.9
ti	1.2	0.8	1.2	0.9	1.6	1.4	1.8	2.7	2.7	1.9	2.7	2.0	1.3	1.4	2.2	4.7	0.6
k	0.42	0.45	0.41	0.43	0.46	0.43	0.50	0.45	0.60	0.46	0.48	0.50	0.56	0.60	0.56	0.48	0.82
mg	0.46	0.47	0.78	0.55	0.46	0.53	0.57	0.58	0.61	0.65	0.62	0.79	0.78	0.78	0.74	0.52	0.83
F	18.10	4.01	17.46	17.06	22.11	23.87	28.77	32.75	36.18	31.65	33.17	25.98	27.71	27.57	32.96	54.61	24.97
A	69.50	88.12	73.96	74.66	67.37	60.89	50.40	42.48	31.56	35.51	35.80	19.52	18.47	18.56	15.36	12.07	6.04
M	12.39	7.86	8.55	8.26	10.51	15.23	21.01	24.96	32.25	32.82	31.02	54.49	53.81	35.87	51.67	33.31	68.98

Çizelge 1: Kimyasal analiz sonuçları, Niggli parametreleri ve FAM değerleri (XVII: Flogopitli ultrabazik kayag).

Table 1: Results of chemical analyses, Niggli parameters and FAM values (XVII: Phlogopite bearing ultrabasic rock).

Numune No.	Kayaç		Milyon sene		40 A % rad.	40 A rad. mol./g.10 ⁻¹⁰
Sample No.	Rock	Mineral	m.y	K %		
207	nikaşist	biyotit	31,0 ± 1,2	4.84	70	2,6995
400	lökomonzonit	"	62,25 ± 2,5	2.32	57	2,5715
	"	"	61,4 ± 2,5	2.31	59	2,5725
466	flogopitli ultra-bazik	flogopit	52,8 ± 2,1	5.79	81	5,5203

Çizelge 2 Jeokronometrik analiz sonuçları.

Table 2: Results of geochronometric analyses.

yen (53 m.s.) sedimanların intrüzipleri örtmesi bu varsayımı ortadan kaldırır. Buna karşın argon kaybı olduğu düşünüldüğünde intrüziplerin 62 m.s. den daha eski olmaları gerekmektedir.

SONUÇ

Yukarıda vurgulandığı gibi masif bol miktarda bazik-melanokrat anklav içermektedir. Bu anklavların "granitik eriyik" ile özdeşleşmeleri lökozomun bileşiminin değişmesine yol açmaktadır. Masifin heterojenliği, anklavların bolluğu ve bu anklavların özdeşleşmesi masifin kökeninin melez (hibrid) olabileceğini düşündürmektedir. Ayrıca çevrenin eski temelinde yer yer izlenen migmatitleşme, masifin oluşum mekanizmasının kökeninde anatektik sürecin tümüyle olasılık dışı bırakılmıyacağı kanıtlar. Jeolojik gözlemler ve eldeki verilerin ışığında intrüzyonun Hersiniyen orojenezi sonrası olduğu açıktır; bunun yanında yerleşimin Paleosen'de gerçekleşmiş olması olasıdır.

KATKI BELİRTME

Bu araştırmanın kimyasal ve jeokronometrik analizleri İsviçre Cenevre Üniversitesi Mineraloji Bölümü laboratuvarlarında yapılmıştır. Yazar adı geçen üniversitenin öğretim görevlisi Prof. Dr. M. Delalovea çalışmalarını boyunca gösterdiği yardım için teşekkürü borç bilir.

BEĞENİLEN BELGELER

- Pişkin, Ö., 1972, Etude minéralogique et pétrographique de la région située à Test de Çelikhan (Taurus oriental, Turquie): Mém. Dpt. Minéral, de l'Université de Genève, 3, 1-152.
- Streekeisen, A.L., 1967, Classification and nomenclature of igneous rocks: N. Jb. Mineral. Abh., 107, 144-240.
- Yılmaz, O., 1971, Etude pétrographique et géochronologique de la région de Cacas (Massif de Bitlis, Turquie): Thèse Univ. Grenoble.
- Yoder, H.S., ve Eugster, H.P., 1954, Phlogopite synthesis and stability range: Geoch. et Cosmoch. Acta, 6, 157-185.

Tuz Gölü Havzası ve Doğal Kaynakları I: Tuz Gölü Suyunun Jeokimyası

The Salt Lake basin and natural resources I: Geochemistry of the brine of the Salt Lake (Central Anatolia-Turkey)

ALİ UYGUN *Maden Tetkik v Arama Enstitüsü, Ankara.*
ERSİN ŞEN *Maden Tetkik v Arama Enstitüsü, Ankara.*

ÖZ: Tuz Gölü'nde bir yılı aşkın sürede yapılan hidrokimyasal incelemeler su kimyasındaki mevsimsel değişimleri ortaya koymuştur. Gölde bir eşik ile birbirinden ayrılmış, suları farklı bileşimde iki bölge vardır. Sığ ana göl 300-350 g/l dolayında, derin bölge ise 80 g/l dolayında erimiş madde içerir. Yaz sonunda buharlaşma sonucu gölde 9,4 g/l K⁺, 25,3 g/l Mg⁺⁺, 640 mg/l Br⁻, 340 mg/l B ve 305 mg/l Li⁺ gibi yüksek konsantrasyonlara ulaşılmıştır. Çeşitli katyon ve anyonların mevsimsel değerleri ile mineral çökmesine etkileri tartışılmaktadır.

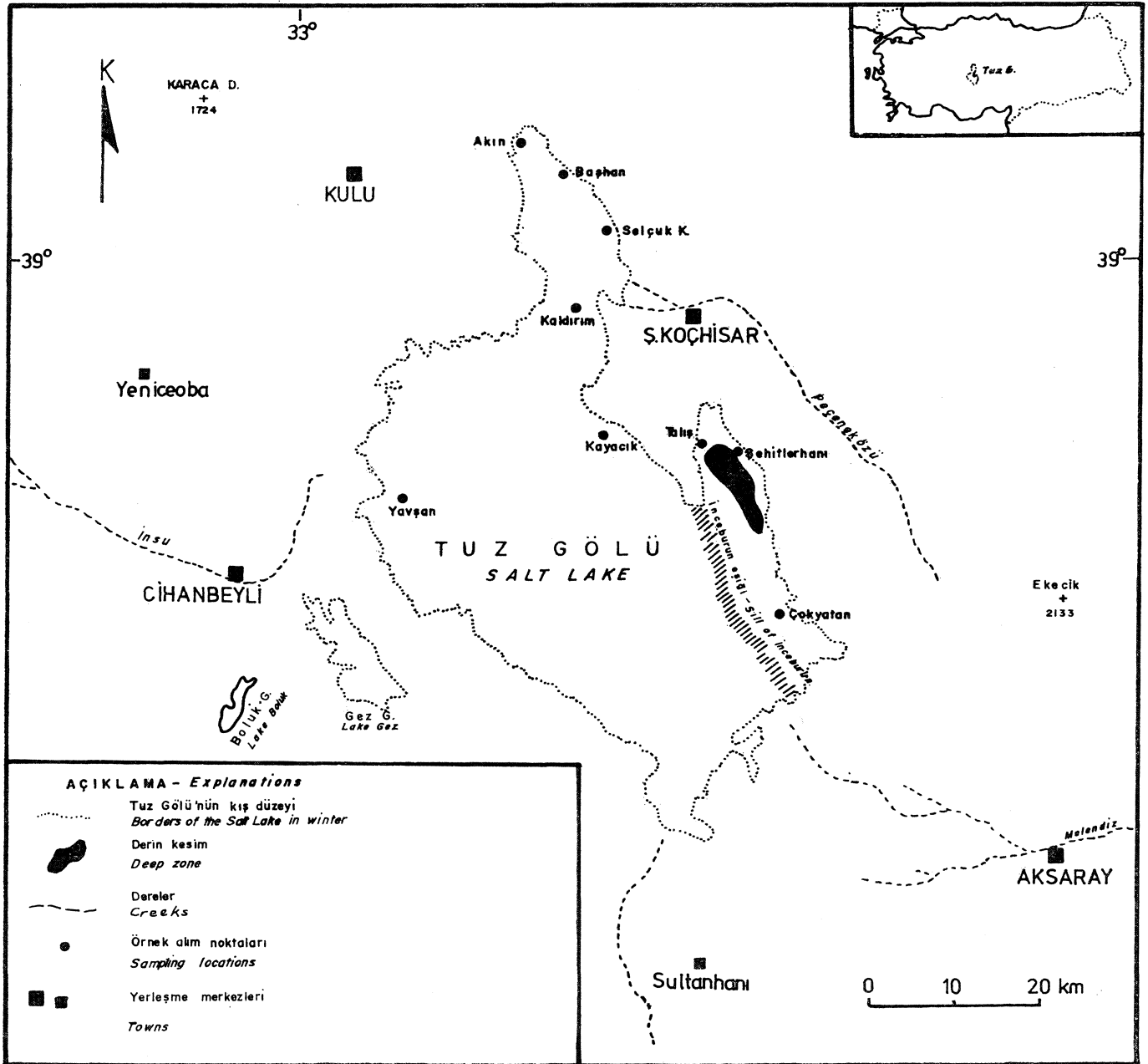
ABSTRACT: Hydrochemical investigations during a period, longer than one year, has shown the seasonal changes on the brine of the Salt Lake (Central Anatolia-Turkey). Two water bodies, separated by a sill, have different chemical compositions. The shallow main lake has the concentration around 300-350 g/l of dissolved material, while the deeper region has only 80 g/l. At the end of summer, brine concentration reaches to 9,4 g/l K⁺, 25,3 g/l Mg⁺⁺, 640 mg/l Br⁻, 340 mg/l B and 305 mg/l Li⁺. The seasonal concentration values of the several cations and anions and their effects on the mineralization are discussed.

GİBİŞ

1665 kms lik alanı ile Türkiye'nin ikinci büyük gölü olan Tuz Gölü "karasal tuz tavaları (Salzpfannen)" ile "tuzlu göller" (Salz Seen) arasında mevsimsel bir geçiş tipini canlandıran bir karasal buharlaşma ortamıdır. En büyük uzunluğu 85 km, en büyük genişliği ise 45 km ye varır (Şekil 1). Yaklaşık 16.000 km² lik bir beslenme havzasına sahip olan Tuz Gölü'ne doğuda Peçeneközü ve Melendiz, batıda ise İnsu dereleri ulaşırlar. Dışarıya akımı yoktur. Gölün en derin yeri doğuda sürekli su altında bulunan kesimde yer alır, 1,5-2 m dolayındadır. Buna karşılık asıl

göl kış-ilkbahar aylarında 60-80 cm derinlik göstermekte, yaz sonunda ise göl çoğunlukla kurumaktadır. Ancak gölün dengesi Konya ovasının fazla sularını ileten büyük bir kanalin açılmasıyla bozulduğundan, göl 1974 yılından bu yana tümüyle kurumamakta, tuz üretimi de son derece güçleşmektedir.

Tuz Gölü'nün benzerleri olan Great Salt Lake-Utah, Owens Lake, Salton Sea, Searles Lake(A.B.D.) ile Ölü Deniz (İsrail), Magadii Lake (Kenya) gibi göller uzun yıllar boyunca gerek hidrolojik, gerekse jeokimya ve mineralojik yönlerden ayrıntılı olarak araştırılmışlardır. Tuz



Şekil 1: Tuz Gölü'nde örnek alım noktalarını gösterir harita

Figure 1: Location map for water sampling; stations in the Salt Lake.

Gözü üzerine sağlıklı veriler ise oldukça kıttır. Salamon-Calvi ve Kleinsorge (1939) göl suyunun kimyasını, Irion (1970, 1972, 1973) mineralojisini incelemişlerdir. E.İ.E. tarafından kaldırım tuzlasında su düzeyi ile Peçeneközü ve İncesu derelerinde debi ölçümleri yapılmaktadır. Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü'nün de halen havzada yağış veya buharlaşma ölçümü yapan 8 istasyonu bulunmaktadır.

Bu yazıda Tuz Gölü havzasının jeolojisini, hidrojeolojisini ve evaporitlerini konu alan çalışmalarda göl suyundaki bölgesel ve mevsimsel değişimler ile mineral çökmesi üzerine elde edilen ilk sonuçlar açıklanmaktadır.

ÇALIŞMA YÖNTEMİ

Tuz Gölünde Şekil 1 de görülen değişik yerlerden 22 Haziran 1976 ile 23 Eylül 1977 arasında değişik zamanlarda, su, tuz ve çökel örnekleri toplanmıştır. Ayrıca gölü besleyen akarsularla havzanın yeraltı suları da toplanan çok sayıda su örneği ile araştırılmıştır.

Doğal sularda iyonların analizleri yapıncaya dek yükseltgenme, indirgenme, çökme, adsorblanma gibi nedenlerle değişimini önlemek için aynı yerden üç ayrı örnek toplanmıştır;

1 — Arazide süzölmüş örnek: Hızlı süzen filtre kağıtlarından süzölerek polietilen kaplara alınan Örneklere B, Cl, F, Li, Na, K, S₂O₃, Br ve I analizleri yapılmıştır.

2 — Arazide asitlendirilmiş örnek: Derişik HNO₃ ile pH 3.0 a kadar asitlendirilen örnekte Mg, Ca, Sr analizleri yürütölmüştür.

3 — İşlem görmemiş örnek; Yine polietilen kaplara alınan örnekte HCO₃, CO₃, pH ve iletkenlik ölçümleri yapılmıştır.

Ayrıca arazide pH, sıcaklık ve iletkenlik ölçümleri de yürütölmüştür.

Laboratuvarda su analizleri için kullanılan yöntemler ASTM (1969), U.S. Salinity Lab. (1954), U.S.G.S. (1970) kaynaklarından derlenmiş standart metodlardır.

Na, K ve Li alev fotometresiyle tayin edilmişler, Li analizinde iyonizasyon yanılıısına engel olmak için örneklere izo-proponal katılmıştır. B ve F elementlerinin kolorimetrik tayinlerinde renklendirici reaktif olarak karmin ve alizarin komplekson kullanılmıştır.

Cl, Mohr yöntemiyle tirant olarak AgNO₃, belirteç olarak K₂CrO₄; Br ve I, Na₂S₂O₃ ile nişasta belirteci yanında titre edilerek, CO₃ ile nişasta belirteci yanında titre edilerek, CO₃ ve HCO₃ fenolftaleyn ve metiloranj belirteçleri yanında 0.1-n HCl ile Ca ve Mg ise kompleksometrik yöntemlerle kalsein ve erio-krom.T siyahı belirteçleri yanında tayin edilmişlerdir. SO₄, BaCl₂ ile BaSO₄ halinde çöktürölerek gravimetrik yolla bulunmuştur. Sr analizleri su örnekleri buharlaştırıldıktan sonra arta kalan katı kısımda iç standart yöntemi ve iç standart olarak da yitrium kullanılarak yapılmıştır. Suların toplam mineralizasyonu ise belirli hacimlerde suların buharlaştırılıp 180° C de kurutulması ile tayin edilmiştir.

Kullanılan analiz yöntemlerindeki doğruluk dereceleri ölçülen miktarların (it %) si olarak her bir element için

şöyledir: Cl <2, Ca, Mg, Li, K % 4, Na, I, Br %6. Bor'da bağıl yanılı %0,6 dır.

pH ölçümleri çift elektrodlu (referans ve cam elektrod), ısı ayarlı pH-metre ile yapılmıştır. pH 7 lik standart tampon çözelti ile ayarlanmıştır. Spesifik iletkenlik kondaktivite-metre ile ölçölmüştür. Katı tuz örneklerinde su da çözen kısımda Na, Cl, K; asitte çözülen kısımda Ca, Mg, SO₄ analizleri yürütölmüştür. Mineralojik incelemeler için gerekli durumlarda x ışınları difraksiyona başvurulmuştur.

SONUÇLAK

Tuz Gölü suyunda bir yılı aşkın sürede yapılan gözlem ve ölçümler suda gerek bölgesel gerek mevsimsel değişimler olduğunu ortaya koymuştur. Şekil 1 de göröldüğü gibi Tuz Gölü iki farklı bölgeden yapıldır. Doğuda Ş. Koçhisar'm güneyinde İnceburun'dan güneye doğru uzanan ve üzerinde bazı adacıkların da yer aldığı bir eşik ana göl ile derin bölgeyi birbirinden ayırmaktadır. Bu eşigin varlığı Erol (1969) ve Irion (1970) tarafından da bildirilmiştir. Gölde iki ayrı bölgenin varlığı NASA-ERTS uydusunun fotoğraflarında da gözlenmektedir.

İki bölge arasında suyun bileşimi yönünden oldukça büyük farklar vardır. 23-25 Haziran 1976 da gölün değişik kesimlerinden toplanmış su örneklerinin analiz sonuçlarından hazırlanmış Çizelge-1 bu farkı kesinlikle ortaya koymaktadır.

Örnek Yeri Location	Derin bölge (Deep zone)				Ana göl bölgesi (Main lake)		
	Şehitlerhamı						
	Cok yatan	Başhan	Selçuk	K.	Kaldırım	Kayaçık	Yavşan
Na+ (g/1)	28.0	29.0	112.5	112.5	110.0	112.5	110.0
K+ (g/1)	0.42	0.43	1.7	1.2	1.1	1.2	1.4
Ca++ (mg/1)	460	440	620	840	980	840	760
Mg++ (mg/1)	1.2	1.3	4.9	3.2	3.1	3.4	3.7
HCO ₃ -- (mg/1)	34	0	241	110	134	135	159
CO ₃ -- (mg/1)	87	156	0	0	0	0	0
Cl- (g/1)	45	47	183	180	176	180	177
SO ₄ -- (g/1)	3.2	3.5	10.2	7.7	7.5	7.9	8.3
Sr++ (mg/1)	15	15	20	15	20	13	20
B (total) (mg/1)	25	26	60	43	40	45	46
Br- (mg/1)	24	30	160	120	130	94	134
pH	8.5	8.9	7.3	7.2	7.3	7.3	7.3

Çizelge 1: Tuz Gölü'nün Haziran 1976 da çeşitli noktalardaki bileşimi

Table 1: Chemical composition of Salt Lake brine at June 1976.

Gölden ilk su örneklerinin alındığı Haziran 1976 da ince bir NaCl kabuğu oluşmuş ve su az da olsa çekilmiş idi. Bu durumda iki bölge arasındaki su bağlantısının ortadan kalkmış olacağı düşüncesiyle 1977 yılı Nisan ayının sonundaki kuvvetli yağışları izleyen 2-4 Mayıs günlerinde, gölün 1977 yılı maksimum su düzeyine eriştiği sıralarda farklı kesimlerden yine su örnekleri alınmıştır. Bu dönemde de iki bölge arasında kesin farkların olduğu Çizelge-2 deki değerlerde hemen göze çarpmaktadır.

İki bölge arasında suyun bileşimi yönünden farklılaşma çökelmeye de etkimekte, derin kesimde ana gölden farklı olarak aragonit, Mg-kalsit ve dolomit oluşmaktadır (Irion, 1970).

Örnek Yeri Location	Derin bölge (Deep zone)		Ana göl bölgesi (Main lake)			
	Talış	Şehitlerhanı	Kaldırım	Akın	Selçuk K.	Yavşan
Na+ (g/l)	26	30	103	100	98	104
K+ (g/l)	0.3	0.3	0.6	0.7	0.7	0.6
Ca++ (mg/l)	360	370	960	1120	1040	1000
Mg++ (g/l)	1.0	1.0	1.8	2.4	2.0	2.0
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	214	250	128	137	122	110
CO ₃ ⁻ (mg/l)	0	0	0	0	0	0
Cl- (g/l)	42.3	39.5	149.4	185.2	164.2	171.6
SO ₄ ⁻ (g/l)	2.7	2.5	5.3	7.2	6.1	6.0
B tot. (mg/l)	24	21	33	41	34	32
Br- (mg/l)	28	26	39	24	33	29
Li+ (mg/l)	17	16	57	63	58	59
pH	8.3	8.0	7.4	7.4	7.4	7.3

Çizelge 2: Tuz Gölü suyunun Mayıs 1977 de bazı noktalardaki bileşimi

Table 2: Chemical composition of the Salt take brine at May 1977

Tuz Gölü'nde ana hatlarla suları farklı bileşimde iki bölge ayrılabilir. Birlikte bazı etkenler suyun bileşiminde yersel oynamalara yol açmaktadır. Örneğin sağnak halinde düşen bir yağış, bunun getireceği sellenme, kuvvetli bir rüzgarla suyun yer değiştirmesi, günlük sıcaklık farkları, buharlaşma gibi meteorolojik, farklı jeolojik yapıdaki bölgelerden farklı yeraltı ve yerüstü suları ile beslenme gibi hidrojeolojik etkenler de değişimlerin başlıca nedenleridir. Çizelge 1 ve 2 de ana göl bölgesinden alınan örneklerin bileşimindeki değişimler bu nedenlere bağlanmaktadır.

öte yandan gölde düşey yönde ve değişimlerin olabileceği varsayımı ile derinliğe göre de örnek alınmış, ancak belirgin farklılıklara rastlanılmamıştır. Bu belki de su dikmesinin gerçekte yeterince yüksek olmamasına dayanmaktadır.

Kayacık tuzlasında aynı yerden Haziran 1976-Eylül 1977 arasında değişik zamanlarda alınmış örnekler göl suyu bileşiminin bir yıl boyunca oynamalarını göstermektedir (Çiz. 3). Göl suyu sürekli NaCl'e doygun olduğundan salamura

(brine) olarak nitelendirilmesi belki daha doğru olacaktır. Yaz aylarındaki kuvvetli buharlaşma sonucu göl Eylül-Ekim döneminde minimum su düzeyine erişmekte, sonbahar sonu ve kış aylarındaki yağışları izleyen Mart-Nisan aylarında ise maksimum su düzeyine ulaşmaktadır. E.İ.E. nin gözlemleri de ana hatlarla bunu doğrulamaktadır.

Bu durumda Eylül sonlarında gölde en kaim tuz kabuğuna ve Na, Cl ve Ca dışında en doygun suya rastlanılmaktadır. Bahar başlangıcında ise en düşük doygunluk izlenmektedir. Ancak 1976-77 döneminde yağışların daha geç kalması nedeniyle maksimum su düzeyine Mayıs başlarında ulaşılmıştır. Çizelge 3 de Mayıs ayında izlenen düşüşün başlıca nedeni budur.

TARTIŞMA

Tuz Gölü suyunda mevsimsel değişimlerin büyük çapta oluşu göl suyunun standart bir bileşimini vermeyi güçleştirmektedir. Bir yılı aşan sürede ana göl bölgesinde Eylül 1976 da maksimum, Mayıs 1977 de minimum toplam erimiş madde ölçülmüştür. Bazı karşılaştırmaları yapabilmek amacıyla göl suyunun Haziran 1976 da Kayacık'daki bileşimine ortalama su düzeyine en yakın değerleri sunması beklendiğinden Çizelge 4 de Tuz Gölü suyu olarak yer verilmiştir. Katyon ve anyonların çökme ve zenginleşmelerle ilgili yorumlanmaları her biri için ayrı ayrı sunulmuştur.

Sodyum

Tuz Gölü'nün ana katyonu olan sodyum suda çoğunlukla 100 g/l nin üzerinde bulunur. Bu çalışmada 73,3 g/l olarak saptanmış en düşük değer Mayıs 1977 de maksimum su düzeyine karşılık gelmektedir. Derin göl bölgesi ise 20-30 g/l dolayında Na+ içerir.

Deniz suyuna oranla Tuz Gölü'nde yaklaşık 9-10 kez fazla sodyum bulunur. Haziran-Eylül döneminde NaCl kabuğunun çökmesi nedeniyle sodyum'daki azalmaya karşılık klorür'ün hemen hemen aynı miktarda kalması başlangıçta farklı molar paylara dayanmaktadır (Mayıs 1977: Na+ =

Tarih Date	Haziran June	Eylül Sept.	Kasım Nov.	Aralık Dec.	Şubat Febr.	Nisan April	Mayıs May	Haziran June	Eylül Sept.	Kasım Nov.
	1976	1976	1976	1976	1977	1977	1977	1977	1977	1977
Na+ (g/l)	112.5	84.5	115.0	(115.0)+	107.5	106.3	73.3	112.5	105.8	110.0
K+ (g/l)	1.2	9.4	2.5	1.0	0.8	0.8	0.6	0.8	3.3	1.9
Ca++ (mg/l)	840	140	450	784	870	1000	730	1130	640	745
Mg++ (g/l)	3.4	25.3	7.3	3.0	2.1	2.2	1.6	2.4	8.8	5.2
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	135	1373	305	140	165	128	131	90	360	226
CO ₃ ⁻ (mg/l)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cl- (g/l)	180.0	182.4	192.5	182.8	161.1	173.1	121.3	192.0	185.0	186.0
SO ₄ ⁻ (g/l)	7.9	44.5	13.9	7.3	6.1	6.6	4.7	6.8	16.9	12.2
Sr++ (mg/l)	13	17	20	—	—	—	—	—	—	—
B total (mg/l)	45	332	110	38	30	29	30	38	131	—
Br- (mg/l)	94	640	320	125	87	29	42	67	—	181
Li+ (mg/l)	(60)+	305	95	78	56	63	44	66	110	92
pH	7.3	6.9	7.1	7.5	7.5	7.1	7.6	7.2	—	—

(...)+ Yaklaşık değer
Approximate value
(-) Tayin edilmemiş
Not measured

Çizelge 3: Kayacık'ta Tuz Gölü suyunun Haziran 1976-Eylül 1977 arasındaki değişimleri

Table 3: Changes in the chemical composition of the Salt Lake brine at Kayacık between June 1976 and September 1977

	Tuz Gölü ¹		Büyük Tuz Gölü ²		Deniz Suyu ³	
	Salt Lake	Dead Sea	Salt Lake	Searles L.	Sea water	
Na+	112.5 g/1	36.68 g/1	97.35 g/1	110.000 ppm	11 g/1	
K+	1.2 "	6.70 "	8.18 "	26.000 "	0.35 "	
Ca++	0.84 "	15.72 "	0.35 "	16 "	0.4 "	
Mg++	3.4 "	39.40 "	11.38 "	—	1.3 "	
HCO ₃	0.1 "	0.09 "	—	27.100 ppm	0.1 "	
+ CO ₃						
Cl-	180.0 "	204.7 "	182.4 "	121.000 "	19.0 "	
SO ₄ --	7.9 "	0.56 "	21.41 "	46.000 "	2.65 "	
Li+	60 mg/1	17.5 mg/1	60 mg/1	81 "	0.2 mg/1	
B	45 "	—	60 "	3.380 "	5 "	
Br-	94 "	4.75 g/1	160 "	860 "	65 "	
Sr++	13 "	0.31 "	5 ppm	—	7 "	

- 1) Tuz Gölü, Kayacık, Haziran (June) 1976
- 2) Nissenbaum (1977),
- 3) Whelan (1973), Whelan ve Petersen (1977),
- 4) White ve diğerleri (1963).
- 5) Collins (1975).

Çizelge 4: Tuz Gölü suyunun deniz suyu ve bazı tuzlu sularla karşılaştırılması

Table 4: Correlation of the Salt Lake brine with sea water and some other brines.

3186 meql, Cl⁻=3422 meql). Yaz aylarında göl tabanını kaplayan ve 0,1-20 cm kalınlığa ulaşan tuz kabuğunun bileşimi ise şöyledir:

Na⁺ : %37,3
Cl⁻ : >%60,6
SO₄⁻ : %0,8

Suda çözülmeyen madde : %0.04

Ca⁺⁺ : 1650 ppm
Mg⁺⁺ : 1920 "
K⁺ : 630 "
B(tot) : 23 "
F⁻ : <%0.1
Sr⁺⁺ : <1%0.01
Br⁻ : <%0.001

Göl suyunda bulunan Na⁺ un çoğu Naci'den türemektedir. Laboratuvar çalışmalarında -10 °C de soğutma yoluyla 1 l göl suyundan 0,5 g kadar Na₂SO₄ elde edilmiştir, öte yandan havzada yer alan Gez ve Boluk bölgelerinde öncelikle Na₂SO₄ (tenardit) veya Na₂SO₄ · 10 H₂O (mirabilit) çökelmektedir (M.T.A., 1976).

Magnezyum

Tuz Gölü'nün ikinci büyük katyonu olan magnezyum ana göl bölgesinde 1,6-25,3 g/l arasında ölçülmüştür. Irion (1970) tarafından saptanan Mg⁺⁺ değerleri ise 34 g/l ye ulaşmaktadır.

Tuz Gölü'nde Mg⁺⁺ ile Ca⁺⁺ arasında ters yönlü bir ilişki gözlenmektedir. Yaz başında CaSO₄ · 2 H₂O (jips) çökmesi ile birlikte Ca⁺⁺ miktarlarında bir düşüş başlamasına karşılık evaporasyonla Mg⁺⁺ miktarları sürekli bir artış gösterir, Magnezyum 1976 Eylülde, Haziran 1976'ya göre 7,4 kez, Mayıs-Eylül 1977 döneminde ise 5,5 kez artmıştır, öte yandan Ca⁺⁺ Eylül 1976 da Haziran 1976 ya göre 6 kez azalmıştır. Bu ters yönlü ilişki nedeniyle Mg⁺⁺/Ca⁺⁺ (Mol) oranı fazlasıyla artmakta, Irion (1970) tara-

findan da saptandığı gibi çökel kabukta Mg-kalsit, manyezit, huntit, dolomit gibi karbonatların oluşmasına yol açmaktadır.

Braitsch (1962) a göre deniz suyunun buharlaşmasında halit (NaCl) in ardından epsomit (MgSO₄) çökmesi beklenir. Collins (1975) e göre epsomit oluşumunun başlaması için suda 74 g/1 den fazla Mg⁺⁺ bulunmaktadır. Tuz Gölü'nde bu koşullara erişilmediğinden Mg-tuzları çökelmemektedir.

öte yandan Mg⁺⁺ un hangi oranlarda Cl⁻ ve SO₄[~] anyonlarına bağlı olduğu ayrı sorudur. 1976 Haziran-Eylül döneminde sülfat 5,6 kez artış göstermiştir. Bu sayının Mg⁺⁺ un biraz gerisinde kalışı arada bir miktar daha jips veya sölestin çökmesine bağlanabilir. Yapay koşullarda (100°C ve kapalı sistem) buharlaştırılan Tuz Gölü suyunun son dönemde elde edilen tuzun X-Işınları difraksiyonunda halit'in yanısıra bişofit (MgCl₂ · 6H₂O) saptanmıştır. Bu mineral yapay koşullarda karnalitten dönüşmüş olsa bile magnezyum'un daha çok klorür'e bağlı olduğu kanısına varılmıştır.

Potasyum

Tuz Gölü suyunda litrede 06 - 9,4 g arasında ölçülen potasyumun en yüksek değeri Irion (1970) tarafından 12,7 g/l olarak saptanmıştır. Gölün derin bölgesi ise 0,3-0,4 g/l düzeyinde K⁺ içerir. Deniz suyuna oranla Tuz Gölü'nde potasyum yaklaşık 3,5 kez daha yoğundur. Maksimum buharlaşma döneminde bu 35 katma çıkabilmektedir.

Göl suyunda Mg⁺⁺/K⁺ oranı 3:1 dolayındadır. 1976 Eylül'ünde Haziran 1976 ya göre K⁺ 7,9; 1977 Mayıs-Eylül döneminde ise 5,5 kez zenginleşmiştir. Bu magnezyuma çok benzerdir. Irion (1973) 1968 yılında K⁺ un buharlaşma sonucu 14,1 kez arttığını saptamıştır.

Buharlaşmanın son dönemlerinde kristallenen K-tuzlardan silvin (KCl) in oluşabilmesi için Collins (1975) litrede 37 gramı aşan K⁺ miktarlarının gerekliliğini bildirmektedir. Tuz Gölü'nde magnezyumda olduğu gibi bu koşullara erişilmemektedir. Daha önce belirtilen X-Işınları difraksiyonda bişofitin yanında silvinin de d₁ ve d₂ piklerinin saptanmış olması Mg⁺⁺ gibi K⁺un da daha çok Cl⁻ anyonuna bağlı olduğunu düşündürmektedir.

Bununla birlikte Irion (1970) gölün taban çökellerinde K-lu bir mineral olan polihalit'i (K₂Mg Ca₂ (SO₄)₄ · 2 H₂O) saptamıştır. Denizel evaporitlerde pek de ender olmayan polihalit'in oluşumunu Braitsch (1962) CaSG₂-ca zengin çözeltilerin ortama karışmasına dayandırmaktadır, öte yandan Holser (1966) e göre polihalit güncel bir Kaliforniya lagününde diyajenez sonucu jipsden türemiştir. Jaenecke diyagramı Tuz Gölü suyuna uygulayan Irion (1973) göl suyu bileşiminin yaz aylarında polihalit'in duraylılık alanına girdiğini hesaplayarak bu mineralin doğrudan göl suyunun veya taban tortullarının gözenek sularından çökebileceğini varsaymıştır.

Kalsiyum

Tuz Gölü suyunda ancak dördüncü büyük katyon olan kalsiyum'un gölde ölçülen miktarları 140-1130 mg/l arasında değişmektedir. Derin bölgede bu değerler 300-400 mg/l düzeyindedir. Kalsiyum miktarı yaz aylarında jips'in çökel-

meşine bağlı olarak düşme gösterir, öte yandan bahar sonunda karbonat minerallerinin çökmesi de Ca^{++} un uzalma nedenlerinin biridir.

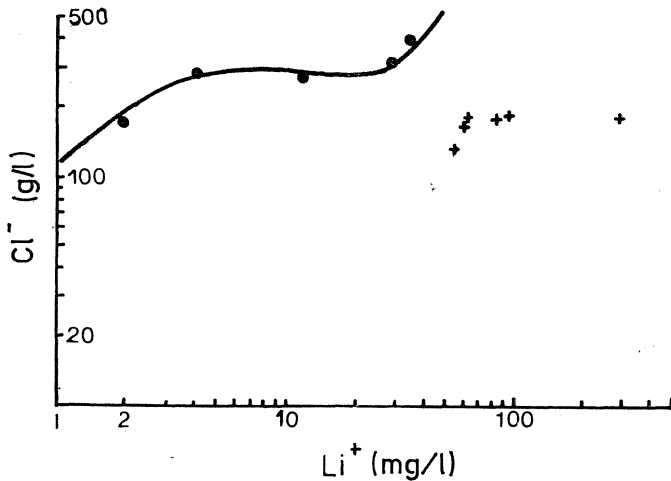
Tuz Gölü'nün taban çökellerinde jips üstün olan bir mineraldir. Tuz kabuğunun altında yer alan taban çökel, karbonat mineralleri ve kırıntılıların (kuvars, feldspat, kil mineralleri) yanısıra %50 ye yakın oranlarda jips içerir. Ana göl bölgesinde jips, taban çökelinin içinde çapı 10-15 cm ye varan, monoklinal, iyi gelişmiş, büyüme miktarları gösteren saydam kristaller biçimindedir.

Lityum

Tuz Gölü'nde en önemli sayılabilecek ölçüde zenginleşme gösteren elementlerden biri de lityum'dur. Göl suyunda rastlanan lityum değerleri 44-305 mg/l arasındadır. Irion (1972) un saptadığı değerler ise 18-220 mg/l arasındadır. Lityum'da hesaplanan buharlaşma faktörü Mg^{++} ve K^+ un biraz gerisinde kalmaktadır. Bu durum belki de elementin küçük atom çapı nedeniyle göl tabanındaki kil minerallerince kolayca adsorblanabilmesine dayanmaktadır.

Deniz suyundan en son çökelebilen ve bişofit oluşumuna kadar çözeltide kalabilen Li^+ Tuz Gölü suyunda deniz suyuna oranla yaklaşık 300 kez yoğundur. Maksimal buharlaşma döneminde bu oran 1500'e kadar çıkabilmektedir. Şekil 2 de deniz suyunda Li/Cl normal buharlaşma eğrisi görülmektedir. Burada Tuz Gölü'ne ait değerler de ayrıca gösterilmiştir. Tuz Gölü'ndeki Li^+ fazlalığı burada da göze çarpmaktadır,

Yüksek erirliği olan Li -tuzlarma doğada rastlamak güçtür. Volkanitlerle ilişkili bazı $Na-Cl$ tipi yüzey suları Li^+ zenginleşmesi gösterebilirler. Yüksek Li^+ lu suların başında 30-81 ppm ile Searles., 16 ppm ile Salado gölleri gelmektedir (White ve diğ., 1963). Tuz Gölü'nde yaz sonunda görülen 300 mg/l lik lityum değerleri doğada yüzey sularında rastlanan en büyük miktarlardan birisidir. Gölü besleyen yeraltı ve yerüstü sularında yüksek Li^+ a rastlanmamış olması, göldeki lityum'un uzun bir zaman sürecinde birikmiş olduğunu düşündürmektedir.



Şekil 2: Deniz suyunun Li/Cl normal buharlaşma eğrisi (+ ile Tuz Gölü'ne ait bazı değerler gösterilmiştir)

Figure 2: Li/Cl normal evaporation curve of sea water (+ = The Salt Lake brine)

Bor

Deniz suyunda 5 mg/l dolayında bulunan bor, Tuz Gölü'nde 30-332 mg/l arasında ölçülmüştür. Bor, Haziran-Eylül 1976 döneminde K^+ ve Mg^{++} un artış oranlarına uygun olarak suda 7,4 kez yoğunlaşmıştır. Tuz Gölü suyunda bor deniz suyuna oranla yaklaşık 10 kez daha fazladır.

Bor'un denizel buharlaşma ortamlarında çökmesi Braitsch (1962) tarafından açıklanmıştır. Genellikle son buharlaşma dönemine ulaşan elementlerden biri olan bor'un bazı mineralleri ise taban anhidriti veya halit gibi daha önce çökelebilen tuzlarla birlikte de bulunmaktadır. Karasal buharlaşma ortamlarında bor zenginleşmesi daha çok post-volkanik etkinliğe bağlıdır. Borat'ların diyajenezi de içine alan uzun bir sürede oluştuğu sanılmaktadır.

Stronsiyum

Tuz Gölü suyunda stronsiyum ölçümleri yalnız 1976 yılı içinde yapıldığından bu elementin değişimleri tam olarak saptanamamıştır. Bununla birlikte Haziran, Eylül ve Kasım değerlerinde büyük farklar yoktur. Göl suyunda Sr^{++} genellikle 15-20 mg/l dolayındadır. Bu da deniz suyuna oranla 2-3 kez fazladır. Sr^{++}/Ca^{++} ile doğru, SO_4^{--} ile dolaylı bağlantılıdır. Haziran-Eylül döneminde Sr^{++} un belirgin olarak artmamış olması bu kationun gölde çökelmiş olmasına bağlanabilir. Gerçekten de Sr^{++} un deniz suyunun buharlaşması ile zenginleşmesi ancak jips çökmesinin bitimine kadardır (Collins, 1975). Irion (1972) un bulguları ise gölde Sr^{++} un bahar yaz döneminde 17 mg dan 7 mg/l ye düştüğünü göstermektedir.

Stronsiyumdun deniz suyundaki bilançosunu hesaplayan Müller (1962) bu elementin %38,7 oranında Ca ju sülfatlarda (Jips, anhidrit, polihalit), %62,5 oranında da özgün mineral olarak bulunduğunu saptamıştır. Braitsch (1962) a göre Ca -lu sülfatlarda Sr^{++} , Ca^{++} un yerini kristal şebekesinde, "diadoch" olarak almaktadır. Evaporitik dönemlerde rastlanan asıl stronsiyum minerali ise $SrSO_4$ (sölestin) dir. Deniz suyundan sölestin çökmesi suyun 3-5 kez doymuşluğu ile gerçekleşmektedir. Bu da maksimum 40 mg/l Sr^{++} a karşılık gelmektedir. Sülfat, Tuz Gölü suyunda gereken miktarda bulunduğu göre suyun 2-3 kez doymuşluğu ile sölestin çökmesi beklenmektedir. Ancak kabukta bu minerale henüz rastlanılmamıştır. Irion (1970) taban çökeline iz olarak sölestin'e rastlamış, ancak kökenini çökellerdeki aragonit gibi duraysız minerallerin duraylı karbonatlara dönüşümünde serbest kalarak gözenek suyuna Sr^{++} un SO_4^{--} ile birlikte çökmesine bağlamıştır.

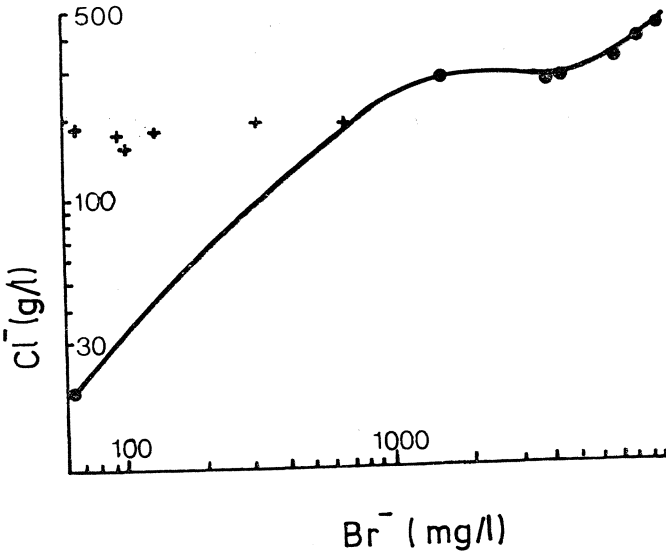
Brom

Anyonlar arasında Cl^- , SO_4^{--} ve HCO_3^- den sonra dördüncü sırada kalmakla birlikte, Br^- , lityum gibi Tuz Gölü'nün önemli zenginleşmelerinden birisini oluşturur, öte yandan bromür'ün tuzlu sular ve evaporit yataklarının köken araştırmasında önemli bir element oluşu özellikle araştırılmasını gerektirmektedir. Tuz Gölü'nde ölçülen Br^- değerleri 29-640 mg/l arasında değişmektedir. Maksimum buharlaşma döneminde Tuz Gölü suyu olağan deniz suyuna oranla 10 kez fazla Br^- içermektedir.

Buharlaşma ortamlarında Br^- klorür minerallerine kismen "diadoch" olarak (Cl^- ün yerini alarak) girmekle bir-

likte genellikle son kristallenme dönemine kadar artık çözeltilde kalabilen bir elementtir. Bu özelliği nedeniyle Br-buharlaşma dönemleri için Bromstratigrafisi kurulması, (Baar, 1963; Borehert ve Muir, 1964), buharlaşma ortamında sıcaklık tayinleri (Braitsch ve Herrmann, 1963), çökeltme ortamında su derinliğinin hesaplanması (Kühn, 1955), tuz metamorfizmasının saptanması (Braitsch, 1962), tuzlu suların kökeninin araştırılması (White ve diğ., 1963) gibi konularda yeterince kullanılmıştır.

Şekil 3 de deniz suyunun normal buharlaşma eğrisinde Br/Cl ilişkileri gösterilmiştir. Tuz Gölü'nde ölçülen değerlerin eğrinin solunda kalması gölde bromür'ün klorür'e oranının düşüklüğünde kaynaklanmaktadır.



Sekil 3: Deniz suyunun Br/Cl normal buharlaşma eğrisi (4. ile Tuz Gölü'ne ait bazı değerler gösterilmiştir)

Figure 3: Br/Cl normal evaporation curve of sea water (4. = The Salt Lake brine)

Deniz suyunun %0,22 lik Br/çözelti (ağırlık) oranı erimemiş madde oranına göre tuzlu suları sınıflandırmışlardır. Buradaki konumuna göre Tuz Gölü suyu deniz suyunun daha fazla erimemiş madde, ancak daha az bromür içeren bir sudur. Bu tür sular olasılıkla erimemiş halde içeren sulardır. Aynı biçimde White ve diğ. (1963) e göre tuzlu formasyonlardan türemiş suların Br/Cl oranı suyun kökeninin belirlenmesinde yararlı bir parametredir. Bu oran 0,003 den büyükse fosil (connate) su söz konusudur. Tuz Gölü'nde Eylül sonunda alınmış bir örnek dışında bu oran 0,003 den küçüktür. Bu durumda suyun meteorik kökenli olup, kristal tuz yataklarını eritmiş olduğu düşünülmektedir, öte yandan Tuz Gölü havzasında geniş evaporitik oluşukların varlığı Arıkan (1975) ve Uğur taş (1975) tarafından bildirilmiştir. Bu durumda Tuz Gölü suyunun tabandaki evaporitlerden türemiş olması söz konusudur.

Rittenhouse (1967) ve Billings ve diğ. (1969) Br/toplam erimemiş madde oranına göre tuzlu suları sınıflandırmışlardır. Buradaki konumuna göre Tuz Gölü suyu deniz suyunun daha fazla erimemiş madde, ancak daha az bromür içeren bir sudur. Bu tür sular olasılıkla erimemiş halde içeren sulardır. Aynı biçimde White ve diğ. (1963) e göre tuzlu formasyonlardan türemiş suların Br/Cl oranı suyun kökeninin belirlenmesinde yararlı bir parametredir. Bu oran 0,003 den büyükse fosil (connate) su söz konusudur. Tuz Gölü'nde Eylül sonunda alınmış bir örnek dışında bu oran 0,003 den küçüktür. Bu durumda suyun meteorik kökenli olup, kristal tuz yataklarını eritmiş olduğu düşünülmektedir, öte yandan Tuz Gölü havzasında geniş evaporitik oluşukların varlığı Arıkan (1975) ve Uğur taş (1975) tarafından bildirilmiştir. Bu durumda Tuz Gölü suyunun tabandaki evaporitlerden türemiş olması söz konusudur.

Diğer anyonlar

Klorür, Tuz Gölü suyunun ana anyonudur. Mayıs 1977 de kuvvetli yağışları izleyen aşırı düşük değer göz önüne alınmazsa, Tuz Gölü'nde sürekli olarak 180 g/l dolayında Cl- vardır. Bu durumda deniz suyuna oranla 10 kez daha tuzlu olan göl suyu sürekli NaCl'e doygundur.

İkinci büyük anyon olan SO₄-~ 4,7-44,5 g/l arasında değerler gösterir. Jips ve sölestin çökmesi bu anyona bağlıdır. Tuz Gölü'nde deniz suyuna oranla maksimal buharlaşma döneminde 17 kez zenginleşmiştir.

Bikarbonat, sülfat gibi yaz aylarında artış göstererek 1,37 g/l le ulaşır. Bahar-yaz geçişinde karbonat çökmesi HCO₃- m geçici azalmasına yol açar. Irion (1970) bu kaybı 0,3 g/l olarak hesaplamıştır.

Karbonat (CO₃-) a yalnız Haziran 1976 da gölün derin bölgesinde rastlanılmıştır. Bu kesimde bakteriyel SO₄- indirgenmesinin olduğu Irion (1970) tarafından kanıtlanmıştır. Bu ortamda ayrıca CO₃- açığa çıkmakta, ancak yine karbonat minerallerine dönüşmektedir.

Flor ölçümleri sürekli yapılmamıştır. Bununla birlikte elde edilen değerler çoğunlukla 1 mg/l in altındadır. Flor'un en önemli bileşiği olan florit'in (CaF₂) deniz suyunun eriliği 8,7 ppm dolayındadır (Collins, 1975). özellikle evaporitlerin ilk dönemlerinde anhidrit ve karbonatlarla birlikte çökelebilen (Degens, 1968) florit'e Tuz Gölü'nde rastlanılmamıştır. Bu da mutlak düşük flor miktarından kaynaklanmaktadır.

Deniz suyunun 0,05 g/l dolayında olan I- Tuz Gölü'nde 1 mg/l den düşük miktarlarda ölçülmüştür. İyot analizlerinin sürekli yapılmamış olması, bu elementin atmosferik ve biyolojik etkilenmesi nedenleriyle I- için bir yoruma girmek gereksiz olacaktır.

Diğer elementler

Tuz Gölü suyunun Haziran 1976 da 19 mg/l SiO₂, Eylül 1977 de ise 63 mg/l SiO₂ ölçülmüştür. Irion (1973) ise 4-17 mg/l dolayında SiO₂ değerleri saptamıştır. Ölçülen en büyük Fe (total) miktarı 0,14 mg/l dir. PO₄- ve NO₃- e rastlanmamıştır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma M.T.A. Enstitüsü'nün Tuz Gölü Projesi çerçevesinde yürütülmüştür. Çalışma olanağını veren Enstitü'ye yazarlar teşekkürü bir borç bilirler.

DEĞERLENDİRİLEN BELGELER

- Arıkan, Y., 1975, Tuz Gölü havzasının jeolojisi ve petrol imkanları : M.T.A. Dergisi, 85, 17-37.
- ASTM (Am. Soc. for Testing Materials), 1969, Water - Atmosphere Analysis: ASTM, Part 23, 1036 s.
- Baar, C.A., 1963, Der Bromgehalt als stratigraphischer Indikator in Steinsalzlagern: N. Jb. Miner., 7, 137.
- Billings, G.K., Hitchon, B. ve Shaw, D.R., 1969, Geochemistry and origin of formation waters in the western Canada sedimentary basin, 2. Alkali metals: Chem. Geology, 4, 211-223.
- Borehert, H., ve Muir, R.O., 1964, Salt deposits: Londra, D. van Nostrand Co., 338 s.
- Braitsch, O., 1962, Entstehung und Stoffbesand der Salzlagern: Berlin, Springer-Verlag, 232 s.

- Braitsch, O. ve Herrmann, A.G., 1963, Zur Geochemie des Broms in salinaren Sedimenten. Teil I: Experimentelle Bestimmung der Br-Verteilung in verschiedenen natürlichen Salzsystemen: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27, 361-391.
- Collins, A.G., 1975, *Geochemistry of oilfield waters*: Elsevier, 496 s.
- Degens, B.T., 1968, *Geochemie der Sedimente*: Springer, 282 s.
- Erol, O., 1969, Tuz Gölü havzasının jeolojisi ve jeomorfolojisi: M.T.A. Derleme Rapor No. 4220, yayınlanmamış.
- Holser, W.T., 1966, Diagenetic polyhalite in Recent salt from Baja California: *Amer. Miner.*, 51, 99-109.
- Irion, G., 1970, Mineralogisch - sedimentpetrographische und geochemische Untersuchungen am Tuz Gölü (Salzsee), Türkei: Doktora tezi, Ruprecht Karl-Universität (Heidelberg), 68 s., yayınlanmamış.
- , 1972, Lithium als Anreicherungsprodukt in zwei türkischen Salzseen: *Die Naturwiss.*, 59-10, 467-468.
- , 1973, Die anatolischen Salzseen, ihr Chemismus und die Entstehung ihrer chemischen Sedimente: *Arch. Hydrobiol.* 71/4, 517-557.
- Kühn, R., 1955, Tiefenberechnung des Zechsteinmeeres nach dem Bromgehalt der Salze: *Z. Deutschen Geol. Ges.*, 105, 646.
- M.T.A., 1976, Tuz Gölü havzası etüd ve aramaları fizibilite araştırması, Cilt 1, ön çalışma raporu: M.T.A., yayınlanmamış.
- Müller, G., 1962, Zur Geochemie des Strontiums in ozeanen Evaporiten amter besonderer Berücksichtigung der sedimentären Celestinlagerstaette von Hemmelte-West (Stüd-Oldenburg): *Geol.*, 11, Beih. 35, 1-90.
- Nissenbaum, A., 1977, Minor and trace elements in Dead Sea water: *Chem. Geol.* 19, 2, 99-111.
- Rittenhouse, G., 1967, Bromine in oilfield waters and its use in determining possibilities of origin of these waters: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 51, 2430-2440.
- Salamon-Calvi, W. ve Kleinsorge, H., 1939, Merkezi Anadolu'da bir kaç Tuzgölünün incelenmesi hakkında rapor; M.T.A. End. Hammaddeler D. Arşiv No. 400, yayınlanmamış.
- Uğurtag, G., 1975, Tuz Gölü havzasının bir bölümünün jeofizik yorumu: *M.T.A. Dergisi*, 85, 38-44.
- U.S. G.S., 1970, Methods for collection and analysis of water samples for dissolved minerals and gases, Book 5: U.S.G.S., 160 s.
- U.S. Salinity Lab., 1954, Handbook: U.S. Dept. Agriculture, 160 s.
- Whelan, J.A., 1973, Great Salt Lake Utah; Chemical and physical variations of the brine, 1966-1972: *Utah Geol. Min. Survey, Water Res. Bull.*, 17, 24 s.
- Whelan, J.A. ve Petersen, C.A., 1977, Great Salt Lake Utah: Chemical and physical variations of the brine, Water years 1974, 1975: *Utah Geol. Miner. Survey, Water Res. Bull.* 22, 47 s.
- White, D.E., Hem, J.D. ve Waring, G.A., 1963, Chemical composition of subsurface waters: U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 440-F, Data of Geochem., 67 s.

Pliospalax Primitivus n. sp. (Rodentia, Mammalia) and Anomalomys Gaudryi Gaillard from the Anchitherium Fauna of Sarıçay (Turkey)

Sarıçay (Türkiye) Anchitherium'lu faunasından Pliospalax primitivus n.sp. (Rodentia, Mammalia) ve Anomalomys gaudryi Gaillard

ENGİN ÜN AY Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ABSTRACT: Two species of micro mammals which belong to the Anchitherium fauna from Sarıçay are described. The first is a new species of Pliospalax known from Turolian (Upper level of Upper Miocene) to Early Villanyian (Latest Pliocene or Earliest Pleistocene) levels. It is described in Middle Astaracian (Upper level of Upper Miocene of Turkey and compared with other known species from Greece, Ukraine and Turkey. The second one is Anomalomys gaudryi known Middle Miocene levels of European localities.

ÖZ: Sarıçay Anchitherium faunasından iki mikro memeli türü tanımlanmıştır. Birincisi Turoliyenden (Orta Miyosenin üst seviyesi) Alt Villanyien (En Üst Pliyosen ya da En Alt Pleyistosen) seviyesine kadar bilinen Pliospalax cinsinin yeni bir türüdür. Türkiye'nin Orta Astarasiyen (Orta Miyosenin Üst seviyesi) seviyesinden tanımlanan bu yeni tür Yunanistan, Ukrayna ve Türkiye'nin bazı fosil yataklarından bilinen Pliospalax türleriyle karşılaştırılmıştır. İkinci tür ise Avrupa Orta Miyosen lokalitelerinden bilinen Anomalomys gaudryi'dir.

INTRODUCTION

The fossil deposits are located on the east bank of the river Sarıçay (Yusufca Dere) 2.25 km north east of the centrum of Milas and 1.25 km southeast from the new bridge on the Milas-Kırcağız road.

The fossiliferous deposits at Sarıçay were previously discovered and excavated by German group during an extensive survey of Neogene sediments in Turkey. In 1976, Sarıçay was excavated again at the same time as Yenieski-hisar by the English and MTA group with the aim of studying the palaeoecology of Miocene sites in Turkey, especially those at which primate fossils have been found.

The fossil bed contains both micro and macro mammals belonging to the Anchitherium fauna. The micro mammals described below have been collected from the bed 5 which is shown in the section (fig. 2).

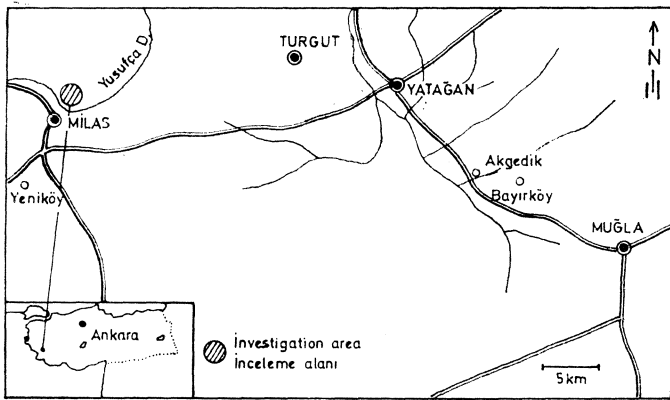


Figure 1: Location map.

Şekil 1: Yer buldu haritası.

STRATIGRAPHY

According to Becker Platen (1970) the stratigraphy consist of chancing facies of mostly grey, grey - green or white fluviatile silts, sands and gravels with variable calcite content. The vertebrate remains were reported to be in thin layers or lanses at several different horizons, partly concentrated in pockets and partly occurring as isolated specimens (Sickenberg and others., 1975).

According to the unclassified report of the English and Turkish group, two lithological units can be distinguished. The lower unit, which has maximum thickness of 11 m, consists of cyclical silts and gravels above bedded sandstones, and the upper unit which is much thicker, consists of unfossiliferous green.grey silts and sandstones. The two unites are separated by a well developed white calcified horizon. The fossils are concentrated in the top 4 m of lower unit at Sarıçay. A detailed section of the top 4 m of the lower unit is shown fig. 2. The fossils were concentrated at the gravel-silt junction in two levels (beds 5 and 8). The lateral extent of the beds varies considerably. Some of the gravel beds can be traced over 30-40 m, until they are concealed by the overlying Pleistocene deposits, and the others are less than one metre in extent.

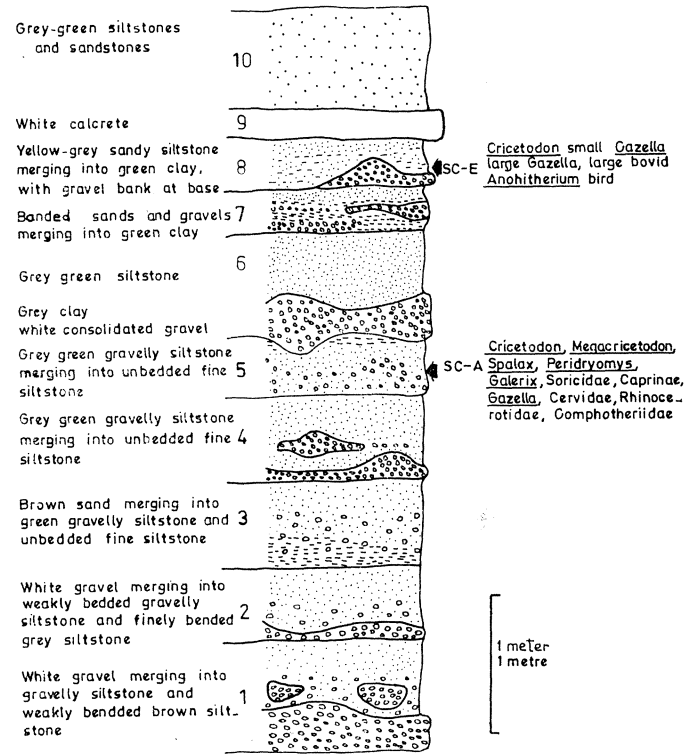


Figure 2: Section of the top half of the lower unit at Sarıçay (Copied from the unclassified report of the English MTA group).

Şekil 2: Sarıçay alt biriminin üst yarısının kesiti (İngiliz ve MTA gurubunun sınıflanmamış raporundan alınmıştır).

FALEONTOİİOGY

Order: Rodentia Bowdich, 1821

Family: Spalacidae Gray, 1821

Genera: Pliospalax kormos, 1932

Pliospalax primitivus n. sp.

(Fig. 4: 1-14; Plate I, Fig. 1-14; Plate II, Fig. 1.9)

Derivatio nominis: The species is named after its primitive characters.

Type locality: Sarıçay

Age: Middle Astaracian

DIAGNOSIS

Unworn or little worn M_1 is characterized by two labial and two lingual re-entrant folds and an isolated anterior lobe. All unworn or little worn lower teeth have rather strong mesolophids. The mesoloph of M_1 is variable and its posterior cingulum is well developed.

Differential Diagnosis

Pliospalax primitivus is the largest form among the other species of this genera (Fig. 3).

P. primitivus differs from P. maeoveii and P. sotirisi (.=P. maeoveii according to Şen, 1976 and Şen and De

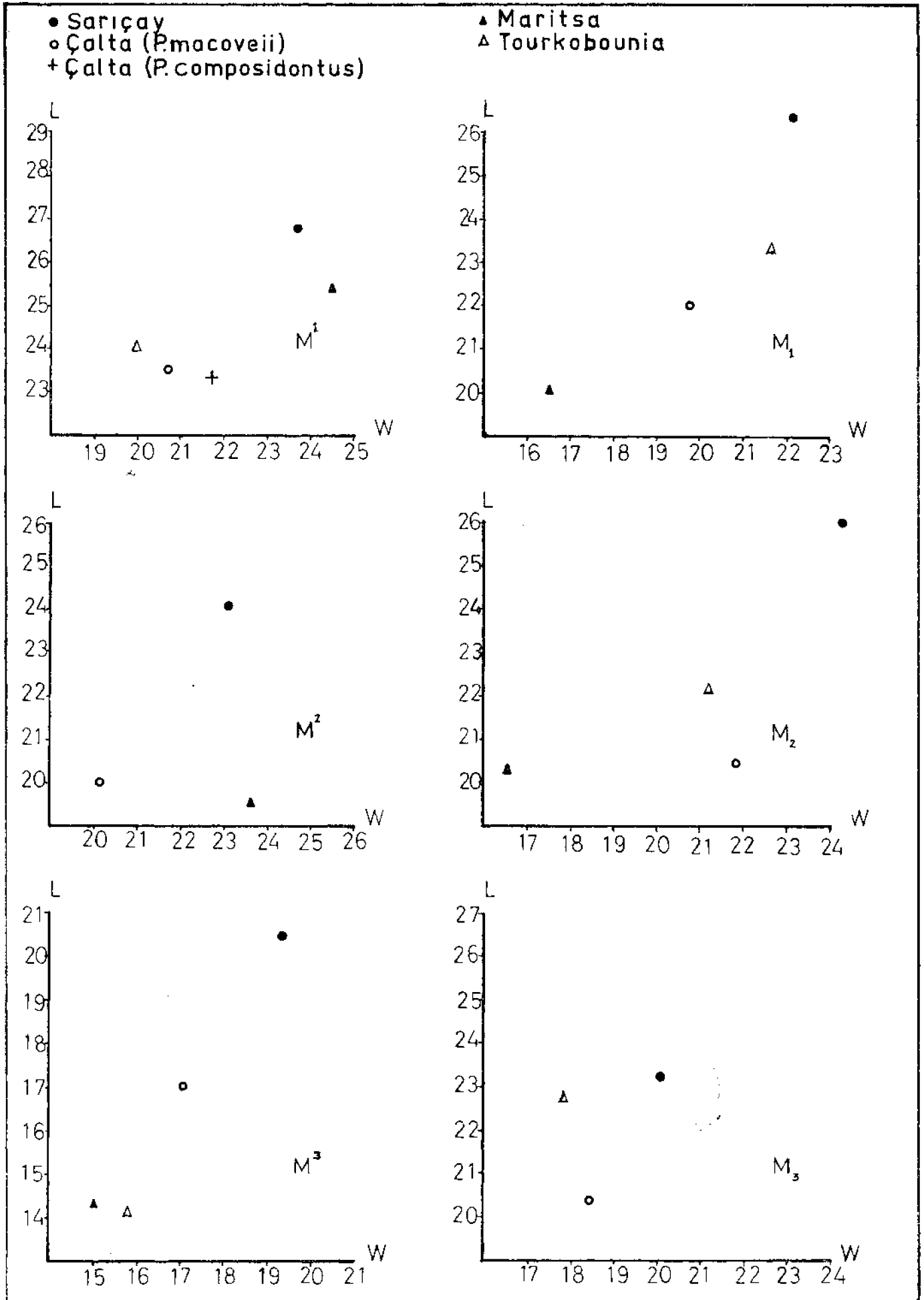


Figure 3: Length-width scatter diagrams of upper and lower teeth of Pliospalax species from Sarıçay, Çalta Maritsa and Tourkobounia-I (average measurements are given).

Sekil 3: Sarıçay, Çalta, Maritsa ve Tourkobounia-I'deki Pliospalax türlerinin alt ve üst dişlerinin uzunluk - genişlik dağılımı diyagramı (Ortalama değerler verilmiştir).

Bruijn, 1977) in having isolated anterior lobe in M_x , strong mesolophids in all lower teeth and more developed posterior cingulum in M^1 .

Although *P. primitivus* is similar to *P. tourkoboiiniensis* in having isolated anterior lobe in M_1 , there are other differentiating features such as strong mesolophid in all lower teeth and more developed posterior cingulum in upper M_i .

P. primitivus is rather different from *P. composidontii* in that, the M_i of Sariçay species has longer than that of *P. composidontus*. Although, the M_x of *P. composidontus* is worn (Topachevski, 1969; fig. 6, p. 18) the posterior cingulum does not fuse with the entoconid. In the samples of Sariçay, this fusion is present in little worn teeth.

Holotype; A right M_1 no. MMS/m. 15, Fig.4:1, PL II: Fig1. Measurements of holotype: 26 X 21,5
Measurements and material

	Length		number	Width	
	range	mean		mean	range
M_1	25.5-28.0	26.4	5	22.1	21.0-24.0
M_2	24.0-28.5	26.0	4	24.3	24.0-25.0
M_3	22.5-24.0	23.2	2	20.0	18.0-22.0
M^1	25.5-28.5	26.9	6	23.6	21.0-25.5
M^2	23.5-25.0	24.1	5	23.1	21.5-25.0
M^3	20.0-21.0	20.5	3	19.3	18.0-20.5

Description

M_1 . The unworn two teeth (Fig.4: 1,2) show two lingual and two labial re-entrant folds. The antero-labial and the postero-lingual re-entrant folds are confluent, so the anterior lobe is isolated. The deepest postero-labial re-entrant fold ends at about 1.7 mm from the occlusal surface. The postero-lingual is the shortest one. In the slightly worn teeth, the posterior cingulum fuses with the entoconid, with further wear, the protoconid fuses with the anterior cingulum at a later stage of attrition entoconid and metaconid fuse. M_i has one anterior and one posterior root centrally connected by a cret.

M_2 . An unworn tooth (Fig.4: 5) shows one well developed labial which ends at about 1.7 mm from the occlusal surface like that of M_1 and one lingual re-entrant fold. Second lingual fold is deep but closed. It has the trace of very small antero-labial fold in the antero-labial corner of its occlusal surface. The mesolophid is strong. It can be seen in the worn teeth. In the worn teeth, the postero-lingual fold is developed as an enamel island. M_2 is two rooted.

M_3 . The morphology of M_3 is very similar to that of M_2 . But the posterior lobe is more reduced. In an unworn tooth, (Fig.4: 8), one labial reaching to the basis of the crown and three lingual re-entrant folds can be seen. The central one of the three lingual folds is open lingually, the others are closed. The Antero-lingual fold between the anterior cingulum and the metaconid is long but shallow. The closed postero-lingual fold is deep. It is seen as an enamel island in the worn teeth. The mesolophid is rather strong.

M_i . A slightly worn M_i (Fig. 4:9) has one lingual, three labial re-entrant folds, The lingual fold ends at about

2.5 mm from the occlusal surface (Pl. 1:4a). The postero-labial fold is shorter and not as deep as the others. The posterior cingulum is well developed. In the worn specimens, two labial folds are seen due to the fusion of the posterior cingulum with the metacon. Four out of six specimen have variable sized mesoloph. M_i has one thick lingual and two thin labial roots.

M_2 . An unworn tooth (Fig.4:12) shows one lingual fold which ends at about 2.5 mm from the occlusal surface and one less deep labial re-entrant fold. The latter is separated into two branches by mesolophid. The paracon is connected with the protocon by a cret nearly parallel to the anterior cingulum. There is a shallow and closed fold which disappears quickly by wear between this cret and the anterior cingulum. The metacon is fused with the posterior cingulum. The mesoloph is well developed in all M^2 and reaches to the labial border in one sample. In the worn teeth, the anterior branch of the labial fold is developed as an enamel island.

M^3 . The crowns of the two M_3 are higher anteriorly than posteriorly. One of these teeth (Fig.4: 13) has one lingual and one labial re-entrant folds. They are confluent. Although the other (Fig; 4: 14) is unworn, it does not show lingual fold. The shapes of these two IP are not completely similar to each other so, they show different pattern especially in their anterior lobe. A worn M_3 shows one labial forked fold.

Discussion

This group is first found among the Ancliitherium fauna. With the absence of any contemporary group, at this level it is incomparable. But, according to Kormos (1932), *Pliospalax* which is known from Turolian to Early Villanyian is characterized by the presence of two lingual and two labial re-entrant folds in unworn M_i . This description given for *Pliospalax* is so general that, it also involves the Middle Astaracian forms found in Sariçay. To interpret Middle Astaracian forms of Sariçay as a new genera, a new description for *Pliospalax* is needed. Such a classification is not quite sound at present since the history of this family is not well known in the Miocene and Pliocene. Therefore, for the present time, Sariçay population is interpreted as a new species of this genera.

Sometimes, the traces of mesoloph/id and posterior cingulum are seen in *Pliospalax* species of younger levels. But, these properties are not as common and as well developed in any population of *Pliospalax* described up to the present time as Sariçay population. For instance, no description can be found for the stratigraphically younger *Pliospalax* species which has strong mesolophids in all lower teeth whereas all the lower teeth of Sariçay species show strong mesolophids without exception.

If the presence of strong mesoloph/id and posterior cingulum in lower and upper teeth are interpreted as archaic

- (1) In *P. sotirisi*, the postero-labial fold extends nearly to the basis of the crown (De Bruijn et Van der Meulen, 1975, Pl. 6 fig. 1b) this fold is shorter in *P. raacoveii* (Şen, 1977 PL XIV, fig. 3b). The length of this fold shows that *P. sotirisi* is more evolved. So, whether *P. sotirisi* and *P. macoveii* are really synonymous or not seems doubtful.

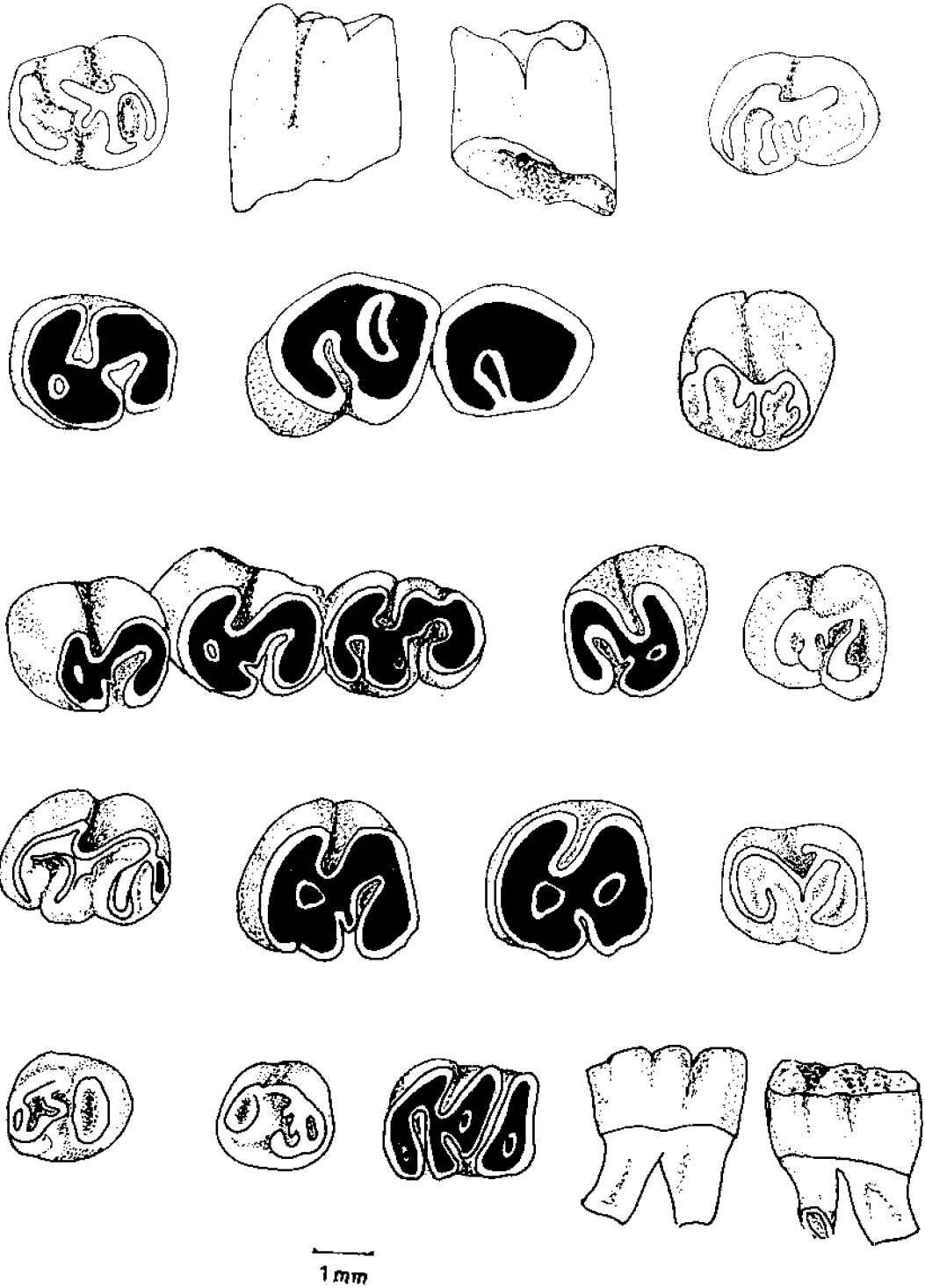


Figure 4: *Pliospalax primitivus* n. sp. 1a) Occlusal view of M_1 dext. Holotype, X10 1b) Labial view of the same specimen 1c) Lingual view of the same specimen; 2) Occlusal view of M_1 sin., X10; 3) Occlusal view of M_1 sin., X10; 4) Occlusal view of $M_1 - M_2$ dext., X10; 5) Occlusal view of M_2 dext., X10; 6) Occlusal view of $M_1 - M_2$ sin., X10; 7) Occlusal view of M_2 dext., X10; 8) Occlusal view of M_1 sin., X10; 9) Occlusal view of M_2 dext., X10; 10) The occlusal view of M_2 dext., X10; 11) Occlusal view of M_2 dext., X10; 12) Occlusal view of M_2 sin., X10; 13) Occlusal view of M_2 dext., X10; 14) Occlusal view of M_2 sin., X10; *Anomalomys gaudryi* Gaillard 15a) Occlusal view of M_1 sin. X15; 15b) Lingual view of same specimen; 15c) Labial view of same specimen.

Şekil 4: *Pliospalax primitivus* n. sp. 1a) Sağ M_1 in çığneme yüzeyinden görünümü, Türörnek, X10; 1b) Aynı örneğin dış yüzden görünümü; 1c) Aynı örneğin iç yüzünden görünümü; 2) Sol M_1 in çığneme yüzeyinden görünümü, X10; 3) Sol M_1 in çığneme yüzeyinden görünümü, X10; 4) Sağ $M_1 - M_2$ nin çığneme yüzeyinden görünümü, X10; 5) Sağ M_2 nin çığneme yüzeyinden görünümü, X10; 6) Sol $M_1 - M_2$ ün çığneme yüzeyinden görünümü, X10; 7) Sağ M_2 nin çığneme yüzeyinden görünümü, X10; 8) Sol M_1 ün çığneme yüzeyinden görünümü, X10; 9) Sağ M_2 in çığneme yüzeyinden görünümü, X10; 10) Sağ M_2 in çığneme yüzeyinden görünümü, X10; 11) Sağ M_2 in çığneme yüzeyinden görünümü, X10; 12) Sol M_2 nin çığneme yüzeyinden görünümü, X10; 13) Sağ M_2 ün çığneme yüzeyinden görünümü, X10; 14) Sol M_2 ün çığneme yüzeyinden görünümü, X10; *Anomalomys gaudryi* Gaillard 15a) Sol M_1 nin çığneme yüzeyinden görünümü, X15; 15b) Aynı örneğin dış yüzden görünümü; 15c) Aynı örneğin iç yüzünden görünümü.

features, then it can be argued the *Pliospalax* species in younger levels were derived from the Miocene groups. Actually, the properties of the teeth of this species are scattered to the younger *Pliospalax* species. However, the stratigraphically oldest *Sarıçay* species is larger and rather hypsodont. So, the relationship among the *Pliospalax* species may be rather complex from the evolutionary point of view. But, by the specialities of the properties of this species such as, the snape, the simplified structure and the hypsodonty of the teeth are much closer to the stratigraphically younger *Pliospalax* species than *Anomalomys* which was considered as the ancestor to *Pliospalax* (De Bruijn and others 1970) The presence of *Anomalomys* and *Pliospalax* in the same bed also proves that the former to be ancestor to the latter is impossible.

Genera: *Anomalomys* Gaillard, 1900
Anomalomys gaudryi Gaillard, 1900
 (Fig.4: 15; Plate II, Fig. 9)

1900 *Anomalomys gaudryi* Gaillard (non vidi)
 1925 *Anomalomys gaudryi* Schaub, 66-68
 1928 *Miospalax imonacensis* Stromer,
 1946 *Anomalomys gaudryi* Viret and Schaub, 342-352
 1953 *Anomalomys gaudryi* Schaub and Zapfe, 162.
 1967 *Anomalomys gaudryi* Kowalski, 9-10.

Locality: *Sarıçay*

Age: Middle Astaracian

Material and measurements: 1 left M_2 , 17 X 13.5

Description

M_2 The occlusal surface of M_2 consists of three transversal lobes. The antero-labial and the second lingual synclinal are confluent. Postero-lingual one ends at the middle of the occlusal surface. In the anterior lobe, the trace of first lingual synclinal is seen. The presence of the funnel in the middle lobe is also seen clearly. The mesolophid is short and does not reach to the lingual border of the tooth. A narrow lingual synclinal separates the mesolophid from the entokonid. The posterior ridge is connected with the hypoconid. Another narrow and long fold separates the entoconid from the posterior cingulum. In the posterior lobe, a small enamel island is present. It has one anterior and one posterior root.

Discussion

Although there is single M_2 , it allows specific determination because it shows typical characters of *Anomalomys gaudryi*. The structure of this tooth is more closely similar to the samples described by Schaub (1925) and Schaub and Zapfe (1953) than the samples figured by Viret and Schaub (1946). The crowns of the teeth of *A. gaudryi* from Opole (Kowalski, 1967) are higher than the *Sarıçay* tooth. According to Fejfar (1972), the samples such as, *A. gaudryi* from Opole and *Miospalax monacensis* Stromer (1928) are more evolved Sarmation types of *A. gaudryi*

The measurements of *Sarıçay* tooth are seen to be between the minimum and maximum measurements of the M_2 of *Anomalomys gaudryi* from different localities (Fi. 5).

A. gaudryi is known from many Miocene faunas of Europe, e.g., Neudorf (Helvetian), San Quirico near Barcelona (Upper Vindobonian), La Grive St. Alban (Upper Vindobonian), Steinheim am Albuch (Sarmatian) and Opole (Sarmatian).

	La Grive	Neudorf	Opole	Sarıçay
Length	1.56-1.86	1.71-1.79	1.50-1.60	1.70
Width	1.26-1.60	1.12-1.25	1.20- 1.40	1.35

Figure 5: The; comparison of the measurements of *A. gaudryi*'s M_2 from different localities

Şekil 5: Çeşitli lokalitelerden bulunan *A. gaudryi* M_2 ölçülerinin karşılaştırması.

CITED BEFEBENCES

- Becker-Platen, J.D., 1970, Lithostratigraphische Untersuchungen im Kanozoikum Südwest-Anatoliens (Türkei). (Kanozoikum und Braunkohlen der türkei. 2). Beih. geol. Jb., 97, 90.
- Bruijn, H. de, Dawson, D.R., Mein, P., 1970, Upper Pliocene Rodentia, Lagomorpha and Insectivora (Mammalia) from the isle of Rhodes (Greece) I, II, and III: Kon. Ned. Akad. v. Wetenschappen Proc. B 73, 5, 559-561.
- Bruijn, H. de and Van Der Meulen, A.J., 1975, The early Pleistocene Rodents from Tourkobounia-I (Athens, Greece) I and II: Kon. Ned. Akad. v. Wetenschappen Proc. b 78, 4, 329-332.
- Fejfar, O., 1972, Ein neuer Vertreter der Gattung *Anomalomys* Gaillard, 1900 (Rodentia, Mammalia) aus dem europäischen Miozän (Karpat): N. Jb. Geol. Palaont. Abh. 141, 2, 168-193.
- Kormos, T., 1932, Neue pliozäne Nagetiere aus der Moldau. Palaeont. Z., 14, 193-200.
- Kowalski, K., 1967, Rodents from the Miocene of Opole: Acta Zool. Cracov. t. XII, N. 1, 9-10.
- Schaub, S., 1925, Die Hamsterartigen Nagetiere des Tertiärs: Abh. Schweiz. Palaeont. Gesell., 45, 66-68.
- Schaub, S. and Zapfe, H., 1953, Die faune der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf an der March (CSR) Simplicidentata: Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, Abt 1, 162.
- Sickenberg, O, Becker - Platen, J.D., Benda, L., Berg, D., Engesser, B., Gaziry, W., Heissig, K., Htinermann, K.A., Sondaar, P.Y., Schmidt - Kittler, N., Staesche, K., Staesche, U., Steffens, P., Tobien, H., 1975, Die Gliederung des höheren Jungtertiärs und Altquartärs in der Türkei nach Vertebraten und ihre Bedeutung für die internationale Neogen - Stratigraphie (Kanozoikum und Braunkohlen der Türkei. 17) : Geol. Jb. B 15, 167 p.
- Şen, Ş., 1976, Le gisement Pliocene de Çalta (Ankara, Turquie) et sa faune de Rongeurs. These Univ. Paris 6, 59-68.
- Şen, Ş., 1977, La faune de Rongeurs pliocenes de Çalta (Ankara, Turquie): Bull. Mus. Nat. Hist. Natur., Sc. de la Terre, 61, 127-133.
- Şen, Ş. and Bruijn, H. De, 1977, Comparaison des rongeurs du Neogene terminal de Maritsa, Çalta et Tourkobounia-1, Mediterranee orientale: Kon. Ned. Akad. v. Wetenschappen Proc. b 80 (3), 222-226.
- Stromer, E., 1928, Wirbeltier eim Obermiozänen Flins Münchens. Abh. bayr. Akad. Wiss. Math. Naturw. Abh. 32, 24-26.
- Topachevski, V.A. 1969, Spalacidae (en Russe): Akad. Nauk SSSR 99, Mammiferes, 3, 3, 247 p.
- Viret, J. and Schaub, s., 1946, Le genre *Anomalomys*, Rongeur neogene et sa repartition stratigraphique: Eel. Geol. Helv., 49, 342-352.

PLATE I

Pliospalax primitivus n. sp.

- Figure 1: M¹ dext. X10
 Figure 2: M¹ dext., X10
 Figure 3: M¹ dext., X10
 Figure 4: M¹ dext., X10; 4a) From lingual; 4b) From labial.
 Figure 5: M¹ dext., X10
 Figure 6: M¹ dext., X10
 Figure 8: M² sin., X10
 Figure 8: M² dext., X10
 Figure 9: M² sin., X10
 Figure 10: M² sin., X10
 Figure 11: M² sin., X10
 Figure 12: M³ dext., X10
 Figure 13: M³ sin., X10
 Figure 14: M⁴ sin., X10

LEVHA I

Pliospalax primitivus n. sp.

- Şekil 1: Sağ M¹, X10
 Şekil 2: Sağ M¹, X10
 Şekil 3: Sol M¹, X10
 Şekil 4: Sağ M¹, X10 4a) iç yüzden; 4b) Dış yüzden
 Şekil 5: Sağ M¹, X10
 Şekil 6: Sol M¹, X10
 Şekil 7: Sol M², X10
 Şekil 8: Sağ M², X10
 Şekil 9: Sol M², X10
 Şekil 10: Sol M², X10
 Şekil 11: Sol M², X10
 Şekil 12: Sağ M³, X10
 Şekil 13: Sol M³, X10
 Şekil 14: Sol M³, X10

PLATE II

Pliospalax primitivus n. sp.

- Figure 1: M₁ dext., holotype, X10; 1a) From labial; 1b) From lingual
 Figure 2: M₁ sin., X10
 Figure 3: M₁ sin., X10
 Figure 4: M_a dext, X10
 Figure 5: M_s dext, X10
 Figure 6: M₃ sin., X10
 Figure 7: M_i - M_a sin., X10; 7a) From labial
 Figure 8: M_i - M_a dext, X10
 Anomalomoys gaudryi Gaillard
 Figure 9: M₂ sin., X15; 9a) From lingual; 9b) From labial

LEVHA II

Pliospalax priniitivus n. sp.

- Şekil 1: Sağ M₁, türörnek, X10; 1a) Dış yüzden; 1b) İç yüzden
 Şekil 2: Sol M₁, X10
 Şekil 3: Sol M₁, X10
 Şekil 4: Sağ M_s, X10
 Şekil 5: Sağ M_a, X10
 Şekil 6: Sol M_s, X10
 Şekil 7: Sol M_i - M_s, X10; 7a) Dış yüzden
 Şekil 8: Sağ M_i - M_a, X10
 Anomalomoys gaudryi Gaillard
 Şekil 9: Sol M_a, X15; 9a) İQ yüzden; 9b) Dış yüzden



1



2



3



4



5



6



4a.



4b.



7



8



9



10



11



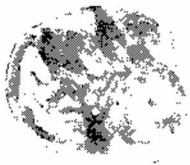
12



13



14



1



1a.



1b.



2



3



4



5



6



7



8



7a.



9



9a.



9b.

Ergani - Maden Yöresi Stratigrafisi

Stratigraphy of the Ergani-Maden Region

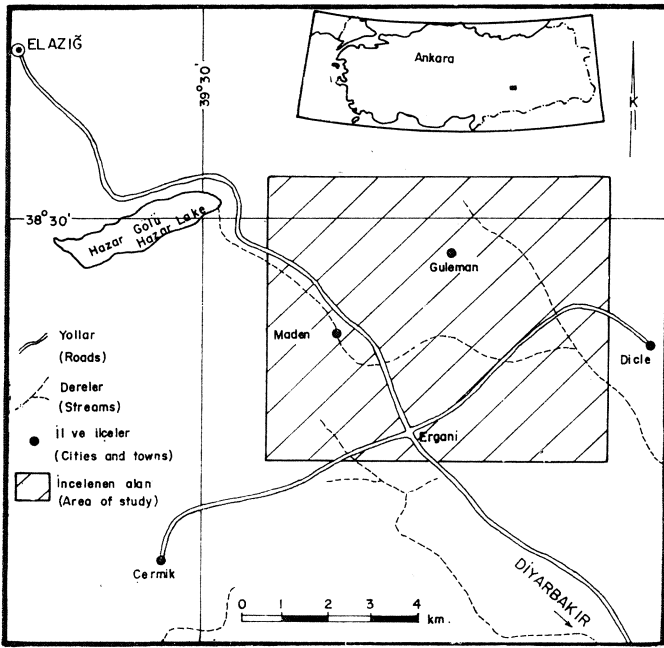
İSMAİL ÖZKAYA O.D.T.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

ÖZ: Ergani Maden yöresi stratigrafisi otokton Şelf sedimanian ve allohton orojenik istifler olmak üzere iki grupta toplanabilir. Kretase yaşlı Mardin ve Saymdere karbonatları, Şimşim melanjı, Tersiyer yaşlı An tak kırmızı klastikleri, Fırat resif kireçtaşı, ve Lice kumtaşları otokton istifi oluşturur. Kretase yaşlı Bahro ultrabazikleri, Tersiyer yaşlı Hazar fliši, Gehroz kireçtaşı, Maden olistostromu, Davudan volkanitleri ve Engene bloklu kumtaşları ise allohton şaryaj üstü blokunu oluşturur. Allohton istif yatay Maden şaryajı boyunca en az 30 km lik bir atımla güneye doğru şelf istifleri üzerine yürümüş durumdadır. Maden formasyonu olistostrom özelliği göstermekle birlikte stratigrafik istifini ana hatlarıyla saptamak mümkün olmuştur. Bu formasyonun karışık görünümü sedimantasyon sırasında basen içersine kayan kireçtaşı blokları, volkanizma ve Miyosen sonunda meydana gelen bindirme dolayısı iledir. Bahro ultrabazikleri allohton sedimanter ve volkanik istifin tabanını oluşturur. Bu ultrabazik kayalar Miyosen sonu bindirmesi sırasında merccekler halinde sedimanlarla birlikte güneye kaymış ve sedimanlar içersine diller ve soğuk intrusif kütleler halinde girmiştir. Ancak bölgede özellikle Maden yöresindeki bazik magmatik kayaların Kretaseden daha genç yaşlı olmaları olasıdır.

ABSTRACT; Autochthonous shelf and allochthonous orogenic sediments and magmatic rocks constitute the stratigraphy of the Ergani-Maden region. Mardin and Saymdere carbonates, and Şimşim melange of Cretaceous age, Antak red beds, Fırat reef al limestone, and Lice sandstones of Tertiary age constitute the stratigraphy of the shelf area. Hazar flysch, Gehroz limestone, Maden olistostrome, Davudan volcanic rocks and Engene sandstones constitute the allochthonous block. These are displaced southward for about 30 km onto the shelf sediments. Although Maden formation has a chaotic olistostrome appearance, the stratigraphic sequence within this formation has been roughly determined. Slide blocks of limestone, volcanism and thrust faulting at the end of Miocene imparted a chaotic appearance to this formation. Bahro ultramafic rocks form the base of the allochthonous plate. Ultramafic rocks slid southward as lenses and intruded as cold plastic masses into sediments during Upper Miocene thrust faulting. Part of the ultramafic rocks that occur within Maden formation as large masses may be of younger than Cretaceous.

GİRİŞ

Çalışılan bölge Güneydoğu Anadolu'da Diyarbakır'ın 50 km kadar kuzeyinde $39^{\circ}30'$ - $40^{\circ}00'$ doğu boylam ve $38^{\circ}15'$ - $38^{\circ}30'$ kuzey enlemleri arasında Ergani, Maden, Guleman ve Dicle yöresinde yer almaktadır, (Şekil 1). Jeolojik olarak bölge güney Arap levhası sahanlığı ile kuzeydeki Toros dağ oluşum kuşağının arasındaki geçiş kuşağı üzerindedir. İskenderun'dan Hakkâri'ye kadar uzanan Güneydoğu Anadolu bindirmesi bölgeden geçmektedir. Bu bindirme boyunca kuzeydeki dağ oluşum kuşağında çökelmiş tortul ve magmatik kayalar güneye doğru sahanlık tortulları üzerine yürümüş durumdadır. Kıvrılma ve kırılma yoğunluğu kuzeye doğru gittikçe artan bakımsız kıvrımlar, ters faylar ve bindirmeler bölgenin belirgin yapısal öğeleridir.



Şekil 1: Çalışılan bölgenin bulduru haritası

Figure 1: Index map of the area of investigation

Çalışmanın amacı, bölgedeki bindirme üstü yürümüş (allokton) tortulların stratigrafik sıralanmasını saptamak ve güneydeki sahanlık tortullarıyla ilişkisini ortaya çıkarmaktır. Ayrıca üzerinde durulan sorunlar arasında, bindirmenin niteliği, güneye atımı, bindirme altı ve üstü yapıların saptanması ve karşılaştırılması, kıvrılma ve bindirme mekanizması, kıvrılma ve kırılma evreleri ve kıvrılmanın çökme ile ilişkisi sayılabilir.

Çalışmanın büyük bir bölümü saha gözlemleri şeklinde olmuştur. Jeolojik harita alımını ve örnek toplanmasını içeren saha çalışmaları 1974 ve 1975 yaz aylarında yürütülmüştür. Kayaç türü incelemeleri 1975 kışında yapılmıştır. Paleontolojik incelemeler ise 1974 kışında Türkiye Petrolleri paleontologlarından Fikriye Güngör tarafından yapılmıştır.

STRATİGRAFİ

Bölgenin stratigrafisi güneydeki yerli sahanlık ve kuzeydeki yürümüş bindirme üstü çökelleri olarak iki bölüme

incelenebilir. Yerli sahanlık çökelleri daha önce ayrıntılı bir şekilde incelendiğinden burada özet olarak anlatılacaktır, (Sungurlu, 1974; De Righi, ve Cortesini 1964). Yerli sahanlık çökelleri stratigrafik istifi, Kretase yaşlı Mardin grubu, Saymdere formasyonu, Paleosen yaşlı Antak, Miyosen yaşlı Fırat ve Lice formasyonlarından oluşur. Bölgedeki yürümüş çökeller ve magmatik kayalarda aşağıda belirtilen sıralanma saptanmıştır. Jura-Kretase yaşlı Bahro ultra-bazik kayaları, Üst Kretase-Paleosen-Eosen yaşlı Hazar fliş formasyonu, Eosen yaşlı Gehroz kireçtaşları, Eosen yaşlı Maden olistostromu, ve olasılıkla Oligo-Miyosen yaşlı Engene kumtaşları ve Davudan volkanitleri. Bu formasyonlar Baykan grubu olarak toplanmıştır. Güneydeki sahanlık çökelleri arasında şimşim grubu olarak ayrılmış tortul ve magmatik kayalardan oluşan yürümüş bir oluşuk daha vardır. Kretase yaşlı kabul edilen bu grup Karadut siyah çörtlu blokları ve Koçali serpantin ve volkanitleri olarak iki formasyondan oluşur. Baykan grubunun oluşukları daha önce bu yazıda olduğu gibi ayrılıp isimlendirilmediği için kullanılan isimler bu yazıya has yöresel isimlerdir.

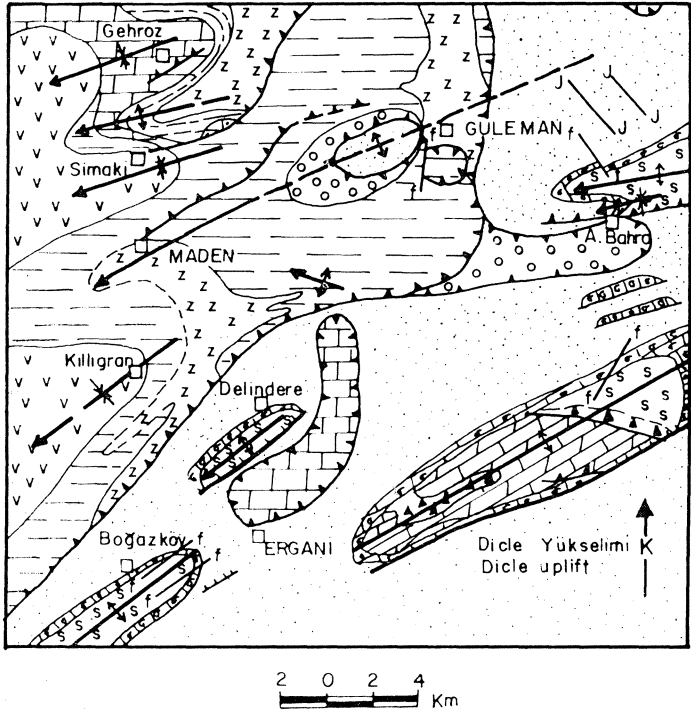
Yerli çökellerin stratigrafik açıklanması

Mardin grubu. Bölgede Dicle yükseliminde yüzeylenir (Şekil 2). Alt dokanağı görülmez. Üstte Saymdere kireçtaşı ya da Şimşim grubu tarafından örtülür. Gurup masif veya kaim katmanlı, eklemli, koyu gri ya da beyaz, sert, dolomitik kireçtaşlardan oluşmaktadır. Mikroskop altında kireçtaşları mikrit ya da biyomikrit olarak görülür. Biyomikritler içerisinde planktonik fosiller vardır. Mardin grubundan alman örnekler *Pithonella ovalis*, Kaufmann; *Stomiosphaera spherica*, Kaufmann *Anomalidae*; *Stomiosphaera conica*, Bone t; *Calcisphaerula innominata*, Bonet fosilleri taşımaktadır. Bu fosillere göre grubun yaşı Kretase olarak verilmiştir.

Saymdere formasyonu. Bölgede Dicle yükseliminde, altta Mardin grubu ve üstte Şimşim grubu arasında yüzeylenir. Bölgede en fazla kalınlığı 5 metreyi geçmez bu nedenle Mardin grubu ile birlikte haritalanmıştır. İnce katmanlı pembe plakalı, yer yer ince kumlu kireçtaşı arakatmanlı mikrit ya da planktonik fosilli biyomikritten oluşmaktadır. Bu formasyondan alman örneklerde *Globotruncana calcarata*, Cushman; *Globotruncana sp.*; *Hedbergella sp.* bulunmuştur. Bu fosillere dayanarak formasyona Üst Kretase yaşı verilmiştir.

Antak formasyonu. Bölgede Dicle yükseliminde Boğazköy ve Delindere antiklinallerinde Şimşim grubu üzerinde ve Fırat kireçtaşları altında yüzeylenir. En çok 100 metre kalınlığındadır. Kaba, kırmızı, katmansız, kötü boyanmalı kumtaşı, konglomera ve marnlardan oluşan bu formasyonda fosil bulunamamıştır. Sungurlu (1974) Antak formasyonu için üst Maestrihtiyen Paleosen yaşı vermektedir. Şimşim grubu ile birlikte haritalanmıştır.

Fırat formasyonu. Bölgede Dicle yükselimi, Boğazköy ve Delindere antiklinallerinde ve Aşağıbahro yükseliminde Lice formasyonu altında yüzeylenir. Kalınlık birkaç metreden 300 metreye kadar değişebilir. Formasyon iyi katmanlı, krem renkli veya beyaz resif kireçtaşıdır. Ara ara şeyi katmanları vardır. Boğazköy antiklinali güney kanadında şu sıralanmayı gösterir. Altta açık gri litografik kireçtaşı; killi yumuşak, gözenekli, yerel olarak konglomeratik kireç.



AÇIKLAMALAR - EXPLANATIONS

TERTİYER		Lice kumtaşı ve şeylleri Lice sandstones and shales	
		Davudan volkanikleri Davudan volcanic rocks	
		Ergene bloklu şeyl ve kumtaşları Ergene sandstones with blocks	
		Firat kireçtaşları Firat limestones	
		Maden olistostromu Maden olistostrome	
		Gehroz kireçtaşları Gehroz limestones	
	KRETASE (CRETACEOUS)		Hazar kumtaşı ve şeylleri Hazar sandstone and shales
			Karadut siyah çört ve marnları Karadut black cherts and marls
			Koçali serpantinileri Kocali serpentinites
			Bahro ultramafikleri Bahro ultramafic rocks
		Mardin dolomitik kireçtaşları Mardin dolomitic limestones	
		Normal fay Normal fault	
	Antiklinal kıvrım Anticline		
	Senklinal kıvrım Syncline		
	Eklemler Joint		

Şekil 2: Maden yöresi basit yapısal haritası
Figure 2: Simplified structural map of Maden region.

taşı; krem renkli, seçik katmanlı, alglı biyomikrit; iyi katmanlı, kumlu çapraz katmanlanma gösteren biyomikrit.

Fırat formasyonu alt dokanağı açısal bir uyumsuzluktur. Bu birim daha yaşlı birimleri transgresif olarak örter. Üstte Lice formasyonuna tedrici geçişlidir. Fırat formasyonu Sungurlu (1974) tarafından Midyat formasyonunun Alt Miyosen yaşlı en üst üyesi olarak belirlenmiştir. Bölgede Eosen yaşlı olan diğer üyelerin varlığı saptanamamıştır. Gerek alt ve üstteki birimlerden farklılığı, gerek haritalanabilir süreklilik göstermesi nedeni ile bu birim formasyon katında sınıflanmıştır. Miliolidae, Cübicides, Uvigerina, Textularidae, Algae, Anomalinidae, Bryozoa, Miogypsina sp.; Amphistegina, Lepidocyclina, Operculina sp.; Heterostegina sp.; *Miolepidoeyclina* sp. fosilleri bulunarak formasyona Alt Miyosen yaşı verilmiştir.

üçe formasyonu. Güneydoğu Anadolu bindirmesinin önünde denizel bir klastik istif olarak yaygın bir şekilde yüzeylenir. Lice formasyonu Dicle yükseliminden ve Ergani'nin güneyinden geçen bir doğrunun güneyinde daha çok kaba kumtaşı olarak görülür. Burada yaklaşık kalınlığı 150 metreyi geçmez. Ergani'nin kuzeyinde ise formasyon ince katmanlı kireçtaşı arakatmanlı düzgün şeyi ve marn araklanması olarak bulunur. Ergani'den bindirme kuşağına kadar görülen kalınlığı 1000 metreden fazladır. Daha doğu-

da Dicle yükseliminin kuzeyinde yine 1000 metreden fazla kalınlık gösteren Lice formasyonu, altta kireçtaşı arakatmanlı şeyi ve marn olarak başlar. Kuzeye doğru kireçtaşı arakatmanları seyrekleşir ve formasyon, kumtaşı şeyi araklanması ibaret fliş görünümü kazanır. Formasyon kuzeye doğru bindirme düzlemi altında Guleman batısındaki Guleman penceresinde yüzeylenir.

Lice formasyonunun kumtaşları kötü boylanmış feldspatik litarenit olarak sınıflandırılmıştır (Folk, 1968). Çimento formasyonunun alt kısımlarında daha çok spar yada mikrittir. Üste doğru killi ve kloritik bir nitelik kazanır. Lice formasyonunun alt kısımlarında rastlanan kireçtaşı arakatmanları 1-20 metre kalınlığında krem renkli biyomikrit ya da biyolitittir. Bu kireçtaşları mikritik ve sparlı bir harç içerisinde bol alg parçaları, bentonik fosiller ve intraklastlar taşır (Folk, 1968). Bu özellikleriyle Fırat kireçtaşı özdeşler.

Formasyondan alınan örneklerde şu fosillere rastlanmıştır. *Globigerinoides triobus*, Reuss; *Orbulina* sp.; *Globigerina binaiensis*, Koch; *Globigerina* sp.; *Globigerinoides* sp. *Globoquadrina dehiscens*, Chapman, Parr, Collins; *Araulistegina* sp. *Miogypsina* sp.; *Uvigerina* sp.; *Miogypsinoidea* sp. Bu fosillere dayanarak formasyona Alt Miyosen yaşı verilmiştir.

Yürümüş (allokton) oluşukların açıklanması

Şimşim grubu. Sungurlu (1974) taraf nidan Koçali ve Karadut olmak üzere iki ayrı formasyona ayrılmıştır. Grup Dicle yükselimi, Boğazköy, Delindere antiklinalleri ve Aşağıbahro yükseliminde yüzeyleir. Altta Koçali olarak adlanan serpentinit ve volkanitler, üstte Karadut olarak sınıflanan siyah çörtlü marn, şeyi konglomera ve kireçtaşı bloklarından oluşan bir birliktir. Koçali serpentinitlerinin kalınlığı Boğazköy yükselimi çekirdeğinde 500 metreyi geçer. Karadut formasyonu bölgede en iyi Dicle yükselimi çekirdeğinde sergilenir. Burada siyah çörtlü kahverengi marn, kireçtaşı ve şeyi olarak görülür. İçersinde Jura yaşlı kireçtaşı blokları vardır. Grup genellikle son derece karışık bir görünüm taşır, katmanlar ve yatımlar hiç bir şekilde süreklilik göstermez. Dicle yükseliminde Karadut marnlarından alman örneklerde Radiolaria, Dictyomitra, Hedbergella sp.; Stomiosphaera sp. fosilleri bulunmuştur. Verilen yaş Üst Kretasedir. Karadut formasyonu içersinde bloklar halinde görülen kireç t aşlarından alman örneklerde Calpionella sp. fosili bulunmuştur. Bu blokların Jura yaşlı Hezan kireçtaşlarına ait olması gerekir. Koçali serpentinitlerinin yaşı hakkında fikir verecek bir kamt yoktur. Sungurlu (1974) serpentinitlerin yaşını Üst Jura olarak vermektedir.

Şimşim grubunun karmaşık ve bloklu bir yapıya sahip olması, aynı yaşta ya da daha genç formasyonları örtmesi yürümüş olduğu sonucunu getirmektedir. Şimşim grubunun kuzeyde Toros dağılımı kuşağında oluşup, Üst Kretase sırasında yerçekim kayması sonucu daha güneye yürüyerek Kretase yaşlı sahanlık çökelleri üzerine yerleştikleri kabul edilmektedir, (De Righi ve Cortesini, 1964).

Baykan grubu. Güneydoğu Anadolu bindirmesi üzerindeki yürümüş bloku oluşturan tortul ve magmatik kayac topluluğu daha önce Sason yöresinde Baykan karmaşığı olarak adlandırılmıştır. (Özkaya, 1974., Baştuğ ve Açıkbaş, 1974). Baykan karmaşığı Sason yöresinde, Baştuğ ve Açıkbaş (1974) tarafında Yazpınar ve Sason formasyonlarına ayrılmıştır. Bu çalışmada Baykan grubu olarak toplanan yürümüş bindirme üstü oluşukları (Şekil 3) Bahro, Hazar, Gehroz, Maden, Engene ve Davudan formasyonlarına ayrılmıştır. Bu formasyonlar aşağıda sırasıyla incelenecektir.

Bahro ultrabazik ve serpanünitleri. Bölgenin sorunlu birimidir. Kuzeyde, bölge dışında Sori dağı yöresinde masif büyük bir ultrabazik kitle olarak yüzeyleir. Bölgede Sımaki antiklinali çekirdeğinde Hazar formasyonu altında serpantinleşmiş bir ultrabazik kitle olarak yüzeyleir. Burada Hazar fliši tarafından ultrabazik parçalı bir konglomera ile örtülür. Daha güneyde bindirme düzlemi boyunca Maden formasyonu altında ve arasında görülür. Maden yöresinde masif kitle olarak Maden formasyonu ile içice girmiş bir durumdadır.

Bahro ultrabazikleri piroksenit, dunit ve harzburgit niteliğindedir. Yer yer gabro, diyabaz ve hatta bazalt olarak da görülür. Maden yöresindeki büyük kitlede ve daha güneyde Killigran köyünün batısında ayrışma (diferansiyasyon) katmanlanmasında benzer bir katmanlanma gözlenmiştir. Bahro ultrabazikleri bindirme düzlemi boyunca yürüdüğü yerlerde serpantinleşmiştir.

Bahro ultrabaziklerinin yaşı ve kökeni üzerine saha gözlemleri çelişiktir. Sımaki antiklinalinde Hazar formasyonu

ultrabazikleri ultrabazik parçalı bir konglomera ile örter. Bu durum buradaki ultrabaziklerin Hazar'dan daha yaşlı olduğu sonucunu getirir. Hazar'ın alt kuşakları Maestrihtiyen yaşlı olarak kabul edilirse ultrabazik kayaçların Kretase ya da daha yaşlı olması gerekir. Maden'de ortaya çıkan ve bindirme düzlemi boyunca Maden formasyonu içersine kollar ve diller şeklinde uzanan serpantinleşmiş ultrabazik kitle sorunludur. Bu kitle Maden yöresinde tortul birikimleri soğuk intrusif bir kitle gibi keser ve tortullar içersindeki diller sili uzantılarına benzetilebilir. Maden yöresinde bu büyük kitlede yukarıdan aşağıya doğru bazalt, diyabaz, gabro ve peridotit sıralanması görülmektedir. Ayrıca bu ultrabazik kitle ile tortul birikimlerin dokanağında iyi bilinen Maden bakır mineralleşmesi vardır. Bu durum buradaki magmatik kitlenin Maden formasyonu çökeli mi sırasında tortulların içersine girdiği izlenimini yaratmaktadır. Bu da buradaki bazik magmatik kitlenin Eosen yaşlı ya da daha genç olabileceği sonucuna götürür. Ancak, bu kitle Miyosen sonunda bindirme sırasında yürüyerek plastik özelliğinden dolayı tortullar içersine girmiş Bahro ultrabaziklerinin parçaları olabilir. Maden formasyonu altındaki serpantinitlerin daha çok bindirme düzlemi üzerinde yaygın olması, tortullar içersine uzanan serpantinleşmiş ultrabazik dillerde iri piroksen kristallerinin varlığı, serpantinitlerde bol kayma yüzleri, kenarlarda breşleşme, yapraklanma ve yoğun kıvrılma daha çok bu ikinci sonucu destekler görünümündedir. Maden bakır mineralleşmesi, soğuk ultrabazik girişim (intrüzyon) den ayrı olarak, daha sonraki bir hidrotermal evre sonucu da olabilir.

Hazar formasyonu. Bölgede Sımaki antiklinali çekirdeğinde ve Gehroz senklinali kuzey kanadında Bahro ultrabazikleri üzerinde yüzeylenen gri renkli, volkanit katkılardan yoksun fliš özelliğinde kumtaşı şeyi ve marn araldanmasından oluşan istife, Hazar gölü yöresinde yaygın oluşu nedeni ile Hazar formasyonu adı verilmiştir. Bu birim Yazpınar formasyonunun en alt seviyesiyle eşdeğer olabilir (Baştuğ ve Açıkbaş, 1974). Hazar formasyonu De Righi ve Cortesini (1964) tarafmdan anılan Hazar birimi olmak gerekir.

Hazar formasyonu Sımaki antiklinali çekirdeğinde, Bahro formasyonunu, serpantin ve ultrabazik çakıllı bir konglomera ile örter ve yukarıya doğru, gri, kahverengi şeyl ve bol lamelli kavkılı, gri, killi kireçtaşı ve şeyi araldanması olarak sürer. Burada kalınlık yaklaşık olarak 200 metredir. Sımaki antiklinali kuzeybatı kanadında gözlenen bir kesitte Hazar formasyonu serpantin üzerinde ince katmanlı gri kireçtaşı ile başlar, gri şeyller, plakalı ince killi kireçtaşları ile sürer. Üstte Gehroz formasyonunun masif kireçtaşları ile örtülür. Yine Sımaki antiklinali güneyinde Putyan köyünden geçen bir kesitte serpantinitlerin üzerinde ince bir konglomera ile başlar, kahverengi-gri şeyi ve marn olarak sürer. Daha yukarıya doğru, çok kıvrılmış, bol lamelli kavkılı ve çok kıvrımlı kireçtaşları belirginleşir. En üstte Gehroz formasyonuna katılan kırmızı konglomeralar ve masif krem renkli kireçtaşları görülür. Sımaki yöresinden alman bir örnekte Discocyclus sp.; Assilina sp.; Operculina sp. fosilleri bulunmuş ve Alt-Orta Eosen yaşı önerilmiştir. Ancak yine aynı yöreden alman örneklerde Orbitoides sp.; Suleopereulina sp.; Siderolites sp.; Lepid orbitoides sp.; fosilleri bulunarak Üst Kretase yaşı önerilmiştir. Üst Kretase fosillerinin bir kısmı kumtaşı ve konglomeralar içinde

ERA ERA	PERİYOD PERIOD	GURUP GROUP	FORMAS- YON/ FOR- MATION	LİTOLOJİ LITHOLOGY	AÇIKLAMA EXPLANATION	FOSİLLER FOSSILS	
SENZOYİK - CENOZOIC	TERSİYER - TERTIARY	BAYKAN	DAVUDAN	400 m. 	Spilit, aglomera bazalt ve tüfler. Spilites, agglomerates, basalts and tuffs.	Discocyclina sp. Asterocyclina sp. Nummulites sp. Globorotalia sp. Globigerina sp. Heterostegina sp. Truncorotaloides sp. Asterina sp. Rotalia sp. Globigerapsis sp. Globigerinidae sp. Gypsinidae sp.	
			MADEN	1000 m. 	Kireçtaşı bloklu, volkanikli kırmızı şeyl ve marnlar. Red shale and marls with volcanic rocks and limestone blocks. Gri, kumtaşı şeyl ardalanması. Grey sandstone and shals alternation. Krem renkli kireçtaşı. Buff limestone. Kırmızı şeyl marn, gri kumtaşı. Red shale marl and grey sandstone.		
			GEHROZ	200 m. 	Kırmızı şeyl katmanlı beyaz kireçtaşı. White limestone red shale interbeds.		Discocyclina sp. Operculina sp. Nummulites sp.
			HAZAR	300 m. 	Gri kumtaşı şeyl ve marn kireçtaşı arakatmanlı. Grey sandstone marl shale with limestone interbeds.		Discocyclina sp. Assilina sp. Operculina sp. Orbitoides sp. Lepidorbitoides sp. Siderolites sp.
			BAHRD	500 m. 	Yer yer serpantinleşmiş ultrabazik kayalar. Locally serpentized ultrabasic rocks.		
MESOZOYİK - MESOZOIC	KRETASE - CRETACEOUS						

Şekil 3: Maden yöresindeki bindirme üstü kitlenin birleşik stratigrafik kesiti.

Figure 3: Composite stratigraphic section of the allochthonous upper thrust plate in Maden area.

bulunması nedeni ile taşınmış kabul edilebilir. Bu yüzden formasyonun yaşı hakkında kesin bir sonuca varılamamaktadır. Yaşın Üst Kretaseden Orta Eosene kadar uzandığı söylenebilir.

Gehroz formasyonu. Gehroz köyü yöresinde Gehroz senklinalinde Hazar formasyonu üzerinde bulunan masif, gri, bej biyomikrit niteliğinde kalınlığı 20-200 metre arasında değişen, yer yer marn ve şeyi ara katmanlı Kireçtaşları burada Gehroz formasyonu olarak adlandırılmıştır. Bu kireçtaşların en altında, ara ara görülen kırmızı marn ve kumtaşları da bir alt üye olarak Gehroz formasyonuna katılmıştır. Gehroz senklinali güney kanadında gözlenen kesitte Gehroz formasyonu altta kırmızı kumtaşı ve marn olarak başlar, masif, bej, gri dirençli fosilli mikrit ve biyomikrit ya da sütü kireçtaşı olarak sürer. Ara ara kırmızı marn ve şeyi katmanları vardır. Gehroz formasyonunun kalınlığı son derece değişkendir. Gehroz kuzeyinde ve güneyinde çok kalın olarak görülen kireçtaşları Sımaki güneyinde incelenir ve kaybolur. Kalınlıktaki bu kesin değişimler ve süresizlik Gehroz formasyonunun bütünüyle Hazar ve Maden formasyonları arasında köksüz, yerçekim kaymasıyla yürümüş bir olistolit olabileceği düşüncesini uyandırmaktadır.

Gehroz kireçtaşlarından alınan örneklerde *Diseoeyelina* sp.; *Assilina* sp.; *Opereulina* sp.; *Mastopora* sp.; *Nummulites* sp. fosilleri bulunarak formasyona Alt-Orta Eosen yaşı verilmiştir.

Maden formasyonu. Baykan grubunun bölgedeki en yaygın üyesidir. Olistostrom özelliği ile, üst bindirme blokunun belirgin formasyonudur. Kalınlık 1000 metreden fazladır. Ancak yerel olarak çok daha ince de olabilir. Maden formasyonu Sımaki batısında Gehroz formasyonunu örter ve Davudan volkanitleri tarafından örtülür. Ancak özellikle güneyde, altta bindirme düzlemi ile sınırlandırıldığı yerlerde, formasyonun alt ve üst sınırlarını saptamak olasılığı bulunamamıştır. Maden formasyonu olarak haritalanan birikimlerin gözlenen bozulmamış sıralanması (şekil 4, 5 ve 6) da verilmiştir. Bu kesitlerin denetirilmesi (korelasyonu) güç olmakla birlikte aşağıdaki dizilim izlenebilir. Alttan başlayarak 1) gri kumtaşları ve şeyller, 2) volkanik kayaç arakatmanlı kırmızı şeyller, 3) gri, krem renkli yerel olarak kumlu biyomikritler. 4) kırmızı marn şeyller, 5) gri kumtaşı ve şeyller, 6) kırmızı marn ve şeyller, 7) şeyi ve marn arakatmanlı volkanitler. Daha kaba bir sıralanmayla Maden formasyonu alttan başlayarak şu üç üyeden oluşmaktadır. 1) Daha çok gri şeyi, kumtaşı ve kırmızı marnlar. Bu üye 10 ile 200 metre arasında değişebilen bir kalınlıktadır. 2) 10-50 metre kalınlığında gri, pembe biyomikrit. 3) 100-1000 metre kalınlığında volkanik kayaç ara katmanlı, kireçtaşı blokları kırmızı şeyi ve marn.

Maden formasyonunun orta kireçtaşı üyesini Gehroz kireçtaşları ile denetirmek (korelasyon) akla yakın görülmektedir. Her iki kireçtaşı da Eosen yaşlıdır. Saha görünimleri benzerdir. Mikroskop altında her iki kireçtaşı da bentonik fosilli sığ deniz fasiyesinde görülmektedir. Maden formasyonu içerisindeki kireçtaşı düzeyinde Gehroz formasyonu gibi çabuk kalınlık değişimleri göstermektedir ve yanal olarak süreklilikten yoksundur. Bu kireçtaşları da çekim kaymasıyla yürümüş olistolitlerden oluşmuş olabilir. Böyle bir

durumda Maden formasyonu olarak ayrılan birikimlerin en alt düzeylerinde görülen gri kumtaşları ve şeyller de Hazar formasyonuna eşdeğer olabilir. Gerçekte her iki birim de özdeş makrofosil parçaları bulunmuştur.

Maden'den Guleman'a çizilecek bir doğrunun güneyinde Maden formasyonunun üst kırmızı şeyi ve marn üyesi yukarı doğru giderek daha çok volkanitli bir birikime geçmektedir. Bu volkanik kayaçlar üstteki Davudan volkanitleriyle denetirilebilir. Ancak Davudan volkanitleri Gehroz ve Sımaki batısında Hazar, Gehroz ve Maden formasyonlarını açısız bir uyumsuzlukla örter görünmektedir. Bu durum Davudan volkanitleri ile birlikte yeniden ele alınacaktır.



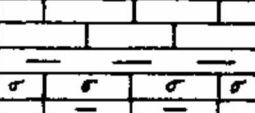


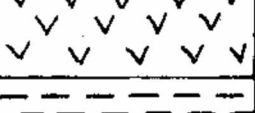
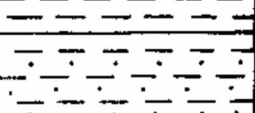
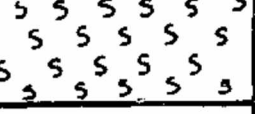

Maden formasyonunun üst kırmızı şeyi üyesi Maden katabasının hemen kuzeyinde en az 700 metre kalınlığında bir birikim olarak görülür. Burada alt kısımlar daha çok volkanitlidir. Bu kırmızı şeyller içerisindeki kireçtaşı merccekleri çok belirgin bir özellik yaratır. Bu mercceklerin çoğunluğu gerçekte kaymış bloklardır. Yanal süresizlikleri ve alt dokanaklardaki yapısal bozulma ve stratigrafik olarak çeşitli düzeylerde bulunmaları, bu mercceklerin yürümüş bloklar oluşuna kanıt sayılabilir. Bazı mercceklerle alttaki şeyller arasında az açısız uyumsuzluk da vardır. Bu kireçtaşı merccekleri içerisinde buldukları şeyllerden daha yaşlı ya da aynı yaşlıdır. Maden kuzeyinde bu tür mercceklerden alınan örneklerde *Diseoeyelina* sp.; *Assilina* sp.; *Opereulina* sp. fosilleri bulunmuştur. Önerilen yaş Eosendir. Sığ deniz kireçtaşı özelliği taşıyan bu merccekler Gehroz kireçtaşlarına çok benzer. Aynı kökenli oldukları düşünülmektedir.

Maden formasyonu içerisinde Engene'nin batısındaki Mizil tepede 2-3 km genişliğinde bir olistolit vardır. Bu blokun yöresindeki kuzey dalımlı şeyllere karşın çok yoğun yatık ve ters dönmüş kıvrımlar göstermesi ve yanal süresizliği kaymış bir blok olduğuna kanıttır. Bu bloku oluşturan kireçtaşı Gehroz kireçtaşlarından farklıdır. İnce katmanlı, çatlaklı, çatlakları kalsit dolgululu, kumlu krem renkli bir özellik gösterir. Bu bloktan alınan örneklerde *Globigeropsis* sp.; *Globigerina* sp. fosilleri bulunarak Eosen yaşı önerilmiştir.

Maden formasyonu içerisinde Eosen'den daha yaşlı bloklar da vardır. Engene'nin kuzeyinde gözlenen ve şeyi arakatmanlı beyaz kireçtaşlardan oluşan ve olistolit olduğu kabul edilen bir kesitte *Gümbellina* sp.; *Globotruncana* sp.; *Hedbergella* sp.; *Sideroütes* sp.; *Sulcopereulina* sp.; *Omphaloyelus* sp. fosilleri bulunarak Üst Kretase yaşı önerilmiştir.

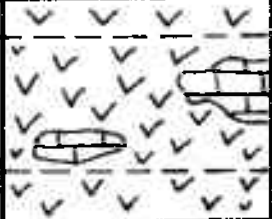
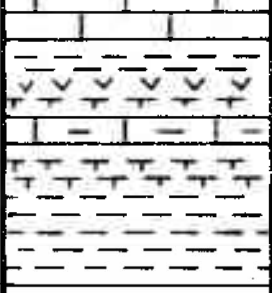
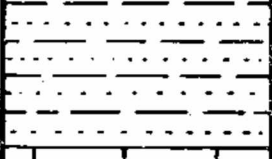
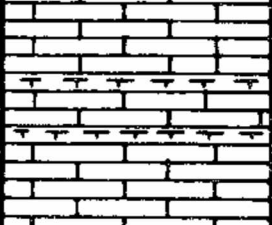
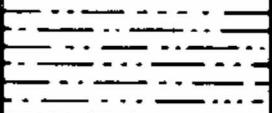

Kaymış blokların boyutları 1-2 metreden 2-3 km ye kadar değişebilir. Bu blokların çoğunluğu kireçtaşıdır. Ancak kireçtaşı ve şeyi ve özellikle yalnızca şeyi olan bloklar da vardır. Bu tür blokları Maden formasyonu şeyllerinden ayırmak güçtür. Bloklar çok yoğun kıvrılma gösterdiği gibi hiç yapısal bozulmaya uğramamış, içerisinde buldukları katmanlarla aynı doğrultu ve yatımda katmanlar ya da merccekler şeklinde de bulunur. Maden formasyonundan alınan çeşitli örneklerde şu fosiller görülmüştür. *Diseoeyelina* sp.; *Asterocyclina* sp.; *Nummulites* sp.; *CJloborotalia* sp.; *Tnincorotaloides* sp.; *Globigerina* sp.; *Assilana* sp.; *Rotalia* sp.; *Heterostegina* sp. *Globigerinidae*, *Globigeropsis* sp.; *Asterina* sp.; *Rotaliadae*, *Gypsinidae*. Bu fosillere göre formasyona Eosen yaşı önerilmektedir.

Davudan formasyonu. Gehroz'un batısında yer alan Davudan köyü yöresinde yaygın olarak bulunan ve kalınlığı

FORMASYON FORMATION	LİTOLOJİ LITHOLOGY	AÇIKLAMA EXPLANATION
DAVUDAN		Spilit ve Aglomera. Spilites and Agglomerates.
MADEN		Kırmızı Şeyl ve Marn. Red Shale and Marls.
		Kırmızı Marn ve algal Biyomikrit aratabakalı killi Kireçtaşı. Clayey Limestone with red Marl and an algal Biomicrite interlayer
		
		
		Volkanik arabantlı, kırmızı Şeyl ve Marnlar. Red Shales and Marls with Volcanic rock bands.
		Gri Kumtaşı ve Şeyller. Gray Sandstones and Shales.
BAHRO ?		Serpantinit. Serpentine.
LİCE		Açık yeşil, kaba Kumtaşları ve Şeyller. Light green, coarse Sandstones and Shales.

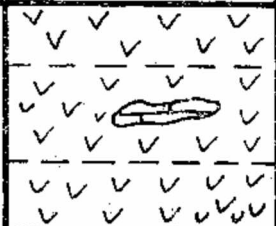
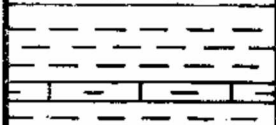
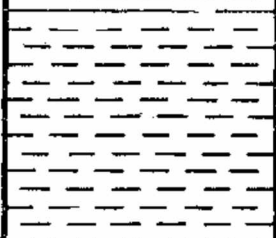

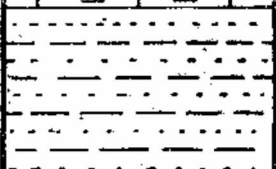


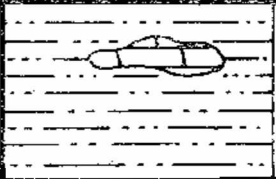
Sekil 4: Killigran'ın 4 km. güneyinde Gomayık Köyünden bindirme üstü stratigrafik kesiti

Figure 4: Stratigraphic section of the upper thrust plate near Gomayık, 4 km. south of Killigran.

FORMASYON FORMATION	LİTOLOJİ LITHOLOGY	AÇIKLAMA EXPLANATION
MADEN veya (or) DAVUDAN		Kalker bloklu ve kırmızı Şeyl aratabakalı Volkanikler. Volcanic rocks with Shale interlayers and Limestone blocks.
MADEN		Pembe Kalker ve Volkanik aratabakalı Şeyl ve Marn. Marls and Shales with pink Limestone and Volcanic rock interlayers.
		Koyu yeşil Filiş, Kumtaşı ve Şeyl ardalanması. Dark green Flysch, Sandstone and Shale alternation.
		Pembe-krem renkli, kırmızı Marn aratabakalı Biyomikrit. Pink-buff Biomicrite with red marl interlayers.
ENGENE ?		Kumtaşı ve Şeyl. Sandstone and Shale.
LİCE		Açık gri Kumtaşı ve Şeyl. Light gray Sandstone and Shale.

Sekil 5: Guleman'ın 10 km. güneyinde Dünğan köyü yöresinden alınan bindirme üst bloku stratigrafik kesiti.

Figure 5. Stratigraphic section of the upper thrust plate near Dünğan. 10 km. south of Guleman.

FORMASYON FORMATION	LİTOLOJİ LITHOLOGY	AÇIKLAMA EXPLANATION
MADEN		<p>Kalker bloklu ve kırmızı Şeyl aratabakalı Volkanikler. Volcanic rocks with Shale interlayers and Limestone blocks.</p>
		<p>Kalker aratabakalı kırmızı Şeyl. Red Shale with Limestone layers.</p>
		<p>Yeşil-gri veya kırmızı Şeyller. Green-gray or red Shales.</p>
		<p>İnce tabakalı gri litografik Kalker. Thin bedded gray lithographic Limestone.</p>
		<p>Kahverengi-gri Kumteşi ve Şeyl ardalanması. Alternating brown-gray Sandstones and Shales.</p>
		<p>Kırmızı Marnlar. Red Marls.</p>
		<p>Tabakalı, bej renkli Biyomikrit. Buff, bedded Biomicrite.</p>
ENGENE		<p>Kalker ve kırmızı Marn bloklu yeşil Kumtaşı ve Şeyller. Green Sandstones and Shales with Limestone and red Marl blocks.</p>

Şekil 6: Guleman'ın 2 km. batısından alınan bindirme üst bloku stratigrafik kesit.

Figure 6. Stratigraphic section of the upper thrust plate 2 km. West of Guleman.

yer yer 500 metreyi geçen koyu mavi ve kahverenkli volkanik kayalıklara burada Davudan formasyonu adı verilmiştir. Aynı formasyon güneyde Killigran köyü batısında yeniden çalışma sahası içerisine girer. Burada kalınlık 400 metre kadardır. Davudan volkanikleri kuzeyde Gehroz yöresinde, Hazar, Gehroz ve Maden formasyonlarını açısız bir uyumsuzlukla örter. Alt dokanak bu bölgedeki bazı bindirme düzlemlerini ve fayları da örter. Ancak güneyde Killigran yöresinde açısız uyumsuzluk yoktur. Burada Davudan ve Maden formasyonları giderek geçişli (tedrici) izlenimini vermektedir. Kuzeyde Davudan volkanik kayalıkları alttaki formasyonlardan daha az yoğun kıvrılma gösterir. Güneyde ise Maden ve Davudan formasyonlarının kıvrılma yoğunluğu farklıdır. Bu durum kıvrılma ve bindirmelerin çökme sırasında kuzeyde başladığını ve giderek daha güneydeki sahalara etkisi altına aldığını göstermektedir. Gehroz ve Sımaki yöresinde kıvrılma ve kırılmalar Davudan volkanitlerinin yığılmasından önce başlamış ve yığılmadan sonra da sürmüştür. Killigran yöresindeki kıvrılmalar ise volkanitlerin birikmesinden sonra olmuştur.

Katmanlanmamın saptanabildiği yerlerde Davudan volkanitleri spilit, aglomera, spilit, bazalt ardalanması gösterir. Sımaki güneyinde Killigran yöresinde bir kesitte alttan yukarı doğru mor ve kahverengi aglomera ve spilit sıralanması göstermektedir. Güneyde Killigran köyünün 4 km güneydoğusundaki Diko tepede gözlenen bir kesitte, aşağıdan yukarıya doğru, mor ve kahverengi bazalt, amigdoloidal bazalt, propilitize volkanit, mor volkanit, tuf ve spilit sıralanması gözlenmiştir. Formasyon genel olarak spilit, aglomera, bazalt ve tüflerden ibarettir.

Engene formasyonu. Engene köyü yöresinde, Lice formasyonu üzerinde litolojik olarak Lice formasyonuna çok benzeyen, biraz daha koyu ve yeşilimsi kumtaşları ve şeyller - den oluşan, Lice'den gerek ton farkı, gerekse içerisideki kireçtaşı, serpentin ve volkanik kayaç blokları ile ayrılan bir birim yer alır. Alt dokanağı tektoniktir. Aynı birim daha kuzeyde Guleman batısındaki Guleman penceresinde Lice üzerinde ve Maden formasyonu altında yeniden yüzeylenir. Alt ve üst dokanakları tektoniktir. Burada ton farkı ve içerisideki kırmızı marn, kireçtaşı ve volkanik kayaç bloklarıyla yine Lice formasyonundan kolaylıkla ayrılır. Guleman doğusunda ise bloksuz oluşu nedeni ile Lice formasyonundan ayrılamamıştır. Engene formasyonu, Engene'nin güneyinden Aşağıbahro köyüne kadar uzanır. Burada formasyon bol volkanik kayaç içerir.

Yeşil gri, fliş niteliğinde şeyi ve kumtaşı ardalanması yanı sıra, kırmızı gri şeyller ve marnlar da taşır. Formasyon bu özelliği ile yer yer Maden formasyonunu çok andırır. Engene'nin doğusunda bu iki formasyonu birbirinden ayırmak olanağı bulunamamıştır. Engene formasyonu içerisinde, büyük bir olasılıkla bloklar şeklinde bulunan kırmızı marnlardan ve kireçtaşlarından alınan örneklerde *Globigerina* sp.; *Globorotalia* sp.; *Trimeorotaloides* sp.; *Biscocyclina* sp. *Assilina* sp. fosilleri bulunarak Eosen yaşı önerilmiştir. Ancak bu fosiller formasyon içerisindeki kaymış bloklardan alındığı için formasyonun yaşı üzerine fikir verecek nitelikte sayılamaz. Formasyonun hamurunu oluşturan kumtaşı ve şeyllerden alınan örneklerde fosil bulunamamıştır. Bu formasyonun Lice formasyonunun daha kuzeyde yer alan, daha dengesiz bir ortamda çökelmiş eşdeğeri olduğu

düşünülebilir. Engene formasyonunun Maden ve Davudan formasyonları ile kesin stratigrafik ilişkisi çözülememiştir.

SONUÇLAR

Bölgenin jeolojik tarihçesini de içeren genel bir birleşim (sentez) yapısal jeolojisinin incelendiği ayrı bir yazı sonunda verilecektir. Burada yalnız stratigrafi ile ilgili bazı sonuçlar özetlenecektir.

Maden bölgesinde Hazar, Gehroz, Maden ve Davudan formasyonlarında oluşan Baykan karmaşığı Eosen yaşlıdır. Davudan ve Engene formasyonlarının Oligosen ya da daha genç yaşlı olmaları olasıdır. Ancak kesin sonuç almak için daha geniş bir çalışma ya da spilitlerden alınacak örneklerde radyoaktif yaş saptanması gereklidir. Her ne kadar Engene formasyonuna yaş verecek fosil bulunamamışsa da, Adıyaman bölgesinde Sungurlu (1974), Engene formasyonuna benzer ve aynı tektonik konumda bulunan bir havzanda Miyosen ve Oligosen yaş veren fosiller bulunduğunu göstermiştir. Engene formasyonu Lice formasyonuna çok benzemektedir. Lice formasyonu içerisinde kuzeye doğru volkanik kayaların bulunması, Engene formasyonunun olasılıkla Lice formasyonunun kuzey eşdeğeri olduğu izlenimini vermektedir. Eğer Davudan volkanik kayalıkları ve Engene formasyonu Oligosen ya da Miyosen yaşlı kabul edilirse, o zaman bütün bu volkanik ve tortul kayalar aynı havzanın, Baykan karmaşığının olduğu havzanın çökelleridir. Lice formasyonu havzanın güney dış çeperlerinde, Engene ve Davudan volkanitleri ise daha kuzeyde basenin ortasında oluşmuştur.

Bölgede yapısal kıvrılma ve yükselmeler, çökme ve volkanizma ile birlikte yürümüştür. Kıvrılma ve yükselmeler havzanın kuzey kanadında başlamış ve giderek daha güneydeki sahalara etkisi altına almıştır. Havza eksenini kuzeyden güneye kayan yükselmeye uygun olarak gittikçe güneye kaymıştır. Eksenin güneye kaymasıyla birlikte, havza tabanının çökme hızı (subsidence rate) gittikçe azalmış, buna karşılık kuzeydeki yükselmeye uygun olarak kuzeyden beslenme hızında (Supply rate) artmıştır. Bu nedenle havzada çökelen formasyonlar güneye doğru gençleşir. Önce kuzey sahalarda, hızla çöken bir havzada fliş özelliğinde kumtaşı, şeyller ve volkanik kayaç kırmızı şeyi ve marnlar çökelmiştir. Bu sırada büyük bir olasılıkla güneydeki sığ deniz ortamında çökelen kireçtaşları havza içersine kayarak çökelen şeyi ve marnlar içersine yerleşmiştir. Daha sonra kuzeyde başlayan kıvrılma ve yükselmelerle beraber havza eksenini daha güneye kaymış ve burada başlayan volkanik bir evre, kalın ve yaygın bir volkanik kayaç yığılmasına neden olmuştur. Kuzeyde yükselme ve havza ekseninin güneye kayması volkanik kayaların yığılması sırasında ve daha sonra da sürmüştür. Havza tabanının çökme hızı azaldığı ve kuzeyden beslenme hızı arttığı için Havza kuzey kanadı önce Engene türbiditleri ile dolmuş ve çökelsel bir gerileme (depositional regression) sonucu klastikler daha güney sahalara yayılarak Lice formasyonunu oluşturmuştur. Bu formasyonun çökmesini Miyosen sonunda güney yönlü büyük çaplı bindirme izlemiştir.

Bahro ultrabaziklerinin yaşı ve kökeni daha önce incelenmişti. Maden yöresinde Maden formasyonu içerisinde soğuk girişim (intrusion) özellikleri gösteren ultrabazikler bü-

yük bir olasılıkla Sımaki antiklinali çekirdeğinde ortaya çıkan ve Hazar formasyonu ile örtülen ultrabaziklerle aynı kökenlidir. Bu durumda Baykan karmaşığı içerisindeki bütün ultrabazikler Kretase ya da daha yaşlı olup Koçali serpantinlerini oluşturan ultrabaziklerle de aynı kökenlidir. Bu ultrabazikler, Baykan gurubunun çökeldiği havzanın tabanını oluşturmuştur. Ancak bu ultrabaziklerin dışında daha genç bir bazik magmatik girişim olasılığı da yok değildir. Bu tür ikinci bir girişim Eosen sırasında olmuş olabilir. Eğer bölgedeki bütün ultrabazikler Jura-Kretase yaşlı kabul edilirse, ultrabaziklerin Eosen'de Maden formasyonu içerisinde nasıl bir mekanizma ile ikinci defa girdikleri açıklanmalıdır. Serpantinlerin bindirme ile güneye yürüdüğü ve bindirme düzlemleri boyunca yayıldığı sahada gözlenmiştir. Ancak bu mekanizma kanımızca Maden formas-

yonu içerisinde özellikle tortul katmanların doğrultu ve yatımına uygun diller şeklinde uzanan ultrabazikleri açıklamaya yeterli değildir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bagtuğ, C. ve Açıkbaş, D., 1974, Sason-Kozluk garyaj yöresi jeolojik raporu: TPAO rapor no. 795, (yayımlanmamış).
- Folk, R. L., 1968, Petrology of Sedimentary Rocks: Austin, Texas, Hemphill's, 170 s.
- De Righi, R. ve Cortesini, A., 1964, Gravity tectonics in foothills structure belt of Southeast Turkey: Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull. 48, 12, 1911-1937.
- Sungurlu, O., 1974, VI. Bölge kuzey sahalarının jeolojisi: TPAO rapor no. 871, (yayımlanmamış).
- Özkaya, İ., 1974, Güneydoğu Anadolu Sason ve Baykan yöresi stratigrafisi: Türkiye Jeo. Ku. Bül. 17, 1, 51-71.

Çanakkale - Bayraktepe'nin Tortoniyen Yaşlı Balık Fosilleri

On the fossil fishes from the Tortonian of Çanakkale-Bayraktepe

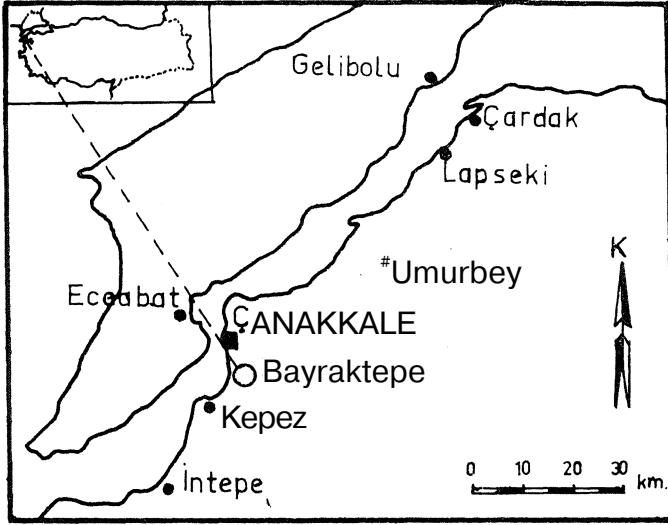
KEMAL ERDOĞAN *Maden Tetkik Arama Enstitüsü, Ankara*

ÖZ: Çanakkale-Bayraktepe fosil yatağı, denizel ve karasal omurgalı faunasını birlikte içermesi yönünden önemlidir. Balık çene ve dişleri (çeşitli) litoral bir ortamı göstermekle beraber, ele geçen diğer omurgalı, özellikle memeli fosilleri karasal ortamı yansıtır. Denizel ve karasal faunanın zaman içindeki çağdaşlığı bu fosil yatağın önemini artırır. Tanıtılan balık dişleri Sparidae ailesine ait olan Sparus aff. auratus LİNNE, Sparus cinctus AGASSIZ, Diplodus sp. türlerine aittir.

ABSTRACT:: The Çanakkale-Bayraktepe fossiliferous bed is important in that it contains specimens of both continental and oceanic vertebrate fossil fauna. Although, fish jaws and teeth show a littoral property, fossils of mammalian vertebrate indicate continental conditions. Littoral and continental fauna which are contemporaneous increases the importance of this fossil bed. The explainin the fish teeth belong to Sparus aff. auratus LİNNE, Sparus cinctus AGASSIZ, Diplodus sp. specieses which is included by the Sparidae family.

GİRİŞ

Bugüne değin, Çanakkale'nin 10 km güneydoğusundaki (şekil 1) Bayraktepe fosil yatağında bulunan balık fosillerinin, ayrıntılı bir incelenmesi yapılmamıştır. Çalışmada demir oksitli kumlu düzeyden çıkarılan balık çene ve dişlerinden, Sparidae ailesine ait olan, Sparus aff. auratus LİNNE, Sparus einetus AGASSIZ, Diplodus sp. türleri saptanmıştır (Bauza, 1949; Müller, 1957-70; Quenstedt, 1867-85; Uhlig, 1968; Wurmbach, 1968; Zittel, 1923-24; Zbyszewski ve Moitinho, 1950).



Şekil 1: Yer bulduru haritası.

Figure 1: Location map.

STRATİGRAFI

Daha önceki araştırmacılar bu yöredeki serileri birçok doğal rejime ve zona ayırmıştır (Ozansoy, 1966). Alüvyon yelpazeleri üzerine pembe renkli kiltası, kumtaşı ve marnlı olan Anchitherium ve Listriodon. splendens'li zon olarak tanımlanan akarsu çökelleri gelmektedir. İkinci düzey olarak bunların üzerine gelen ve Mactra,da içeren çakiltası, kumtaşı, kiltası, miltaşı ve kaya türleri gözlenmektedir (Karaköse, 1978, kişisel görüşme). Demir oksitli olan bu kumlu düzey karasal ve denizel omurgalı fosilleri beraber içerir. Fosil yatak tipi yönünden halic sınıfına dahil edilmektedir (Tobden, 1968). Mactra'lı kumtaşı, çakiltası ve bol Gastropoda'lı kumlu kireçtaşları içeren gösel tatlı su çökelleri üzerine gelen akarsu çökelleride, karasal ve denizel omurgalı fosillerini birlikte bulundurmaktadır. En üst düzeyde ise Oolitli kumtaşı, kireçtaşı, killi kireçtaşı ve Mactra'lı kireçtaşları ile denizel çökeller gelmektedir (şekil 2).

Sparidae ailesinin genel karakterleri

Genel karakterleri bakımından vücutları yüksek olup, anal yüzgeç üç dikenli, ventral yüzgeç bir diken ve beş ışıklı olarak göğüsde yer alır. Sparidae ailesinde Palatin ve Vomer, genellikle dişsizdir. Çene üzerinde konik ve kesici dişleri taşır, ön dişler keskin, arka dişler ise yarım konik şeklindedir. Bu dişleri izleyen çeşitli büyüklükte öğütücü,

oval veya yuvarlak diş sıraları vardır (Ülkümen, 1960). Yutak dişçikleri, iki veya üç sıralı olup, değişik şekildedeki konumları ile, cinsleri karakterize ederler. Sparus aff. auratus LİNNE, Sparus cinctus AGASSIZ, Diplodus sp. olarak tanımlanan örneklerimiz, biyometreleri ile aynı jeolojik zaman birimindeki diğer türlerden ayrılmaktadırlar (Levha 1, şekil 1, 2, 3, 4).

Yaş. Tip katma göre Tortoniyen. Daha önceki çalışmalarda, fosil yataktaki memeli faunanın yaşlandırılmasında, Alt Pliyosen (Ozansoy, 1973), Miyosen-Pliyosen sınıırı (Tekkaya, 1974), Sarmasiyen (Ünay, 1976) katı yaklaşımlarında bulunulmuştur.

Ortam. Sparus aff. auratus LİNNE (Levha 1, şekil 1) ve Sparus cinctus AGASSIZ (Levha 1, şekil 2) türleri subtropikal denizlerden başka, bilhassa tropikal denizlerde litoral zonlarda yayılım gösterirler (Zbyszewski ve Moitinho, 1950). Diplodus sp. ise tropik ve sub-tropik denizlerin litoral zonlarında yayılım gösterir (Bauza, 1949).

Balık ve memeli fosillerinin bulunduğu okside olmuş karbonatça zengin oolitik kumtaşları, yüksek enerji şartlarına sahip litoral bir deniz varlığını yansıtır. Ayrıca, yine bu çevredeki çökellerin sedimanter karakterleri, özellikle çapraz katmanların birbiri ile ters yönde gelişim göstermeleri, bir gelgit ortamının varlığını göstermektedir (Karabıykoğlu, 1977, kişisel görüşme).

Sözü edilen yatakta bulunan, fosil tohum örneğinin palinolojik incelenmesinde bunun, palmiyelerden Phoenix (Hurma) cinsine ait olduğu bildirilmiştir (Kasaplıgil, 1977, yazılı görüşme). Bu kanıtlar da, balık fosil örneklerimizin yayılım ortamının, litoral olduğu düşüncemizi destekler niteliktedir.

SONUÇLAR

Çanakkale'nin Bayraktepe yöresinde bulunan fosil balık çene ve dişlerinin Sparidae (Deniz sazanları) ailesine ait oldukları ve bunların Tortoniyen çağında bir litoral ortamı yansıttıkları saptanmıştır. Balık fosillerinin diğer omurgalı, özellikle memeli fauna ile birlikte bulunması Bayraktepe yöresinin, Tortoniyen çağında bir halic olabileceği düşüncemizi kuvvetlendirmektedir. Bayraktepe fosil yatağı karasal ve denizel faunaların çağdaşlığının saptanabilmesi, bölgenin paleocoğrafyasına önemli katkıda bulunması, ayrıca Türkiye Omurgalıları Paleontolojisi'nin aydınlatılması yönlerinden önemlidir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bauza, R.İ., 1949, Sobre el hallazgo de los generos Box, Diplodus y Fagellus en el plaisenciense de Son Talapi (Llubi) Mallorca. Bol. soc. Espan. Hist Nat., 47, 653-655, 1 pi.
- Bauza, R.J., 1949, Nuevas contribuciones a la fauna ictiologica fosil del Neogeno de Espana. Mem. Soc. Espan. Hist. Nat., Spec. Vol., 1946, 451-504, 3 pis.
- Müller, A.H., 1957-70, Lehrburch der Paläozoologie, Band 3, Teil 1.
- Ozansoy, F., 1966, Türkiye Senozoik çağlarında fosil insan formu problemi ve biyostratigrafik dayanakları. A.Ü.D.T.C.F. yayınları, sayı 172, Ankara.
- Ozansoy, F., 1973, Les caracteristiques faunisque du Neogene des Dardanelles. Antropolji dergisi, sayı 6.
- Quenstedt, A., 1867 und 1885, Atlas zum Handbuch der Petrefaktenkunde. Band I, Tab. 23, Tubingen.

SERİ (Series)	KAT (Stage)	SİMGELER (Symbols)	AÇIKLAMA (Explanation)	PALEONTOLOJİ (Paleontology)
MİYOSEN (MIOCENE)	ÜST (UPPER)		Oolitli kireçtaşı, kumtaşı, killi kireçtaşı, Oolitik kumtaşı, mactralı kireçtaşı. (Oolitic limestone, Sandstone Clayey limestone, Oolitic Sandstone, limestones with Mactra)	
			Kumlu kireçtaşı (Gastropodlu) Mactralı kumtaşı ve çakıltası (Sandy limestone with gastropoda Sandstone and conglomerate with Mactra)	<i>Hipparion mediteranium</i> HAUSEL <i>Hipparion mathewi</i> ABEL
			Çakıltası, kumtaşı, kilitaşı, miltası (Conglomerate, sandstone, claystone siltstone)	<i>Hipparion gracile</i> KAUP <i>Stenofiber Jaegeri</i> KAUP <i>Hyaena eximia</i> ROTH & WAGNER <i>Sparus affauratus</i> LINNE <i>Sparus cinctus</i> AGASSIZ <i>Diplodus</i> sp <i>Phoca</i> sp <i>Planorbis</i> sp <i>Unio</i> sp
			Kumtaşı, kilitaşı, marn (Sandstone Claystone, marl)	<i>Anchitherium aurelianense</i> CUVIER <i>Listriodan splendens</i> MEYER
MİYOSEN (MIOCENE)	ORTA (MIDDLE)		Kumtaşı, çakıltası, kum (Sandstone, conglomerate, sand)	

Sekil 2: Bayraktepe yöresinin genelleştirilmiş dikine kesidi (ölçeksiz).

Figure 2: Generalized columnar section of the Bayraktepe area (Not to scale).

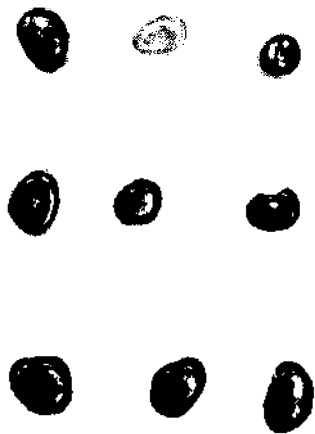
- Tekkaya, İ» 1974, Çanakkale güneydoğusundaki Bayraktepe omurgalı faunası hakkında Ön bildiri. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, sayı 81, sayfa 191-194.
- Tobien, H., 1968, Typen und Genese tetiärer Säugerfagerstätten. Ene. Geol. Helv., 61, 2; 549-575, 2 Abb., Basel.
- Uhlig, V., 1968, Beiträge zur Paläontologie und Geologie österreich-Ungarns und des Orients. Band 18, Wien.
- Ülkümen, N.B., 1960, Trakya ve Çanakkale mıntıklarında bulunan Neojen Balıklı formasyonları hakkında. İst. Üniv. Fen Fak. Monografileri, sayı 16, İstanbul.
- Ünay, E., 1976, Çanakkale bölgesinde bulunan Stenofiber jaegeri Kaup (Rodentia, Mamalia) kalıntıları. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, sayı 86, sayfa 93-98, Ankara.
- Wurmbach, H., 1968, Lehrbuch der Zooloji, Band 11, Stuttgart.
- Zbyszewski, G., Momtmho, F., 1950, Os peixes miocenicos Portugueses. Com. Serv. Geol. Portugal, 31, 309-412, 13 pis.
- Zittel, K.A.V., 1923-24, Grundzüge der Paläontologie. 2. Abteilung. Vertebrata. Mtinchen.

LEVHA I

- Şekil 1: Sparus aff. auratus LİNNE. Oval (Subeliptik) ve yarı küremsi (Hemisferik) molar dişler.
- Şekil 2: Sparus cinetus AGASSIZ. a, b, c, d: Oval ve yarı küremsi yan (Lateral) dişler, e: Yan konik diş.
- Şekil 3: Biplodus sp. a, b, c, d: Oval ve yarı küremsi molar dişler, t, h, i: ön yan dişler.
- Şekil 4: Diplodus sp. a, b, c, d, e, f, h, i, : Aşınma yüzeyli oval molar dişler, j, k: Orta yan konik dişler.

PLATE I

- Figure 1: Sparus aff. auratus LİNNE. Subelliptical and hemispheric molar teeth.
- Figure 2: Spams cinctug AGASSIZ. a, b, c, d : Subelliptical and hemispheric lateral teeth, e: Lateral conical tooth.
- Figure 3: Biplodus sp. a, b, c, d: Subelliptical and hemispheric molar teeth, f, h, i: Antero-lateral teeth.
- Figure 4: Diplodus sp. a, b, c, d, e, f, h, i: Subelliptical molar teeth oclusal. j, k: Media-lateral conical teeth.



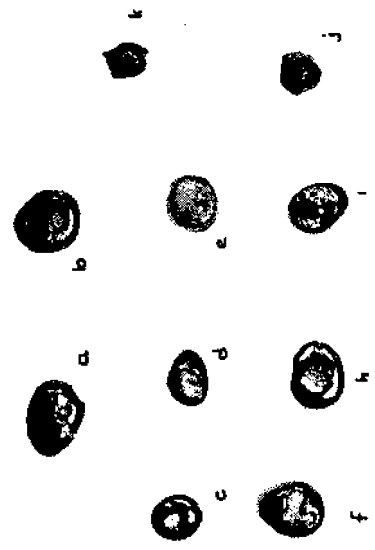
1



2



3



4

1920 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42 43 44 45 46 47 48 49 50 51 52 53 54 55 56 57 58 59 60 61 62 63 64 65 66 67 68 69 70 71 72 73 74 75 76 77 78 79 80 81 82 83 84 85 86 87 88 89 90 91 92 93 94 95 96 97 98 99 100

1920 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42 43 44 45 46 47 48 49 50 51 52 53 54 55 56 57 58 59 60 61 62 63 64 65 66 67 68 69 70 71 72 73 74 75 76 77 78 79 80 81 82 83 84 85 86 87 88 89 90 91 92 93 94 95 96 97 98 99 100

1920 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42 43 44 45 46 47 48 49 50 51 52 53 54 55 56 57 58 59 60 61 62 63 64 65 66 67 68 69 70 71 72 73 74 75 76 77 78 79 80 81 82 83 84 85 86 87 88 89 90 91 92 93 94 95 96 97 98 99 100

1920 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42 43 44 45 46 47 48 49 50 51 52 53 54 55 56 57 58 59 60 61 62 63 64 65 66 67 68 69 70 71 72 73 74 75 76 77 78 79 80 81 82 83 84 85 86 87 88 89 90 91 92 93 94 95 96 97 98 99 100

Inarticulate Brachiopods from Cambro - Ordovician Formations in the Western Taurus (Turkey)

Batı Toroslar'daki (Türkiye Kambro-Ordovisiyen Formasyonlarında Mentşesiz Brachiopoda'lar

G. TERMIER, *Universite Paris VI, Laboratoire de Geologie Structurale*
O. MONOD, *Universite Paris - Sud, Laboratoire de Geologie Historique*

ABSTRACT: Stratigraphical positions of *Cranioireta* n. gen., *Schizotretoides* n. gen., *Conotreta* sp., *Schizotreta* sp. from Lower Ordovician and Middle Cambrian Strata of Western Taurus are discussed and their paleontological descriptions are presented.

ÖZ: Batı Torosların Alt Ordovisiyen ve Orta Kambriyen tabakalarındaki *Cranioireta* n. gen., *Schizotretoides* n. gen., *Conotreta* sp., *Schizotreta* sp.'nin Stratigrafik konumu tartışılmış ve paleontolojik tanımlamaları verilmiştir.

INTRODUCTION

Middle Cambrian Carbonates and Lower Ordovician shales are known from the region of Seydişehir (Monod, 1967; Dean and Monod, 1970; Haude, 1972) (Fig. 1) where they underlie the thick Mesozoic series of the Western Taurus (Brunn et al, 1971).

STRATIGRAPHY*

Two formations have been defined:

Çaltepe Formation

The Çaltepe Carbonates consist of coarse-grained dolomites and dark limestones with *Protoleridae* of Uppermost Lower Cambrian age followed by richly fossiliferous bioclastic limestones with Trilobites (*Paradoxides*, *Corynexochus*, *Solenopleuropsis*), and ends with a key-horizon of red nodular limestone containing the same fauna but also *Conocoryphe*, and *Peronopsis* (Middle Cambrian), for a total thickness of about 120 m.

Seydişehir Formation

Above the carbonatic sequence the Seydişehir shales consist of a Lower member (yellow shales, 50 m) containing rare *Paradoxides* (Middle Cambrian), followed in apparent continuity by shales and sandstones (more than 1000 m) which yielded rich assemblages of Lower Ordovician Trilobites in the upper half of the formation (*Neseuretus*, *Colpocoryphe*, *Thaichungshania*, *Geragnostus*, -Arenig). In the Lower half of the shales, a careful search for fauna of possible Upper Cambrian age has disclosed instead new occurrences of Lower Ordovician fauna in small limestones lenses which also contained rich assemblage of Inarticulate Brachiopods, which are described below.

Position of the samples (Fig 1, 2)

a) **Yavşanlı Tepe Fauna (C 800)**, North of the town of Seydişehir, one mile WSW from Çal Tepe, a small height in the Seydişehir shales is named Yavşanlı Tepe on the topographic sheet N 27 bl (1/25000). Immediately close to that point, several carbonatic lenses may be seen protruding from the dark shales with a clear NNE trend. Each

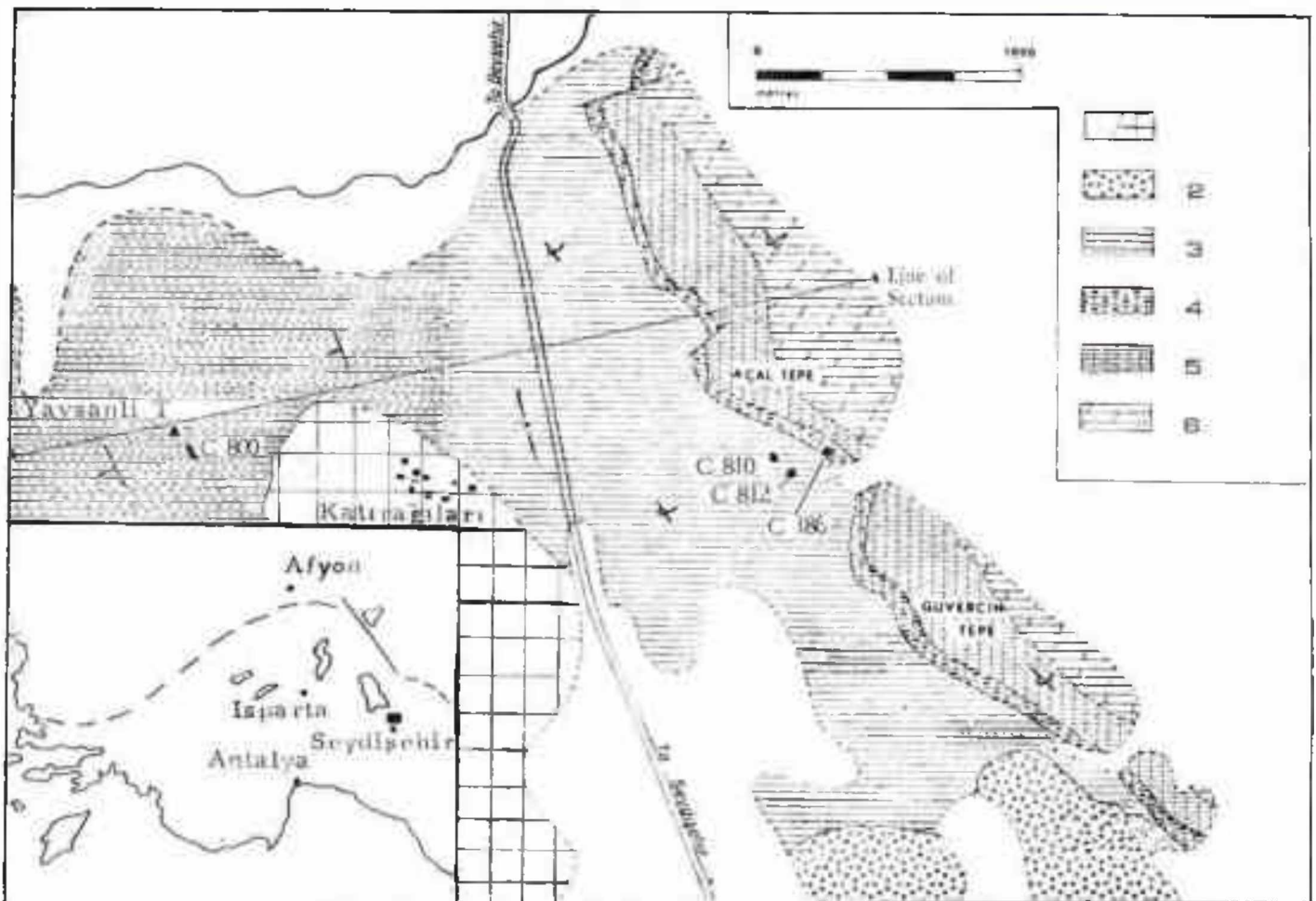


Figure 1: Geological sketch map of surroundings Çal Tepe and sample locations.

Lithology : 1 — Recent deposits and travertine. 2 — Young neogene conglomerate 3 — Seydişehir shale (Lower Ordovician). 4 — Çal Tepe red nodular limestones (Middle Cambrian). 5 — Çal tepe black Limestones (Middle to Lower Cambrian). 6 — Dolomites (Lower Cambrian).

Şekil 1: Çal Tepe dolayının şematik jeoloji haritası ve örnekleme yerleri

Litoloji : 1 — Genç çökeller ve travertenler 2 — Genç neojen çakılları, 3 — Seydişehir seyli (Alt Ordovisiyen). 4 — Çal Tepe kırmızı kireçtaşları (Orta Kambriyen). 5 — Çal Tepe kara kireçtaşları (Orta ve Alt Kambriyen). 6 — Dolomitler (Alt Kambriyen).

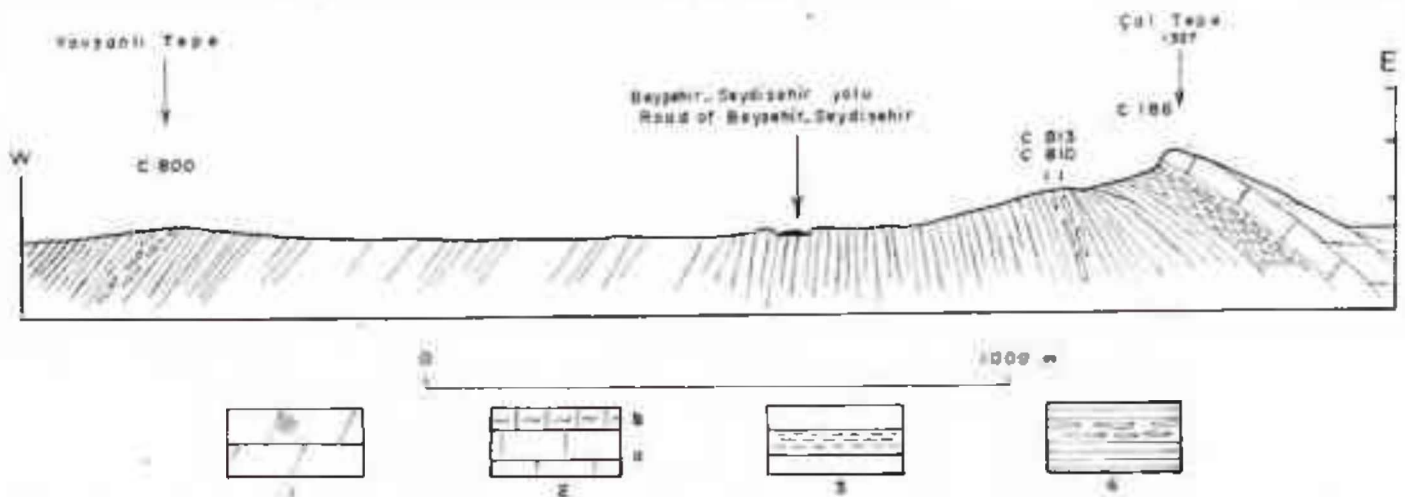


Figure 2: Schematic section from Çal Tepe to Yavşanlı Tepe.

Lithology : 1 — Dolomite (Lower Cambrian). 2 — Çal Tepe Carbonates: a) Black Limestone, b) Red nodular Limestone (Middle Cambrian). 3 — Yellow shale (Middle Cambrian). 4 — Seydişehir shale, with carbonatic lenses (Lower Ordovician).

Şekil 2: Çal Tepe'den Yavşanlı Tepe'ye sematik kesit.

Litoloji : 1 — Dolomit (Alt Kambriyen). 2 — Çal Tepe Karbonatları: a) Kuru kireçtaşı, b) Kırmızı nodüler kireçtaşı (Orta Kambriyen). 3 — Sarı şeyl (Orta Kambriyen). 4 — Seydişehir şeyli, karbonatlı mercekli (Alt Ordovisiyen).

lens is about 0.5 to 1 meter thick and several meters long, and consists of bioclastic limestones with numerous fragments of Trilobites, among which Dean (1971) has identified:

Euloma (*Lateuloma*) of. *laticeps*
Nileus sp.

which indicate a Lower Ordovician age for the lenses. To this fauna are associated some *Conotreta* sp. described there after (C 800, Pl 3).

b) **Fauna C 810 and C 812 (Western slope of Çal Tepe).** Green and red shales are found on the western slope of Çal Tepe, half way to the top, which contain several red carbonatic lenses of nodular fabric, very similar to the red nodular facies of the Çal Tepe limestones; for that reason they were, considered as Middle Cambrian in age up to now. Some of the lenses are well exposed in the Pass between Çal Tepe and Güvercin Tepe (Figure 1). Although extremely poor in Trilobitic remains, repeated sampling has yielded some badly preserved fragments of probable *Euloma*, which exclude a Cambrian age, and allow a Lower Ordovician age for these lenses. Associated with the Trilobites, some *Schizotretoides* are described below (C 810 and C 812, plates 2 and 4).

c. **Upper Çal Tepe Fauna (C 186).** Within the key-horizon of red nodular limestones which end the Çal Tepe formation, a small and quite distinct Brachiopod fauna was found (C 186, Pl 1). It is associated with typical Middle Cambrian Trilobites (Dean and Monod, 1970).

DISCUSSION

In spite of the lack Conodonts in the samples that were examined, the Trilobite fragments and the small Brachiopod fauna allow a biostratigraphical scale in the lower half of the Seydişehir shales formation and show more precisely the probable emplacement of the limit between Cambrian and Ordovician systems (Fig. 3); The existence of Upper Camb-

rian strata on the Çal Tepe Typesection becomes highly improbable, since only 100 meters of shales separate the highest Middle Cambrian fauna (Yellow shales) from the lowest Ordovician lenses (C 812). However, Özgül and Gedik (1973) have described some Conodonts from the Seydişehir shales of Egiste-Hadim (50 km SE from Seydişehir), which bear close resemblance to some Upper Cambrian American genera.

More generally, the problem of the limit between Ordovician and Cambrian formations in the Western Taurus is remarkably similar to what is known in western Mediterranean countries (South of France, Spain, Sardinia, Morocco; see Boyer and Guiraud, 1964; Capera et al, 1975; Arthaud, 1970; Matte, 1969; Destombes et al, 1969) where Upper Cambrian strata are always missing (one exception, Colchen, 1967). The facies of Cambrian and Ordovician formations also appear surprisingly similar to the Çal Tepe Limestones and Seydişehir Shales especially in the Montagne Noire in Southern France (see Courtessole, 1973) and the Trilobitic faunas are identical (Dean, 1975). Such well defined comparisons certainly mean that the problem of the Cambro-Ordovician limit is not restricted to the Western Taurus but should on the contrary be examined all the Mediterranean countries.

PALEONTOLOGY*

Gastrocaulid rests extracted from Çal Tepe and Seydişehir Cambro-Ordovician formations do not exceed 1 mm in their widest diameter. Only scanning test electronmicrography is able to display their structure, the primitive test having likely been phosphated from the beginning.

The valval complexity of Acrotacea and Siphonotretacea was recognized by Biernat and Williams (1970); Poulsen (1971): they distinguished an apical (neanic) protogulum, the fabric of which is a pit pattern, from the adult shell, smooth and ornamented only by

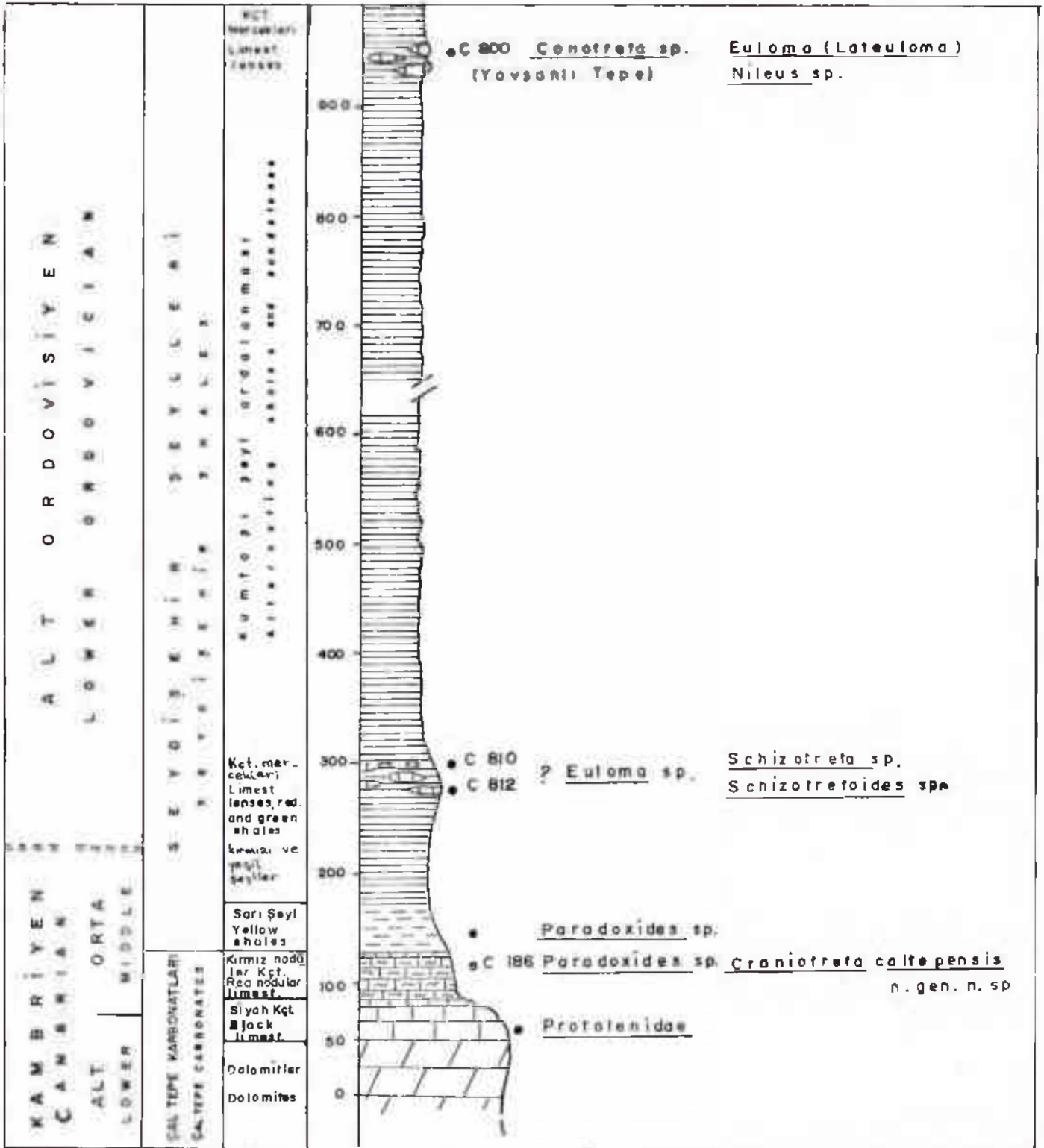


Figure 3: Stratigraphical succession of the Cambro-Ordovician formations in the region of Seydişehir and relative position of the samples.

Şekil 3: Seydişehir bölgesindeki Kambro-ordovisiyen oluşuklarının stratigrafi istifi ve örneklerin görelî konumu.

growth lines. Many of these Brachiopods might have belonged to algafastened microfauna (Rowell and Krause, 1973).

Acrotretida test-fabric

Cambrian and Ordovician Acrotretides display a primitive pattern from which seem to originate the many secondary Craniacean types (cf. Williams and Wright, 1970). Poulsen (1971) describes the pedicle valve of Tremadocian Acrotretacea from Norway as having inner phosphatic layers, forming parallel bands connected by pillars, which are the phosphatic moulds of caeca (punctae) crossing organic interlayer bands. The outer layer should be a periostracum wrapping alterned organic (chitine+proteine) and phosphatic layers of hollow tubes, rectangular in crosssection, secreted by epithelial cells,

Among the material here described, and ultrastructure of parallel bands connected by caecal tubes is displayed in a Middle-Cambrian Siphonotretid, *Craniotreta* nov. gen. (C 186 and in a Lower Ordovician Acrotretid, *Conotreta* (800). It is the pattern shown by photonic microscope in the very thin shell of *Glyptacrothele courtesolei* Termier and Termier (1974), where a single fibro-phosphatic interlayer is crossed by caeca. Just as in *Acrotreta socialis* v. Seebach (cf. Poulsen, 1971) in which the thick shell includes several fibrous interlayers of the same kind.

Ultrastructure and protegulum fabric in Acrotretids..

Acrotretidprotegulum (probably for the whole group), preserved on the umbo of the adult shell, is characterized by its honeycomb pattern, quoted by Biernat and Williams (1970) in a lot of genera (*Angulotreta*, *Apsotreta*, *Conotreta*, *Ephippelasma*, *Linnarssonella*, *Myotreta*, *Prototreta*, *Rhysotreta*, *Scaphelasma*, *Torynelasma*). Among Acrothelids, *Cartiella* displays a similar pattern (but not Acrothele). For the authors, an external vesicular periostracum covered the larval shell, the vesiculae of which allowed buoyancy and facilitated current-disperssion during the protegular phase. Craniids do not display such a protegular ornamentation, but a similarity does exist with the polygonal areas around caeca of the *Crania* myotst (Williams and Wright, 1970).

In brachial and pedicle Acrotretid valves studied, the protegulum is frequently preserved.

Superfamily Siphonotretacea Kutorga 1848

After Rowell (1965), Craniids are characterized by o punctuated calcareous shell, often fastened by their flattened ventral valve lacking and pedicle. A single exception (concerning the chemical composition) is the Ordovician *Eoconulus* Cooper, 1956 (Monotypic family *Eoconulidae*, Rowell, 1965) of which the shell is phosphatic.

The hereunder described genus has an Acrotretid fabric. The most plausible interpretation is for a Siphonotretacea. The general characters underline the similarities of the superfamily with Craniids, as suggested by Chuang (1968, 1971).

Genus *Craniotreta* nov. gen.

Type-species: *Craniotreta caltepensis* nov. gen., nov. sp.

Upper part of Çal-Tepe formation (Middle Cambrian with *Paradoxides*). Acrotretid test.fabric. Conic brachial valve with 3 inner cornet-shaped organs, two symmetric ones being possibly adductor muscles scars, the third, in the symmetry plane, either a "siphonal tube" or a diductor muscle scar. Flattened pedicle valve with two folds.

Craniotreta Caltepensis nov. gen., nov. sp.

(Pl. 1, fig. 1-5; Fig. 4)

Cone-shaped shell with slightly anterior apex and some radial ridges. The shape is quite near an Acrotretid pedicle or a Craniid brachial valve (the Craniids pedicle valve having lost a part of its features by welding).

Inner features (SEM). Smooth periphery, lining around center an inner layer which forms an interior convex area displaying radial (pennate) canals (sinuses) issued from two symmetric arcuate vascula media. Behind are three cornet-shaped processus: the smaller, hinder, apical and in the symmetry plane; the other two, larger are symmetric. The "cornets" fabric is Acrotretid with parallel bands connected by caecal pillars. We think that these cornet-shaped organs square with abraded myotest.

Such an arrangement strides up to Craniids. While muscle scars in *Kayserlingia* are lateral, the two symmetric cornets are quite similar in position to the mighty posterior adductors in *Crania*. The anterior convex plated area, with a main canal (formed by the two vascula media) from which radial canals set off, looks much like a Craniid brachial valve (Fig 4). The third "cornet", apical and smaller,

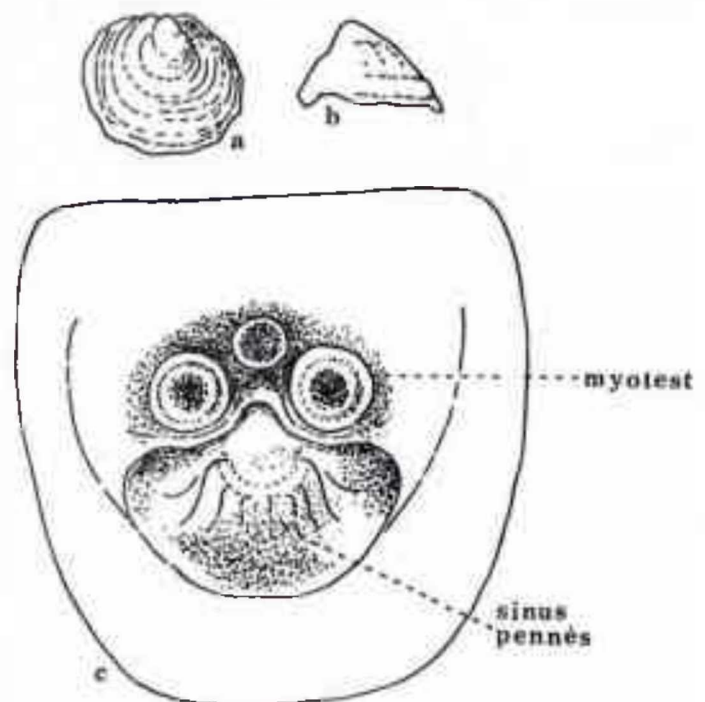


Figure 4: *Craniotreta caltepensis*, nov. gen., nov. sp. Brachial valve. a) Dorsal view, b) Profile, c) Detail from the internal face.

Sekil 4: *Craniotreta caltepensis*, nov. gen., nov. sp. Brakyal valv. a) Dorsal görünüş, b) Profil, c) İç yüzden ayrıntı.

included within the myophone plate, is more difficult to interpret. In Craniids, the ventral valve welded to the substratum has lost any pedicular, foraminal or apical structures; the conical valve of *Craniotreta* is parallel to the Craniid brachial valve.

Chuang (1971) compared the perforate Siphonotretid valve of *Schizambon australis* Ulrich and Cooper (Tremadocian) with a *Crania* brachial valve: the perforation would not be a pedicle pass but the mark of a siphonal inner tube. The author applied such an interpretation to *Conotreta* and *Keyserlingia*. Chuang siphonal tube would connect the pallial cavity recess (opened in front of lophophore arms in *Crania*) with outside; it would open directly outside in *Schizambon*. Such a hypothesis is heavily questioned by Rowell (1977).

Paralleling inner "cornets" of *Craniotreta* with "brachial" (fide Chuang) myotest of *Schizambon typicalis* Walcott would lead to interpretation of the apical "cornet" of *Craniotreta* as a siphonal tube.

Flattened ventral (?) valve.— In the same stratum (C 186) a flattened valve bearing two radial ribs issued from posterior edge might be the fastened (ventral?) valve of *Craniotreta*. The outer fabric (pl. 1, fig. 3, 4, 5,) displays a large honeycomb posterior area, similar to the Acrotretid protegulum surface. The anterior adult shell surface is granulo-thorny.

COMPARISONS

Eoconulus Cooper, 1956 seems to have an inner structure very similar to that of *Craniotreta*, but its shell is imperforated, without caecal pillars. Yet *Eoconulus* sp. from Nevada Ordovician (Rowell and Krause, 1973, p. 799, pl. 1, fig. 16) has a phosphatic fastened pedicle valve and mighty cardinal (postero-lateral) muscle scars, framing a hump "resembling some acrotretid apical process" but without any inner foramen.

The pedicle valve of the Upper Cambrian *Angulotreta* Palmer (in Bell and Ellisonwood, 1962) is interiorly similar: an apical process with an inner pedicular hole, opening into a collar, and apical posterolateral or slightly anterior pits. This genus has a pseudointerarea.

Among Craniids and illustrated in Russian Cambrian and Ordovician by Goriatsky (1969), brachial valves of *Philhedra* and *Orthisocrania* present some similarity to those of *Craniotreta*.

Whatever the chosen interpretation, *Craniotreta* is a typical Acrotretid but with a muscle insertion of *Crania* type. So it is probably quite near the origin of this huge group. Acrotretid ultrastructure of organs attributed to myotest might even survive in that of *Crania* myotest.

Superfamily Acrotretacea
Family Acrotretidae Schuchert 1893
Genus *Conotreta* Walcott 1889

Genotypus: *Geinelizina rutili* Hall

Stratigraphical repartition: Ordovician.

Conotreta sp.
(fig. 5; pl. 3, fig. 1-3; pl. 4, fig. 1)

cf. 1971. Acrotretacean Brachiopod (unnamed) Poulsen.

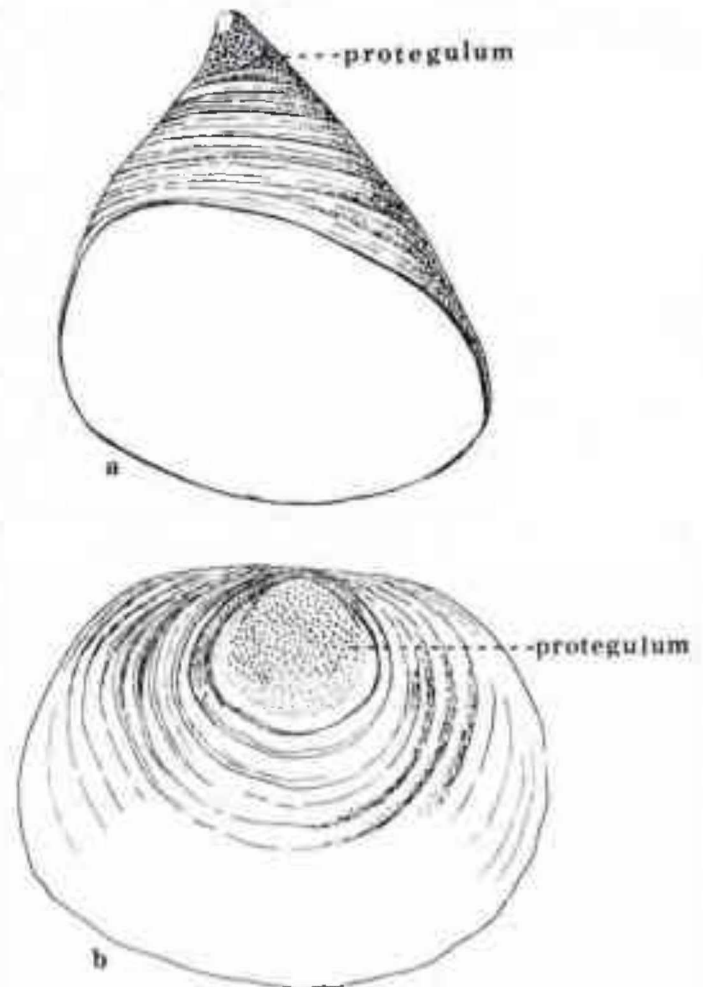


Figure 5: *Conotreta* sp. a) Pedoncular valve, b) Brachial valve.

Sekil 5: *Conotreta* sp. a) Pedonküler valv. b) Brakyal valv.

Ceratopyge and *Ampyx* limestones (Upper Tremadocian) of Oslo region.

Larval pedicle valve of 0.5 mm diameter, 0.5 mm height, including a 0.07 mm Acrotretid protegulum, similar to that of *C. depressa* Cooper illustrated by Biernat and Williams (1970), i.e. of vacuolar type. The pits achieve a 2-3 mm diameter, set apart by variegated crystalline tracts. The shape is high conical, with subcentral mucronated umbo, perforated by a subcircular foramen; there are inner streaked by caecal pillars. (pl. 4 fig. 1). All features similar to the upper part of the pedicle valve of same size studied by Poulsen (1971). The adult shell is ornamented by similar smooth ribbons, and a light constriction marks the passage from the protegulum to the adult.

The brachial valve is unknown in the Norwegian specimen. In Turkey, a subcircular brachial valve, with a submarginal honeycomb protegulum, *Schizotreta*-shaped, has been observed.

C 800; part of Seydişehir shales; Yavşanlı Fauna (Lower Ordovician).

Genus *Schizotretoides* nov. gen.

Generotypus: *Schizotretoides tauricus* nov. gen. nov. sp. Lower Ordovician.

Genus similar to *schizotreta* but with a acrotretid honeycomb fabric of the protegulum.

Schizotretoides tauricus nov. gen., nov. sp.

(pl. 2, fig. 3-6.)

Derivatio nominis: *tauricus*, from Taurus Range, South Turkey.

Stratum typicum: C 812, base of Seydisehir shales.

Diagnosis: Pedicle and brachial valve with punctured protegula.

The pedicle valve is 0.64 mm long and 0.43 wide. A fragmentary brachial valve is 0.8 mm wide. The shell of oval shape is very similar to *Schizotreta corrugata* but pitted. The position of the protegulum, in the two valves, is backward but not marginal.

Schizotretoides sp.

(pl. 4, fig. 2-5).

This specimen comes from C 810 level, quite near C 812. The brachial valve is very similar to *Sch. tauricus* but with a submarginal protegulum. The pedicle valve is wider than its length: 0.57 mm width, 0.47 mm length. The subcircular foramen is not submarginal but opens in the posterior 1/5. Acrotretid protegulum in the two valves.

Superfamily Discinacea Gray 1840

Family Discinidae Gray 1840

Genus *Schizotreta* Kutorga 1848

Generotypus: *Orbicula elliptica* Kutorga 1846-Middle Ordovician.

Repartition: Ordovician-Silurian.

This genus is distinguishable from *Acrothela* by the lack of "pseudointerarea" and by its smooth protegulum near the posterior edge of the brachial valve. The pedicular foramen, situated at the umbonal top, is described as possessing an inner posterior ridge, which places the genus in the Discinids, near *Orbiculodea*.

The only character distinguishing *Schizotretoides* from *Schizotreta* is the protegular-fabric, which is also the only one to set apart primitive Discinids from Acrotretids. An affiliation between the two groups can be envisaged at that level.

Schizotreta sp.

(pl. 2, fig. 1-2)

Ech. Marcoux F 131-1 (Upper Llandovery-Wenlock), Japan Dere Shales Kemer (Antalya)

A tiny brachial valve, 0.5 mm long, 0.6 mm wide. Smooth submarginal protegulum, cardinal edge subrectilinear. The remainder shell is circular-shaped. The smooth protegulum

shape and position are identical to the pitted one of *Schizotretoides*.

The adult shell is ornamented by thick growth lamellae between which 6-3 thinner lamellae are observed. At the shell edge a fretwork is perceptible.

BIOSTRATIGRAPHY

The relative stratigraphic position of the described fossils is the following:

	C 800 — <i>Conotreta</i> sp.
Seydisehir shales	C 810 — <i>Schizotretoides</i> sp.
(Lower Ordovician)	C 812 — <i>Schizotretoides tauricus</i> nov. gen., nov. sp.
Çaltepe formation	
(upper part)	
(Middle Cambrian)	C 186 — <i>Craniotreta çaltepen-</i> <i>sis</i> nov. gen., nov. sp.

A systematic quest in the different Cambro-ordovician levels would allow a valuable scale through tiny Gastrocaules.

The extension of faunas throughout Middle Cambrian and Lower Ordovician suggests a comparison with the more complete series of North Russian Lower Cambrian-Middle Ordovician described by Goriansky (1960). At present the Turkish fauna has not given Lower Cambrian genera: *Conotreta* is present in Russian Llandoveryian and Llandeillian, *Schizotreta* in Caradocian.

Conotreta sp. is an Upper Tremadocian form of Norway (Poulsen, 1971). *Schizotreta*, with a smooth protegulum, appears in American Middle Ordovician.

Reflections on Evolution and systematic position of studied Gastrocaules.

The material studied here is not abundant enough to solve some important problems such as valve orientation in Siphonotretids, Acrotretids. Yet *Craniotreta* suggests that Craniids evolved from Siphonotretids; and *Schizotretoides* Discinids from Acrotretids. In Craniids, 1) a phosphatic composition passed to a carbonaceous one; 2) the Pedicle valve has lost any pedicle and regressed.

The caecal (pillar)-fabric of *Craniotreta* myotest subsists, modified into caecal ultrastructure of Craniid and Discinid myotest.

Protegular and myotest-fabric are but avatars of the general cuticular-type of the Gastrocaule shell. In *Conotreta* and *Schizotretoides*, the large protegular pedicle foramen points out that even in its neanic age the shell was fastened, which is against the Biernat and Williams (1970) hypothesis owing to which the honeycomb-fabric would act as a buoyancy organ. Alternately, we think that the external protegular cuticle was crassed by several sensorial endings similar to the well-known tactile setae of the anterior edge of recent *Limula*.

DEĞİNİLEN BELGELER

REFERENCES :

- Arthaud, F., 1970, Etude tectonique et microtectonique comparée de domaines hercytiens: les nappes de la Montagne Noire (France) et l'Anticlinorium d'Iglesiente (Sardaigne): Pub. Univ. Sc. et Techn. du Languedoc (USTELA), Serie Geoh. Struct. No. 1, 175 p.
- Bell, W.C. and Ellinwood, H.L., 1962, Upper Franconian and Lower Trempealeuan Cambrian Trilobites and Brachiopods, Wilberns Formation, Central Texas: Journ. of Pal., 35, 385-423, pl. 51-64.
- Biernat, G., and Williams, A., 1970, Ultrastructure of the protogulum of some Acrotretid Brachiopods: Palaeontology, 13, 491-502, pl. 98-101.
- Boyer, F. and Guiraud, R., 1964, Observations nouvelles sur le passage du Cambrien à l'Ordovicien dans la Montagne Noire: Bull. Soc. Géol. France., 7, 515-522.
- Brunn, J.H. Dumont, J.F., Graclansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J., Monod, O., and Poisson, A., 1971, Outline of the geology of the Western Taurids: in Geology and History of Turkey; Campbell, A.S., ed., Petr. Expl. Soc. of Libya, 225-255.
- Caperon, I.C., Courtessele, R., and Pillet, J., 1975, Biostratigraphie de l'Ordovicien inférieur de la Montagne (France), Tremadocien Inférieur: Bull. Soc. Hist. Nat. de Toulouse, 3, 3-4.
- Chuang, S.H., 1968, The larvae of a discinid (Inarticulate Brachiopoda): Biol. Bull., 135, 263-272.
- Chuang, S.H., 1971, New Interpretation of the Interpretation of the morphology of *Schizambon australis* Ulrich and Cooper (Ordovicien Siphonotretid Inarticulate Brachiopod): Journ. of Pal., 45, 824-832.
- Colchen, M., 1967, Sur la présence de Cambrien supérieur à *Prochuangia* et *Chuangia* dans la Sierra de la Demanda, Espagne: C.R. Acad. Sc., 264, sér. D., 1687-1690.
- Cooper, G.A., 1956, Chasyan and related Brachiopods: Smiths. Misc. Coll. 127, publ. 4253, I. Text: 1024 p. II. 269 pl.
- Courtessele, R., 1973, Le Cambrien Moyen de la Montagne Noire: Imprimerie d'Oc. Toulouse, 248 p.
- Dean, W.T., 1971, The Trilobites of the Seydışehir Formation (Lower Ordovician): Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geology, 20, 1-24.
- Dean, W.T., and MONOD, O., 1970, The Lower Paleozoic stratigraphy of the Taurus, south of Beyşehir (Turkey): Brit. Mus. (Nat. Hist.) Bull. Geol., 19, 8, 411-426.
- Dean, W.T., 1975, Cambrian and Ordovician correlation and Trilobite distribution in Turkey: Fossils and strata, 4, 353-460.
- Destombes, J., Sougy, J., and Willefert, S., 1969, Revisions et découvertes paléontologiques (Brachiopodes, Trilobites, Graptolites) dans le Cambro-Ordovicien du Zemmour (Mauritanie septentrionale): Bull. Soc. Géol. France, 7, 938-946.
- Goriansky, V.U., 1969, Bezzamkovie Brachiopodi Kembriskikh i Ordoviskikh otlojeny Severo-Zapada Russkoi Platformy: Mat. Geol. Pol. Iskop. Severo-Zapada RSFSR, 6, 173 p.
- Haude, H., 1972, Stratigraphie und Tektonik des Südlichen Sultan Dng SW Anatolien: Zeit. Deutsch. Geologische Ges., 123, 411-423.
- Matte, P., 1969, La structure della virgation hercynienne de Galice (Espagne): Krav. Lab. Géol. Fac. Sc. de Grenoble, 44, 128 p.
- Monod, O., 1967, Présence d'une faune ordovicienne dans les Schistes de Seydışehir (Taurus Occidental): Bull. M.T.A., 69, 76-86.
- Özgül, N., and Gedik, I., 1973, New data on the stratigraphy and Conodont faunas of Çal Tepe Limestones and Seydışehir Formation, Lower Paleozoic of Central Taurus Range (in Turkish, abstract in English). Türkiye Jeol. Kur. Bül. 16, 2, 39-52.
- Poulsen, W., 1971, Notes on an Ordovician acrotretacean Brachiopod from the Oslo region: Bull. Soc. Geol. Denmark, 20, 265-178.
- Rowell, A.J., 1965, The genera of the Brachiopod superfamilies Obololacea and Siphonotretacea: Journ. of Pal., 36, 136-152, pl. 29-30.
- Rowell, A.J., 1977, Valve orientation and functional morphology of the the foramen of some siphonotretacean and acrotretacean Brachiopods: Lethaia, 10, 43-50.
- Rowell, A.J., and Krause, F.F., 1973, Habitat diversity in the Acrotretacea (Brachiopoda, Inarticulate): Journ. of Pal., 47, 791-800.
- Termier, G. and Termier, H., 1974, Les Brachiopodes Caobriens de la Montagne Noire (Sud de la France): Géologie Méditer., 1, 35-52.
- Williams, A., and Wright, A.D., 1970, Shell structure of the Graniacea and calcareous Inarticulate Brachiopoda sp.: Pal. Ass. London, 7, 51 p.

PLATE I

Craniotreta caltepens nov. gen. nov. sp. (C 186). Middle Cambrian,
 1--2: Brachial valve, inner view. 1x180; 2: detail of the three inner "cornets" displaying the Acrotretid fabric (x 600).
 3--5: Pedicle valve (fastened) incomplete, viewed by its external face. 3: x 140; 4: detail (x 300) in oblique view; 5: detailed protogulum displaying the honeycomb fabric (x 1000).

LEVHA I

Craniotreta caltepens nov. gen. nov. sp. (C 186). Orta Kambriyen
 1--2: Brakyal valv. iç görünüş. 1x180; 2: Akrotretid dokuyu oluşturan üç iç "kornet" in ayrıntısı (x 600).
 3--5: Dış yüzünden görünen, tamamlanmamış, pedikül valv. 3: x 140; 4: eğik bakışta ayrıntı (x 300); 5: Petek dokulu protogulum ayrıntısı (x 1000).

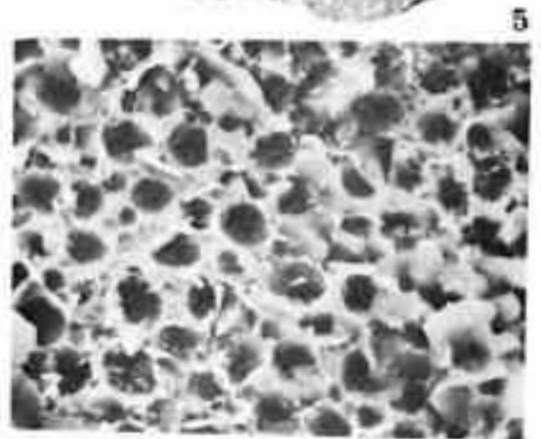
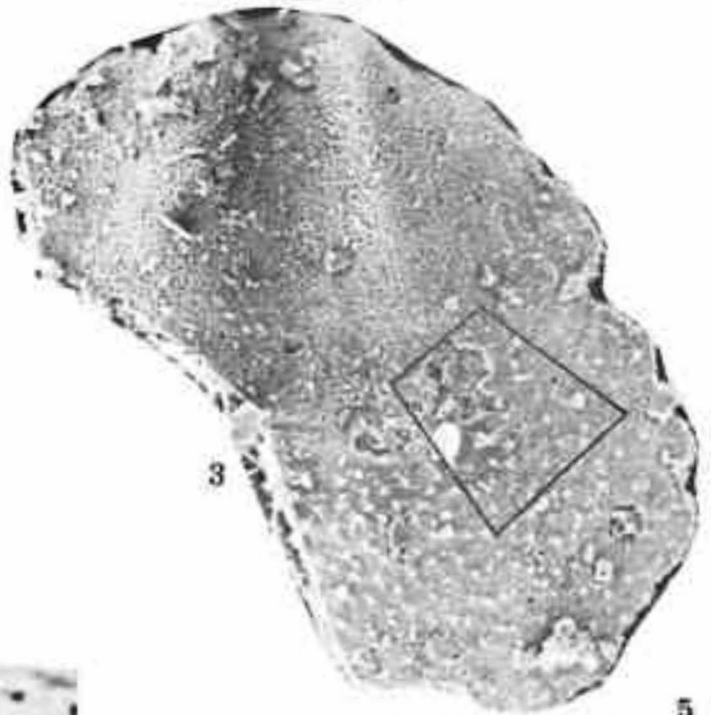


PLATE II

- 1—2: *Schizotreta* sp.: brachial valve (coll. Marcoux F 131.1), Llandovery. 1: x 160; 2: detail of the inner face displaying the edge fretwork (x 300).
- 3—6: *Schizotretoides tauricus* n. gen. n. sp. (C 812). Lower Ordovician. 3-4. pedicle valve: 3 x 150; 4: detail of the apical foramen 5.6. incomplete brachial valve: 5 x IPP; 6: detail of the pitted protegulum and of its boundary with the pitted adult smooth valve (x 1000).

LEVHA II

- 1—2: *Schizotreta* sp.: Brakyal valv (Kol. Marcoux F 131-1), Llandovery. 1: x 160; köşeli ağ oluşturan iç yüzeyin ayrıntısı: (x 300).
- 3—6: *Schizotretoides tauricus* n. gen. n. sp. (C 812) Alt Ordovisiyen.
- 3—4: Pedikül valv 3 x 150; 4: Apikal foramenin ayrıntısı.
- 5—6: Tamamlanmamış brakyal valv: 5 x IPP; 6: oyukluprotegulum ve az gelişmiş yumuşak valvli sınırının ayrıntısı (x 1000).

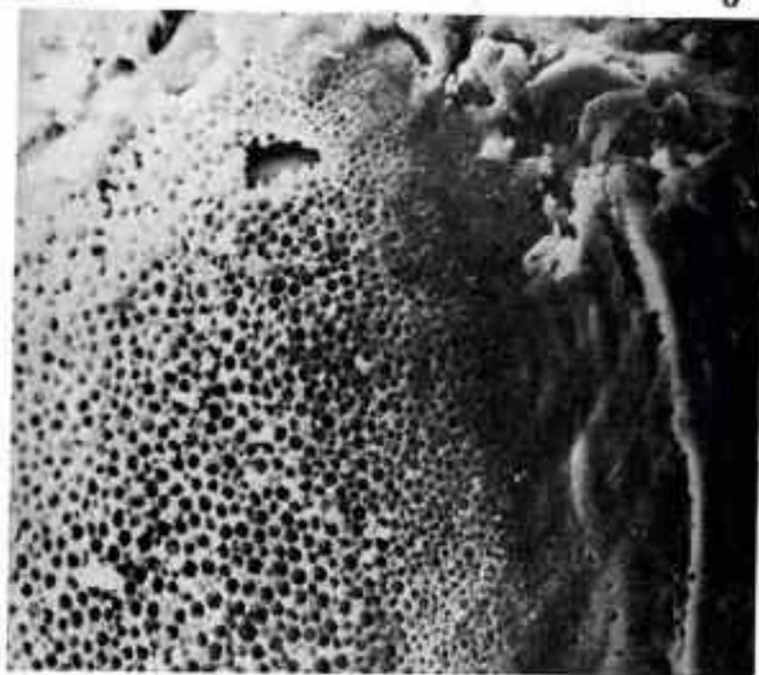
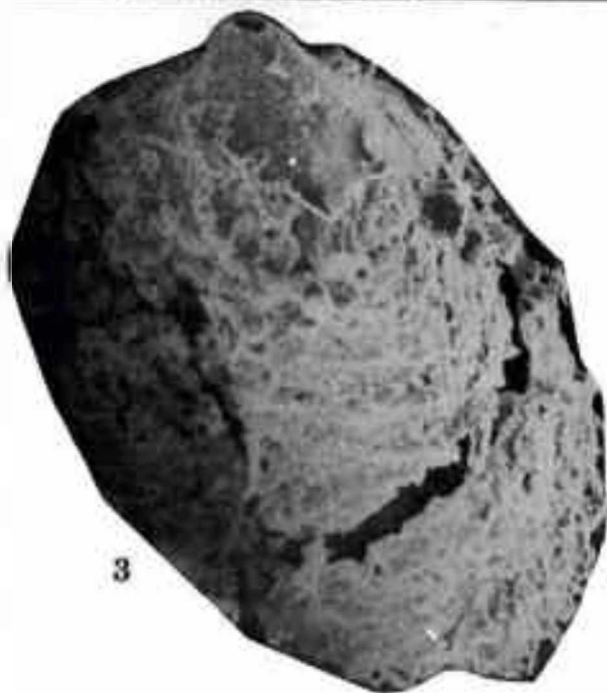
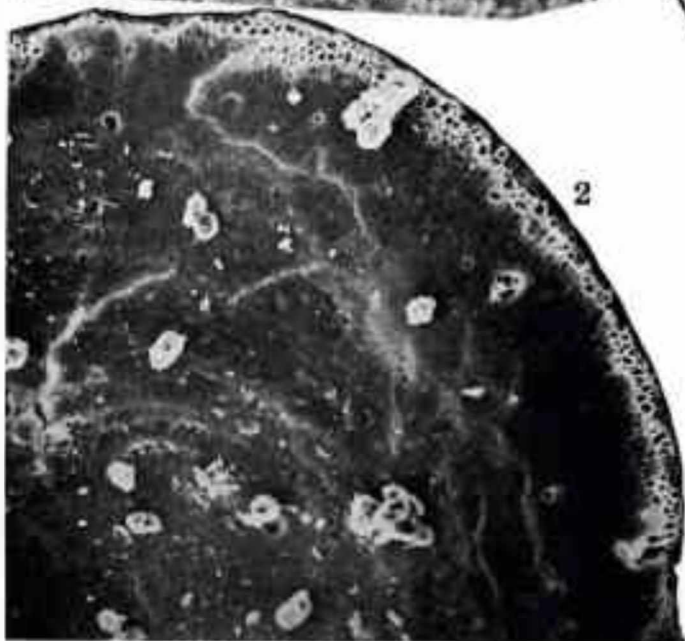
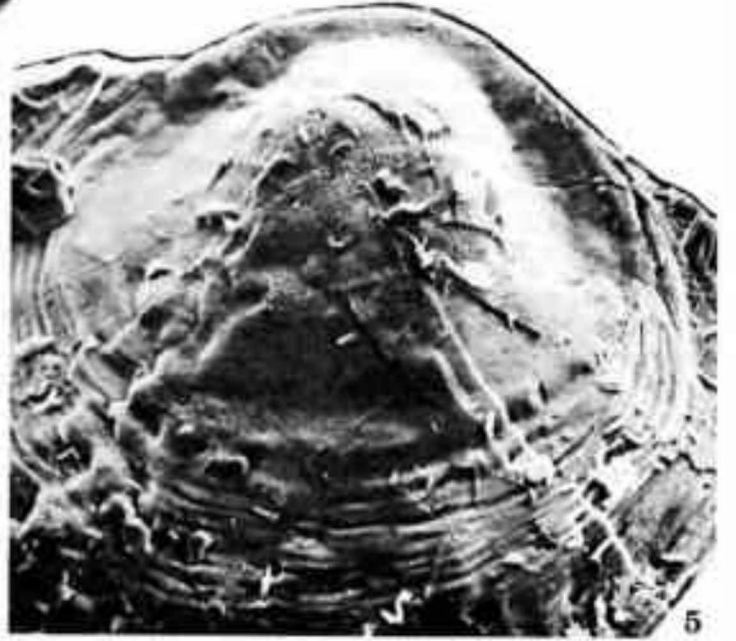


PLATE IV

- 1: Fabric (bands and caecal pillars) of the pedicle protegulum of *Conotreta* (x 1000). C 800 Cf. Pl. 3 fig. 1-5.
- 2—5: *Schizotretoides* sp. C 810 Lower Ordovician.
- 2—3: Conical pedicle valve displaying the apical foramen: 2 (x 160); 3: detail of the protegular fabric and of the foramen (x 1000); 4—5: flat brachial valve, lacking its anterior part; 4 (140); 5: detail of the protegulum and its boundary with smooth adult part of the valve.

LEVHA IV

- 1: *Conotreta* (x 1000) nın pedikül protegulumunun dokusu (bandlar ve pillarlar), C. 800. Cf. Lev. 3 Şek. 1-5
- 2—5: *Schizotretoides* sp. C 810 Alt Ordovisiyen.
- 2—3: Apikal foramenl andıran konik pedikül valvı; 2 (2 x 160); 3: protegular doku ve foramenin ayrıntısı (x 1000); 4—5: anteryor kesimi olmayan basık brakyal valv; 4 (140); 5: protegulum ve valvin yumuşak azgelmiş kesimli sınırının ayrıntısı.



Yassıpmar (Şarkışla) olistostromu^{r)}

Yassıpmar (Şarkışla) olisthostrome

ERGUN GÖKTEN *Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeolojü-Stratigrafi Kürsüsü, Ankara*

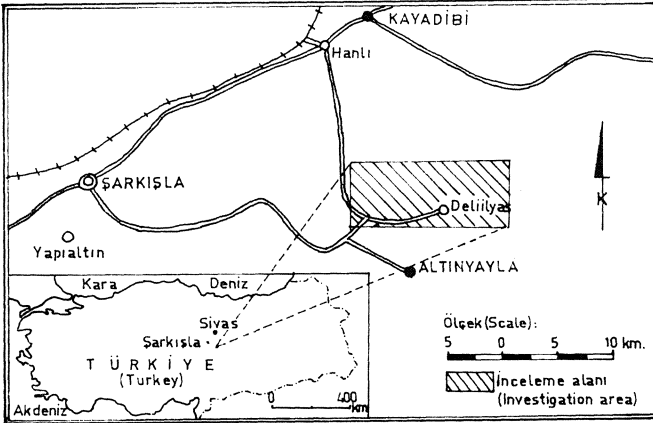
ÖZ: Şarkışla (Sivas) ilçesinin güneydoğusunda yer alan ofiyolitler melanj özellikli olup, alt Tersiyer filiş sedimantasyonu sırasında olistostrom biçiminde yerleşmişlerdir. Olistostrom yanıl devamlılığı 8,5 km izlenebilir durumda olup, ortalama 300 m kalınlık göstermektedir. Birim volkanik arakatgılı Alt Tersiyer filisinin üst düzeylerine yakın yer almaktadır. Filiş ile olistostromun alt dokanağında, filiş katmanlarında kayma ile ilgili biçim bozulmaları gözlenmiştir. Ayrıca olistostromun alt dokanağma yakın filiş katmanlarında kayma kıvrımları bulunmaktadır. Olistostromu oluşturan melanj içerisinde serpantiniter egemen durumdadırlar. Bunların yanısıra peridotit, diyabaz, tuf, de görülmekte, bunlardanbaşka da bir kaç dm den 0,25 km büyüklüğe kadar varan kireçtaşı olistolitleri yer almaktadır. Bu kireçtaşlardaki fosiller Üst Kretase yaşını vermektedirler. Olistostromun yerleşme yaşı da Orta-Üst Paleosendir.

ABSTRACT : The ophiolites having melange characteristic cropping out the southeast of Şarkışla (Sivas) town have emplaced as olisthostrome during the flysch sedimentation of Lower Tertiary. Olisthostrome which has the 300 m of thickness can be followed 8.5 km laterally. The olisthostrome lies near the top of the Lower Tertiary flysch which is interbedded volcanic materials. Deformations which is interested with slumping has been observed in the flysch beds at the lower contact between the olisthostrome and flysch. In addition, the slumping folds have been presented in the flysch beds near the lower contact of the olisthostrome. Serpantinites dominates in the ophiolitic melange, which constitutes the olisthostrome. It also consist of peridotit, diabase, tuff, radiolarite and limestone olistholites, which range size from a few dm to 0.25 km. The fossils in this limestone olistholites are of Upper Cretaceous age. The emplacement age of olisthostrome is of Middle-Upper Paleocene.

(*) T.B.T.A.K. VI. Bilim kongresinde sözlü bildiri olarak sunulmuştur.

GİRİŞ

İnceleme alanı Şarkışla (Sivas) ilçesinin güneydoğusunda yer almaktadır (şekil 1). önceki yayınlardan Yücel (1955)'in çalışmasında, inceleme alanımızdaki egemen durumlu serpantinitlerin bir antiklinal kanadı üzerinde yer almış olduklarından söz edilmiştir. İnceleme alanını kapsayan Lalın (1939) ve Blumenthal (1938)'in de değişik amaçlı çalışmaları bulunmaktadır.



Şekil 1: Buldum haritası.

Figure 1: Location map.

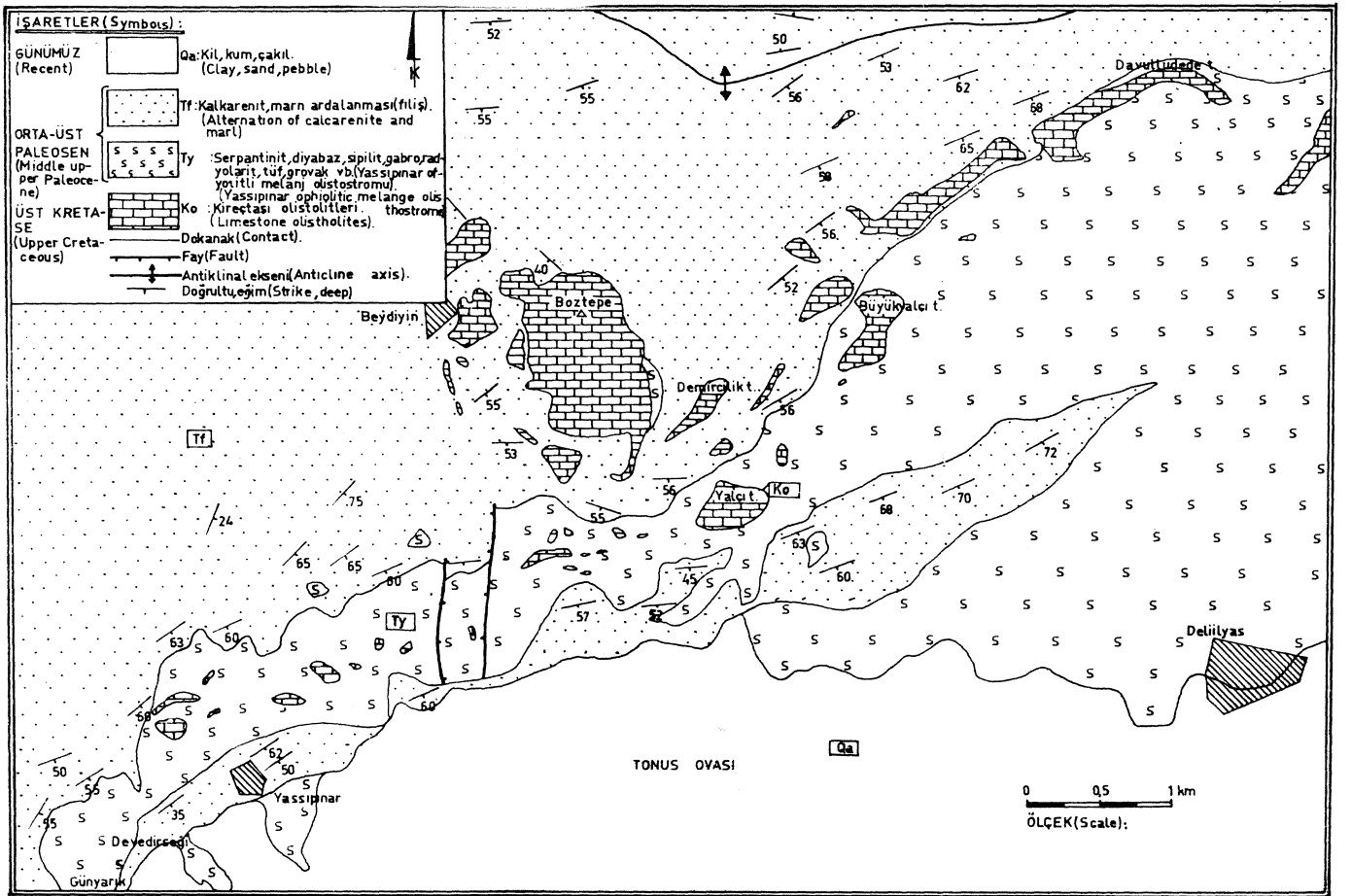
Ülkemizde özellikle Kuzey Anadolu dağları ve Toros dağları kesimlerinde, Üst Kretase ve Eosen içerisindeki ofiyolitik olistostrom ve alistolitlerin varlığına bir çok yazar tarafından değinilmiştir (Rigo de Righi ve Cortesini, 1964; Boccaletti ve diğerleri, 1966; Bortolotti ve Sagri, 1968; Sestini ve Canuti, 1968; Abbate ve diğerleri, 1970'den) (Artan ve Sestini, 1971). Bu yazıda da yöre ofiyolitlerinin yerleşme biçimlerinin açıklanması amaçlanmıştır, ayrıca da olistostromların en özgün özelliklerinden olan tavan ve taban dokanaklarının alt ve üstte yer alan aynı birime koşullu olgusuna, sahanın örnek bir yer oluşturduğu kanısına varılmıştır. Özellikleri tanıtılacak olan bu birim, Paleosen filiş çökelleri arasına yerleşmiş tipik bir ofiyolitik melanj olistostromudur.

YASSIPINAR OLİSTOSTROMU (Ty)

Birim, inceleme alanımızda Yassıpınar, Beydiğin ve Delilyas köyleri arasında kalan sahada izlenmekte, en belirgin şekilde de Yassıpınar köyü civarında görülmektedir. Bu nedenle de birime Yassıpınar Olistostromu adı verilmiştir. Ad, formasyon eşleniğidir.

Olistostromun Yapısal Düzeni ve Boyutları

Birim incelenen alanın batısında tek bir kayma levhası halindedir, (şekil 2). Yalçı tepe civarında iki ayrı kay-



Şekil 2: Yassıpınar yöresinin jeoloji haritası.

Figure 2: Geological map of the Yassıpınar region.

ma levhası halini alan olistostrom daha doğuda Deliilyas köyü civarında birleşerek yeniden, serpantinitleerin egemen olduğu tek bir levha şekline dönüşür. Birim Günyarık yöresinden Yalçı tepe güneyine kadar olan sahada, kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda ortalama 500 m genişliğinde ve 5,5 km uzunluğunda izlenir. Bu kısımda olistostromun gerçek kalınlığı da 300 m dolayındadır (şekil 3). Yalçı tepeden sonra iki ayrı kayma levhası halini alan birim 3 km bu şekilde izlenir. Deliilyas köyü dolayında iki ayrı kayma levhası yeniden birleşerek olistostromun sahada en fazla yüzlek genişliğine sahip kısmını oluştururlar. Burada genişlik 4 km yi bulur, en fazla görünür kalınlık da yaklaşık 3500 m dir.

Bileşim

Birimin bileşimlerinden kireçtaşı olistolitleri 50 sm büyüklükten 0.25 km yüzlek genişliğine kadar ulaşan bloklar halinde, genellikle topografyada tepeleri oluşturmaktadırlar. Bunlardan Boztepe, Demircilik fepe, Yalçın tepe, Bü-

yükyalçı tepe, Davulludedede tepe ve daha küçük birçokları haritalanabilmiştir. Hemen hepsi aynı kaynaktan türemiş olan, çoğunlukla masif, beyaz renkli ve kalsif dolgulu, açık tansiyon eklemli bu kireçtaşların mikroskopik incelemelerinde, değişik oranlarda dolomitleşme gösterdikleri ve biyomikrit, biyosparit, biyopelsparit mikrofasiyelerinde oldukları gözlenmiştir. Bu kireçtaşı bloklarından alman örneklerin bazılarında zengin bir Üst Kretase bentonik mikrofaunası izlenmiştir. Bunlardan Siderolites calcitropoides Lamarck, Orbitoides apiculatus Schlumberger, Orbitoides gensacicus (Leymerie), Orbitoides media (d'Archiac), Helleno-eyelina beoüca Reichel, Omphalocyclus maeropus (Lamarck) fosilleri tanımlanmıştır. Melanj içerisindeki bu kireçtaşı olistolitlerinin etrafları serpantinitle sivanmış halde bulunmaktadır. Kireçtaşların üzerlerinde sık sık kuzey-güney doğrultulu, melanj oluşumuyla ilgili kayma izleri gözlenmiştir.

Melanj içerisinde yeşil ve kahverengi-kırmızı rengi ile ayrılan ve olistolit olarak nitelendirilen serpantinitle ve

Kuat. (Quat.)	SIST.(Syst.)	SERI(Series)	KAT(Stage)	Kalınlık (Thickness)m	SİMGELER(Symbols)	Formasyon (Formation)	AÇIKLAMA (Explanation)	
							LİTOLOJİ(Lithology)	FOSİLLER(Fossils)
				?			Kil, kum, çakıl (Clay, sand, pebble).	
				300			Kalkarenit, marn ardalanması. (Alternation of calcarenite and marl)	
				200		MELANJ OLİSTOSTROMU	Serpantinit, diyabaz, sipilit, gabro, radyolarit, grovak, kçt olistolitleri. (Serpentine, diabase, spilite, gabbro radiolarite, greywacke, limestone olistholites)	Kçt. olistolitlerinde (In the limestones): Orbitoides apiculatus, O. media, O. gensacicus, Hellenocyclina beotica, Omphalocyclus macroporus, Siderolites calcitropoides.
				500			Kalkarenit, marn ardalanması. (Alternation of calcarenite and marl)	
				300			Kalkarenit, marn ardalanması. (Alternation of calcarenite and marl)	Nummulites sp., Assilina sp., Discocyclina sp., Laffiteina sp.
				?			Kalkarenit, marn ardalanması. (Alternation of calcarenite and marl)	

Şekil 3: Yassıpınar yöresinin dikme kesiti.
Figure 3: Columnar section of the Yawsipınar region.

değişik derecelerde serpantinleşmiş peridotitler egemen durumdadırlar. Deliliyas köyü çevresinde melanj içerisinde hemen sadece serpantinitle görülmektedir. Değişik yerlerden alınan örneklerin mikroskopik incelenmesinde bunların tamamen serpantinleşmiş ultrabazik kayalık (olasılı dunit) oldukları saptanmıştır. Örnekler tamamen krizotilleşmiş ve antigoritleşmiş ve bu nedenle de örgü dokusu gösteren olivinden oluşmakta, az miktarda da mikroolüştürmeler halinde manyetit ve kromit içermektedirler; Örnekler ayrıca krizotil damarlarıyla da katedilmiştir.

Birimin bileşenlerinden olan ve serpantin, peridotit, radyolarit ve kireçtaşlarının 2-30 sm arasındaki köşeli çakıllardan oluşan ofiyolitli breşler de, Yassıpınar köyü dolaylarında 5-20 m genişlikteki yüzlemler vermektedirler. Bu oluşumlar Abbate ve diğerleri (1970)'ne göre melanj içerisindeki olistostrom oluşumları olarak nitelendirilmektedirler. Çakıllar birbirlerine şistleşmiş serpantinle bağlanmışlardır.

Ofiyolitli melanj hamurunu, karbonatlaşma gösteren diyabazlar, ortoamfibolitler, kristal tuf arakatlı radyolaritler, sipilit ve grovakımsı kumtaşları oluşturmaktadır. Bu oluşukları haritalamak olanaksızdır.

Mikroskopik incelemede diyabazlarda, fenokristaller halinde kil mineralleşmesi gösteren labradorit, ojit, tamamen karbonatlaşmış olivin, matriks olarak da mikroçubuklar halinde plajyoklas ve mikrolitler halinde mafit ve opak mineral içeren camlı materyal saptanmıştır.

Ortoamfibolitlerde, prehnitleşme gösteren bazik blajyoklas, uralitleşme gösteren ojit ile çok bol hornblende bulunmaktadır. Örneklerde ayrıca diallaj kalıntıları izlenmiştir.

Kristal tuf arakatlı radyolaritlerin mikroskopik incelenmesinde bunların radyolarit-tuf geçiş kayacı oldukları saptanmıştır, örneklerde albit parçaları ile katmanlı bir yapı gösteren kriptoolüştürmeler halinde kuvars, kloritleşmiş camlı materyal ve ayrıca fosil izleri (Radiolaria) saptanmıştır.

Grovakımsı kumtaşlarında ise ortalama tane büyüklüğü 0,4 mm olan andezit, boynuztaşı, vitrofir, kuvars, plajyoklas, kriptokristalin kireçtaşı, radyolarit, hornblende ve az epidot parçaları birbirlerine mikrotaneler halindeki kalsitle bağlanmışlardır.

Alt dokanak

Birimin alt dokanağı Paleosen filisinden kesin bir şekilde ayrılır (levha 1, şekil 1). Olistostrom dokanakta çoğunlukla, filisin kalkarenit katmanları üzerinde yer almaktadır. Bu katmanlar güneybatı-kuzeydoğu doğrultusunda uzanmakta ve güneye doğru da 52-70 dereceler arasında eğim göstermektedirler. Fosil içermeleri nedeniyle inceleme alanında stratigrafik olarak işaretçi bir düzey oluşturmaktadır. Yukarı geçişte derecelenmeler gösteren 20-40 sm arasında katmanlı bu kalkarenitlerin mikroskopik incelenmelerinde karbonat bileşeni çok kumtaşı oldukları saptanmıştır. Yuvarlanmış karbonat parçalarının yanısıra örneklerde ayrıca serpantin ve küçük kuvars parçaları da bulunmakta ve bileşenler birbirlerine mikrosparitik bir bazal çimento ile bağlanmaktadır. Taşınmış karbonat parçaları içerisinde *Hellenocyclus beotica* Reichel ile

Orbitoides sp. fosilleri izlenmektedir. Çimento içerisinde ise *Nummulites* sp., *Laffiteina* sp., *Discocyclus* sp., *Assilina* sp. ve *Milliolidae* familyasına ait fosiller izlenmiştir. Ayrıntılı tanımlamaları henüz yapılmamış olmalarına karşın küçük *Nummulites*'ler çökme yaşının Orta-Üst Paleosen olabileceği savını vermektedirler. Bu alt dokanakta olistostromun bazı yerlerde filisi 5-10 m arasında oyduğu görülmekte, dokanakta biçim bozulmalarına ve filiş katmanlarında kayma kırılmalarına sık sık rastlanmaktadır (levha 1, şekil 2). Yalnızca dokanakta kayma ile yaşı herhangi bir çizilme izlenmemiştir. Katmanların tabanlarında yer alan oyu ve oluk izleri, üste doğru derecelenme bunların türbin akıntılarla çökeltilmiş olduklarının işaretleridir.

Üst Dokanak

Üst dokanakta da filişe ait kalkarenit ve marn aralanması devam etmektedir. Bu kısımda kalkarenitler ortalama 25 m, marnlar ise 1 m kalınlıkladırlar. Bu kesimde de katmanlarda akıntı yapıları ve derecelenmeler yine izlenmektedir; Yalçı tepe civarında olistostromun arasında kalkarenit ve marn aralanması bir süre daha doğuya doğru devam etmektedir. Devedirgeği yöresinden Yalçı tepe doğusuna kadar izlenebilen bu dokanak buradan sonra güneydeki Tonus ovası alüvyonlanıltında kaybolmaktadır.

Kayma Yönleri ve Paleocoğrafya

Olistostromun alt dokanağında kaymaya işaret edecek herhangi bir belirgin çizilme izi gözlenmemiştir. Meydana gelen kaymanın türbin akıntı da oluşturacağı düşünüldüğünde filiş katmanlarındaki taban yapılarının kayma yönüne işaret edebileceği düşünülebilir. Konu edilen paleoakıntı izleri K 20 B - K 75 B yönündedirler. Buna göre kaymanın kuzeybatı yönünde gelişmiş olabileceği söylenebilir.

Paleosen filiş havzası güneybatı-kuzeydoğu doğrultusunda uzanmaktadır. Filişe ait kırım eksenlerinin aynı doğrultuda uzanmaları ve katmanların ortalama 70 derece eğime sahip oldukları göz önüne alındığında çökel havzasının kuzeybatı-güneydoğu doğrultusundaki boyutunun olduğundan kısa görüldüğü anlaşılacaktır. Buna karşın yine de filiş havzasının uzun ekseni, genel yapısal gidışlere uygun olarak güneybatı-kuzeydoğu doğrultusunda uzanmaktadır. Buna göre de çökel havzasının güney yamaçlarına yakın oluşmuş olan olistostrom, havzanın uzun eksenine dik veya dike yakın şekilde kayarak yerleşmiştir. Dokanaklardaki biçim bozulmaları bu kaymanın hızlı bir şekilde oluştuğunu düşündürmektedir. Bu oluşuklar Paleosen filiş havzasının paleosismitesinin de yansıtmaktadırlar (Rubke, 1976).

SONUÇ

Sonuç olarak, inceleme alanında yüzeylenen ofiyolitli melanj bir olistostrom biçiminde yerleşmiştir. Melanj içerisinde yer alan kireçtaşı olistolitlerinin Üst Kretase yaşında olmaları, melanj da en az Üst Kretase de oluştuğunu kanıtlamaktadır. Birimin yerleşme yaşı da Orta-Üst Paleosen dir.

KATKI BELİRTME

Yazar, katkıda bulunan Dr. Ali Koçyiğit ve Dr. Gültekin Elgin'e teşekkürlerini sunar.

DEĞİNİLEN BELGELER

Abbate, E. ve diğerleri., 1970, Olistostromes and olistoliths: Sedimental Geol. V. 4, s. 521-557.

Artan, U., Sestini, G., 1971, Sivas, Zara-Beymarı bölgesinin jeolojisi: Maden Tetkik Arama Enst. Derg., No. 76, s. 80-97.

Blumenthal, M., 1938, Şarkî Toros mıntakasında Mekimhan - Hasançelebi - Kangal irtifamda jeolojik arattırma (Malatya ve Sivas vilayetleri): Maden Tetkik Arama Enst., Rap. 570 (yayınlanmamış) Ankara.

Lahn, E., 1939, Gemerek (Sivas vilayeti Şarkıgla kazası) civarındaki linyit yatakları hakkında rapor: Maden Tetkik Arama Enst., Rap. No - 9⁸⁰ (yayınlanmamış) Ankara.

Rubke, N.A., 1976, Largescale slumping in a flysch basin, south-western Pyrenees: Jour. Geol. Soc, V. 132, s. 121-130.

Yücel, T., 1955, Kangal-Gemerek arası jeolojisi hakkında rapor: Maden Tetkik Arama Enst., Rap. No. 2336 (yayınlanmamış) Ankara

LEVHA I

PLATE I

Şekil 1: Yassıınar olistostromımın alt dokanağmın görünümü.

Figure 1: View of lower contact of the Yassıınar olisthostrome.

gekil 2: Olistostromun alt dokanağı yakınındaki filiş katmanlarında kayma kıvrımlanmaları.

Figure 2: Slump folds in the flysch beds near the lower contact of the olisthostrome.



1



2

Description of a new species of Polydiexodina from Northeast of Elmadağ (Ankara Turkey)*

Elmadağ (Ankara) Kuzeydoğusunda bulunan yeni bir Polydiexodina türünün tanımlanması

YAVUZ OKAN

Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji-Stratigrafi Kürsüsü

ABSTRACT : In this investigation, the description of Polydiexodina erki n. sp. is given which is found abundantly in Upper Permian limestones, and calcareous arenites cropping out at Gensirt hill which is located in NE Elmadağ. The samples were taken from Late Palaeozoic sequence determined in thin sections, and the new species compared with the other well known Polydiexodina species.

ÖZ : Bu çalışmada, Elmadağ Kuzeydoğusunda yer alan Gen sırt tepede yaygın olarak görülen Üst Permiyen kireçtaşı ve kalkerli arenitlerinde çok bol olarak bulunan Polydiexodina erki n. sp. türünün tanımlanması yapılmaktadır. Genç Paleozoyik serilerinden alınan örnekler, incekesitleri yapılarak incelenmiş ve yeni tür, bilinen diğer Polydiexodina türleriyle karşılaştırılmıştır.

(*) This paper is presented in The Sixth Congress of T.B.T.A.K.

INTRODUCTION

The area of investigation is situated 41 km northeast of Ankara. Upper Permian sediments crop out widely in the area. The samples were collected from the series between Gensirt and Küçükgensirt hills, which are located 3,5 km NE of Elmadağ (figure 1).

The aim of this investigation is to describe *Polydiexodina erki* n. sp. which were found abundantly in these sediments.

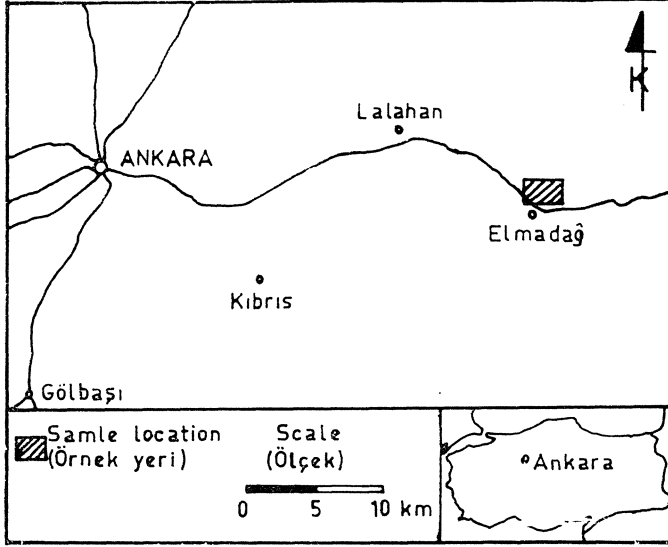


Figure 1: Location map.

Şekil 1: Yer bütüdü haritası.

MATERIAL AND METHOD

The material of this study is 35 rock samples, which were taken from Upper Permian rocks in order to prepare special thin sections. The 16 thin sections containing axial, equatorial and tangential sections of the new species are used to describe for *Polydiexodina erki* n. sp..

STRATIGRAPHY

The oldest stratigraphic unit in the area is Carboniferous flysch which contain no fossils. Permian consists of limestones and calcareous arenites. Between these two units, an albite diabase layer 15-20 m thick is present. The strikes and dips of strata are very similar for both Carboniferous flysch and Permian limestones, which is nearly E/W/50°N.

Lower and Middle Permian limestones are gray, hard, and pelletoidal (Folk, 1959), and 75-80 m thick. These limestones contain *Textularia* sp., *Paleotextularia* sp., *Ostracoda* shell sections, and *Nodosinella digitata* Brady, which ranges from Lower to Middle Permian (Cummings, 1955), (figure 2). The Upper Permian faune is richer than the Lower and Middle Permian, and shows an epibole. The strata which contain the epibole, are 35-4 m thick, dark colored, ferrous, thin bedded, and rich in fossils. These rocks are absolutely calcareous arenites (Grabau, 1904 in Petti John and others, 1972), and contain *P. erki* n. sp., *Permodiscus* sp., *Giomospira* sp., and *Yanghienia* sp..

System (Sistem)	Series (Seri)	Thickness (Kalınlık) m	Symbols (Simgeler)	EXPLANATION (AÇIKLAMA)	
				Lithology (Litoloji)	Fossils (Fosiller)
PERMIAN (PERMİYEN)	UPPER (ÜST)	30	[Symbol]	Limestone, gray-white, thick bedded. (Gri-beyaz renkli kalın tabakalı kireçtaşı)	
	LOWER + MIDDLE (ALT + ORTA)	90	[Symbol]	Calcareous arenite, dark colored, thin bedded. (Esmer renkli, ince tabakalı kalkerli arenit)	<i>Polydiexodina erki</i> n.sp., <i>Yanghienia</i> , <i>Giomospira</i> , <i>Permodiscus</i> .
		20	[Symbol]	Pelletoidal limestone, gray colored hard. (Gri renkli, sert pelletoidal kireçtaşı)	<i>Nodosinella digitata</i> Brady, <i>Textularia</i> , <i>Paleotextularia</i> , <i>Ostracoda</i> .
CARB. (KARB.)		?	[Symbol]	Albite-Diabase (Albit diyabaz)	
			[Symbol]	Culm-Flysch Arenit ve kiltaş	Sterile (Fosilsiz)

Figure 2: Schematic columnar section for Gensirt tepe (WE Elmadağ) region.

Şekil 2: Gensirt tepe (İD Elmadağ) yöresine özgü şematik dikme kesit.

After the epibole zone of *P. erki* n.sp., the fossil density decreases while the limestone strata thicknesses increase upward in the sequence. Upper Permian ends with an erosion surface. Lenticular arenites (Williams and others, 1954 in Petti John and others, 1972) overlies this erosion surface containing 80 percent Lower, Middle, and Upper Permian limestone fragments, and assumed as Triassic deposits.

PALEONTOLOGY

Systematic Study-

- Order : FORAMINIFERIDA Eichwald 1830
 Family : FUSULINIDAE Möller 1878
 Sub Family : SCHWAGERININAE Dunbar and Henbest 1930
 Genus : POLYDIEXODINA Dunbar and Skinner 1931

Polydiexodina erki n.sp.,

(Holotype: plate I, figure 1-4; plate II, figure 1-5)

Derivatio-nominis : The species is dedicated to A. Suat Erk, Head of the Department of the Geology and Stratigraphy, Faculty of Science, University of Ankara, Turkey.

Type locality : Gensirt, and Küçükgensirt hills, NE of Elmadağ.

Type level : Upper Permian.

Diagnosis

The tests are very long and wide, proloculi is also very big, the whorl of fifth volution is reduced.

Description

Internal Characters. The shape of tests are long, cylindrical, and gently concave-convex, with rounded poles. All of the determined specimens are A form. The lengths of tests are between 23.10-40.00 mm with an average of 26.80 mm in thin sections (table 1).

The widths of tests which are between 3.26-6.10 mm. with an average of 4.10 mm in thin sections, are more than the other Polydiexodina species.

Form ratios are 3.39-6.79, and average is 5.22.

P. erki n. sp. was observed generally having 9 volutions, but sometimes appears being 7, 8, or 9 1/2 volutions in thin sections.

The whorl height of new species is 0.196 mm in first volution, and 0.321 mm in ninth volution. The most important character is decreasing of the whorl height in fifth volution, and increasing again after sixth volution.

Wall thicknesses were observed 0.037 mm in first volution, and 0.086 mm in ninth volution. Wall thicknesses increase regularly from the first to the last volution.

Septal counts counted in 5 specimens, which are 20 in the first, 51 in the fifth, and 78 in the ninth volutions, and they also increase regularly from the beginning to the end.

The area of 10 alveoli measured between 0.156-0.260 mm in 16 specimens, which formed wall structure.

Proloculi is rather wide than the other Polydiexodina species. The diameter of proloculus are measured between 0.648-1.376 mm in 13 specimens. The proloculus of 7 specimens are wider than 1 mm. The average width of proloculi is 1.018 mm. Thus we can say, the wall of proloculus of *P. erki* n. sp. were well developed than other Polydiexodina species.

Generally, the median tunnels are seen after fourth volution. The average of tunnel angles are between 33-35 degrees. However, supplementary tunnels are not seen exactly, they are observed in two lines in the 4 specimens.

Figure 3 shows the measurements of the new species compared to other Polydiexodina species.

Similarities and Differences

In spite of some similarities, *P. erki* n. sp. differs from *P. bithynica* Erk (Erk, 1942) by wider tests, and higher whorl. The septal counts of volutions of the new species are more than the other Polydiexodina species. A form *P. erki* n. sp. has a wider proloculi than A form of other Polydiexodina species. The B form of the new species could not be seen. In addition, the area of 10 alveoli also wider than the others, and for this reason *P. erki* n. sp. can be distinguished easily by its voluminous wall structure.

All the studied material is from Elmadağ area, and they are in the collections of the Department of Geology-Stratigraphy, Faculty of Science, University of Ankara (Turkey).

Specimen (Örnek)	Length(Boy) mm	Width (Genişlik) mm	Form ratio (Şekil oranı)	Volutions (Sarılımlar)	Proloculi ϕ mm (İlk loca)	10 alveoli (10 alveol) mm
148.1.1	33.00	5.50	6.00	8	-----	0.208
148.1.2	27.50	6.00	4.58	9	0.756	0.260
148.1.3	26.20	4.70	5.57	8	-----	0.254
148.1.4	-----	6.10	-----	7	0.672	0.241
148.2.1	20.00	5.90	3.39	9	1.248	0.208
148.2.2	-----	3.26	-----	4 ?	1.184	0.185
148.2.3	21.30	5.10	4.18	8	0.961	0.202
148.3.1	31.90	4.70	6.79	8	-----	0.208
148.3.2	-----	2.98	-----	4 ?	1.280	0.202
148.3.3	-----	4.81	-----	8	1.376	0.202
148.6.1	29.10	4.78	6.09	9	0.648	0.195
148.6.2	-----	4.60	-----	9	0.928	0.208
148.9.1	-----	4.70	-----	9	0.790	0.175
153.1.1	29.00	5.70	5.09	9	1.152	0.156
153.2.1	27.90	5.25	5.31	9 1/2	1.120	0.176
152.1.1	-----	5.95	-----	9 1/2	1.120	0.169

Table 1: The summary table of *P. erki* n. sp. showing microscopical measurements.

Çizelge 1: *P. erki* n. sp.'ye özgü mikroskopik ölçüleri gösteren özet çizelge.

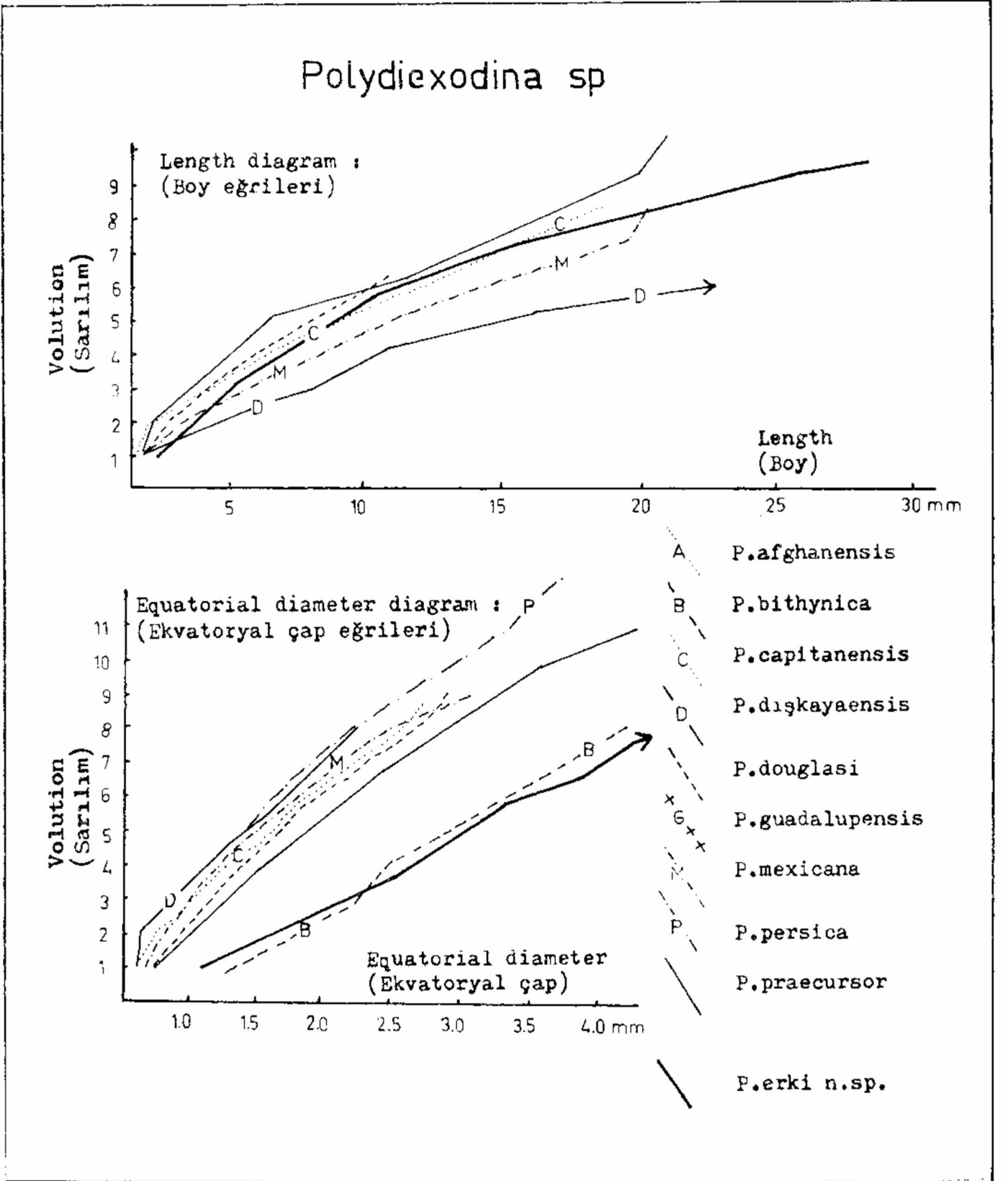


Figure 3: The comparison diagrams for Polydiexodina species (after Lloyd, 1963).

Sekil 3: Polydiexodina türlerine özgü kıyaslama eğrileri (Lloyd, 1963'den).

ACKNOWLEDGEMENT

The author would like to express his thanks to Dr. A. Suat Erk for his help and cooperation.

Manuscript received: December, 1977

Dunbar, CO., and Skinner, J.W., 1931, New Fusulinid genera from the West of Texas: Am. Jour. Sci., 22, 252-268.

Erk, A.S., 1942, Etude geologique de la region entre Gemlik et " " " " (Turquie): Mineral Research and Exploration Institute of Turkey Publication, Ankara, 296 p.

Folk, E.L., 1959, Practical petrographic classification of limestones: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 43, 1, 1-38.

Lloyd, A.J., 1963, Fusulinids from the Zinnar Formation (Lower Permian) of Northern Iraq: Jour. Paleontology, Tulsa. Okla., 37, 4, 891-896.

CITED REFERENCES

Cummings, R.H. 1955, Nodosinella Brady, 1876, and associated Upper Palaeozoic genera: Micropaleontology, 1, 3, 221-238.

Petti John, F.S., Hotter, P.E., and Siever, R., 1972, Sand and Sandstone: Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 162-174.

PLATE I

- Figure 1: *Polydiexodina erki* n. sp., axial section, holotype (148.1.1)
 Figure 2: *Polydiexodina erki* n. sp., axial section, holotype (148.10)
 Figure 3: *Polydiexodina erki* n. sp., equatorial section, holotype (152.1.1)
 Figure 4: *Polydiexodina erki* n. sp., tangential section, (148.6.2)

LEVHA I

- Şekil 1: *Polydiexodina erki* n. sp., eksenel kesit, holotip (148.1.1)
 Şekil 2: *Polydiexodina erki* n. sp., eksenel kesit, holotip (148.10)
 Şekil 3: *Polydiexodina erki* n. sp., eksenel dik kesit, holotip (152.1.1)
 Şekil 4: *Polydiexodina erki* n. sp., teğetsel kesit, (148.6.2)

PLATE II

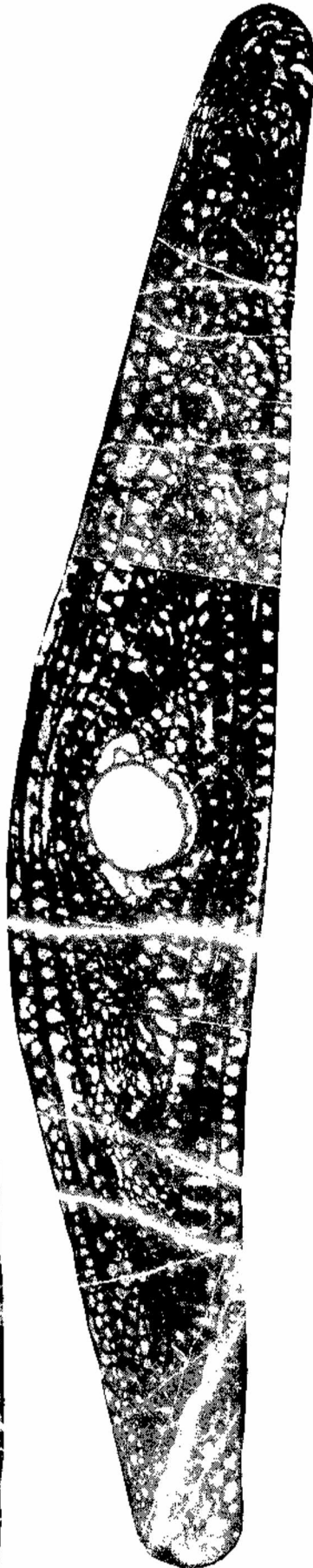
- Figure 1: *Polydiexodina erki* n. sp., equatorial section, containing proloeuuli of the holotype (152.1.1)
Figure 2: *Polydiexodina erki* n. sp., tangential section, containing sinuousness (153.2.1)
Figure 3: *Polydiexodina erki* n. sp., tangential section, containing upright sections of alveoli (148.3.1)
Figure 4: *Polydiexodina erki* n. sp., axial section, containing decrease of whorl height of fifth volution (153.1.1)
Figure 5: *Polydiexodina erki* n. sp., equatorial section, shows all structure (152.1.1)

LEVHA II

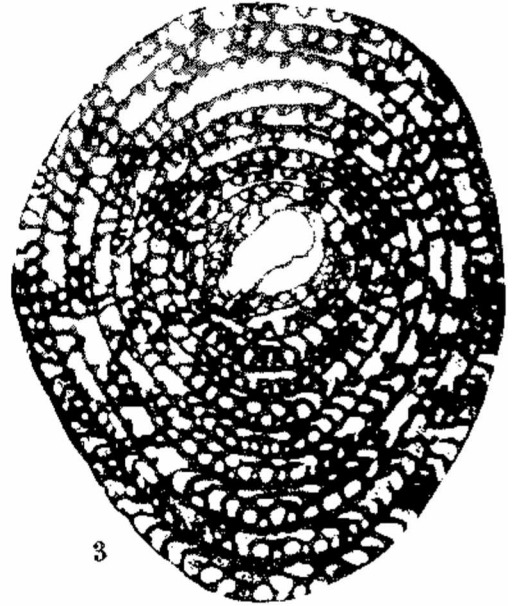
- Şekil 1: *Polydiexodina erki* n. sp., holotipin ilk locasını içeren eksene dik kesit (152.1.1)
Şekil 2: *Polydiexodina erki* n. sp., bölme dalgalanmalarını içeren teğetsel - kesit (153.2.1)
Şekil 3: *Polydiexodina erki* n. sp., alveollerin dikey kesitlerini içeren teğetsel kesit (148.3.1)
Şekil 4: *Polydiexodina erki* n. sp., beşinci sanlımdaki daralmayı içeren aksenal kesit (153.1.1)
Şekil 5: *Polydiexodina erki* n. sp., kabuk yapısını içeren eksene dik kesit (152.1.1)



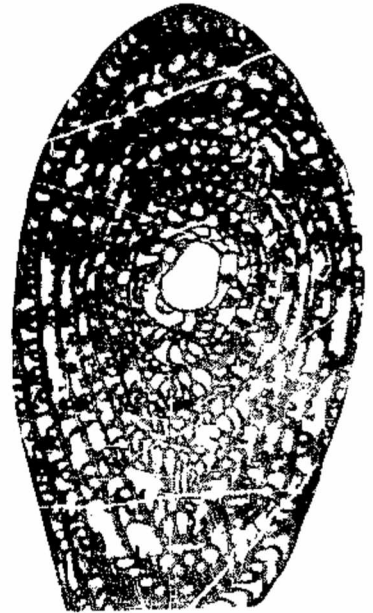
1



2



3



4

5. mm



1

1 mm.



2



3



4

0.5 mm.



5

Eski Bir Graben Örneği: Haymana - Polatlı Havzası

Example of an ancient graben: The Haymana - Polatlı basin

GÜNER ÜNADAN *Maden Tetkik v& Arama Enstitüsü, Ankara*
VEDAT YÜKSELİ *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara*

ÖZ : Ankara'nın güneybatısında yer alan, KB-GD uzanımlı Haymana-Polatlı havzası, toplam kalınlığı 5800 metreye ulaşan Maestrihtiyen ve Tersiyer yaşlı çökeller içerir, tki kenarında, havzaya doğru derinleşen ve basamaklar oluşturan normal faylar gözlenmektedir. Basenin uzun eksenini kesen sismik kesitler yorumlandığında, bu fayların, Maestrihtiyen Alt Tersiyer yaşlı refleksiyon düzeylerinin bazılarını kestikleri ve diğer bazıları tarafından örtüldükleri görülmektedir, Paleosen'de andezitik bir volkanizma sözkonusudur. Bu volkanizmanın mostraları KB-GD gidişlidir. Maestrihtiyen - Alt Tersiyer çökelleri için düzenlenen fasiyes haritalarında, fasiyes şuurlarının genellikle havza kenarlarına koşut olduk-

lan göze çarpar. Kenarlarda bol kırıntılı ve yarıkarasal çökeller, buna karşın ortalarda ince taneli denizel çökeller yer almaktadırlar. Ölçülen başlıca akıntı yönleri kuzeybatıdan güneydoğuya doğrudur.

Yukarıdakiler ve diğer bazı verilerin yorumlanmasından, adı geçen havzanın KB-GD uzanımlı eski bir graben olduğu sonucuna varılmıştır.

ABSTRACT : In the Haymana-Polatlı area, situated to the southwest of Ankara, occurs a Northwest to Southeast aligned basin containing some 5800 metres of Maestrichtian and Lower Tertiary sediments. On both flanks of the basin can be observed down-to-the-basin step faulting. Examination of seismic reflection profiles transverse to the principal axis of the basin, reveals that while certain reflecting horizons of Maestrichtian and Lower Tertiary age are cut by these faults, others appear to continue uninterruptedly across the faults. A Paleocene andesitic volcanic phase occurred, seen as Northwest to Southeast aligned outcrops. The Maestrichtian and Lower Tertiary facies boundaries trend parallel the basin margins. Similarly the sediments occurring towards the marginal parts of the basin are marked by their coarsely granular aspect and the semicontinental character of their detritus in contrast to the finer grained and completely marine nature of basinward occurring formations. Measurements indicate a prevailing current direction from Northwest to Southeast.

The preceding evidence together with other supporting data indicate that we are dealing with an ancient graben feature.

GİRİŞ

Haymana-Polatlı havzası olarak tanınan inceleme alanı Ankara'nın yaklaşık 60 km güneybatısında yer alır (Şekil 1).

Önceki yıllarda adı geçen yörede gerek bilimsel, gerekse ekonomik amaçlı, fakat dar alanlarda birçok jeolojik inceleme yapılmıştır (Bigo de Righi ve Cortesini, 1959; Reckamp ve Özbey, 1960; Schmidt, 1960; Yüksel, 1970; Akarsu, 1971; Sirel, 1975; Sirel ve Gündüz, 1976; Gökçen, 1976).

Havzanın tümü için geçerli stratigrafik ve paleocoğrafik bir çalışma MTA Enstitüsü'nce, "Haymana Petrol Etütleri Projesi" içinde tamamlanmış ve yayınlanmıştır (Ünalın ve diğerleri, 1976).

Bu yazıda ise, eski çalışmalardan da yararlanılarak Haymana-Polatlı havzasının eski bir graben olmasıyla ilgili derlenen yeni veriler sunulacaktır.

GENEL, STRATİGRAFI

İnceleme alanında Maestrihtiyen, Paleosen ve Eosen süresince yarı karasal, sığ deniz ve derin deniz ortamlarında, **toplam kalınlığı 5800 m** yi bulan, çok sayıda yanal ve dikey fasiyes değişiklikleri sunan, genellikle sürekli bir çökeltme sözkonusudur. Bu çökeller altında ve bu çökellerin temelini oluşturan Dereköy Formasyonu (Ofiyolitli melanj), Temirözü Formasyonu (Triyas-Alt jura yaşlı grovak ve metagrovaklar) ve Mollaresul Formasyonu (Üst Jura yaşlı kireçtaşları) olarak adlandırılan üç ayrı birim ayırtlanmıştır (Ünalın ve diğerleri, 1976). Bu birimler, adı geçen havzanın daha çok kenarlarında ve oldukça geniş alanlarda yüzeylerle. Ne ojen yaşlı karasal çökeller tüm birimleri uyumsuz olarak örtmektedirler.

HAVZADAKİ GRABEN VERİLERİ

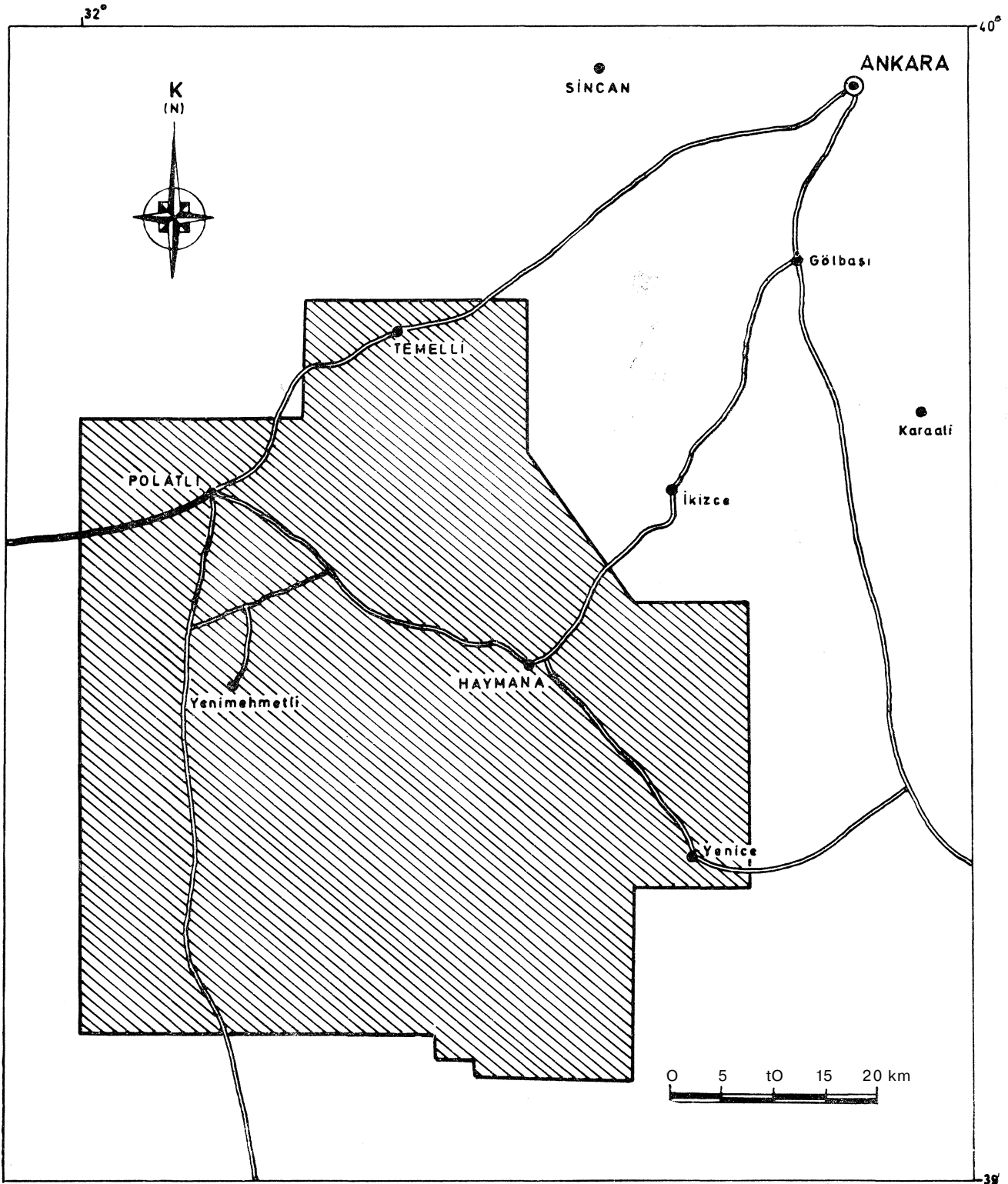
Maestrihtiyen ve Alt Tersiyer yaşlı çökellerin tabanını oluşturan birimlerin (Dereköy, Temirözü ve Mollaresul Formasyonları), daha çok yörenin kuzeydoğu ile güneybatısında ve havza kenarları boyunca yüzeyledikleri görülür (Şekil 2). Değişik boyuttaki bu yüzeylemeler genellikle KB-GD uzanımlıdır.

Saha çalışmalarında (Ünalın ve diğ., 1976; Schmidt, 1960; Reckamp ve Özbey, 1960), hava fotoğrafı incelemelerinde (Elliott, 1975) ve sismik çalışmalarında (TGO, 1959) havza kenarlarında ve içinde saptanan fayların çoğunluğu dik faylardır. Doğrultuları KB-GD dur. Güneybatıdaki faylarda düşen blok genellikle havza yönündedir. Kuzeydoğuda ise, daha az belirgin olmakla birlikte benzeri durum sözkonusudur (Şekil 2). Temirözü yakınlarındaki birkaç itki fayının doğrultuları da dik faylarda olduğu gibi KB-GD dur. Aynı olgular Alaşehir vadisinde (Arpat ve Bingöl, 1969) ve Ren grabeninde (Bauer, 1974) gözlenmiştir.

Polatlı yakınlarından geçen ve Şekil 2 üzerinde AB çizgisiyle gösterilen sismik refleksiyon kesiti (MTA, 1976) yorumlandığında güneybatıda, kuzeydoğuya doğru derinleşen basamak şeklindeki fayların yer aldığı görülür (Şekil 3). Bu kesimde olasılıkla Maestrihtiyen-Alt Tersiyer yaşlı çökeller içindeki bazı refleksiyon düzeylerinin basamak faylarını örttikleri, bazılarının ise bu faylardan etkilenmiş oldukları gözlenmektedir. Bu veriler, sözkonusu fayların Alt Tersiyer çökelleri ile yaşıt olduklarını kanıtlamaktadırlar.

Alt Paleosen (Monsiyen'j yaşlı çökeller için düzenlenen fasiyes haritalarındaki fasiyes sınırları, özellikle güneybatıda havza kenarlarına koşuttur (Şekil 2). Kuzeydoğuda ise, Dereköyden geçen ofiyolitli melanj bindirmesinin Paleosen ve Eosen yaşlı birimleri örtmesi nedeniyle bu koşutluk açıkça görülememektedir. Havzanın güneybatısından ortasına doğru gidildiğinde (örneğin Temirözü'nden Haymana'ya) Monsiyen yaşlı, yarı karasal ortamda çökelmiş kırmızı renkli Kartal Formasyonu yanal olarak resif al kireç taşlarından oluşan, bol algli, sığ deniz ürünü Çaldağ Formasyonu'na, o da kireçtaşı türbiditleri içeren ve daha derin denizel bir ortamı simgeleyen Yeşilyurt Formasyonu'na geçer. Bu birimlerin çökeltme alanları Şekil 2 üzerinde a, b ve c harfleriyle gösterilmiştir. Ayrıca yukarıda belirtilen güzergah boyunca bu çökellerin kalınlıkları da artmaktadır (Şekil 4). Şekil 2 üzerinde gösterilmemiş olmakla birlikte, Üst Paleosen ve Alt Eosen birimlerine ilişkin fasiyes sınırları da genel olarak Alt Paleosen'deki duruma uygundur (Ren ve Süveyş grabenlerinde (Hassan ve El-Dashlouty 1970; Bauer, 1974) olduğu gibi).

Maestrihtiyen-Alt Tersiyer yaşlı kırıntılı çökellerde ölçülen akıntı yönleri yaklaşık olarak kuzeybatıdan güneydoğuya doğrudur. Bunların genelleştirilmiş yönü Şekil 2'deki haritada gösterilmiştir.



Şekil 1: İnceleme alanının buldum haritası

Figure 1: Location map of the study area

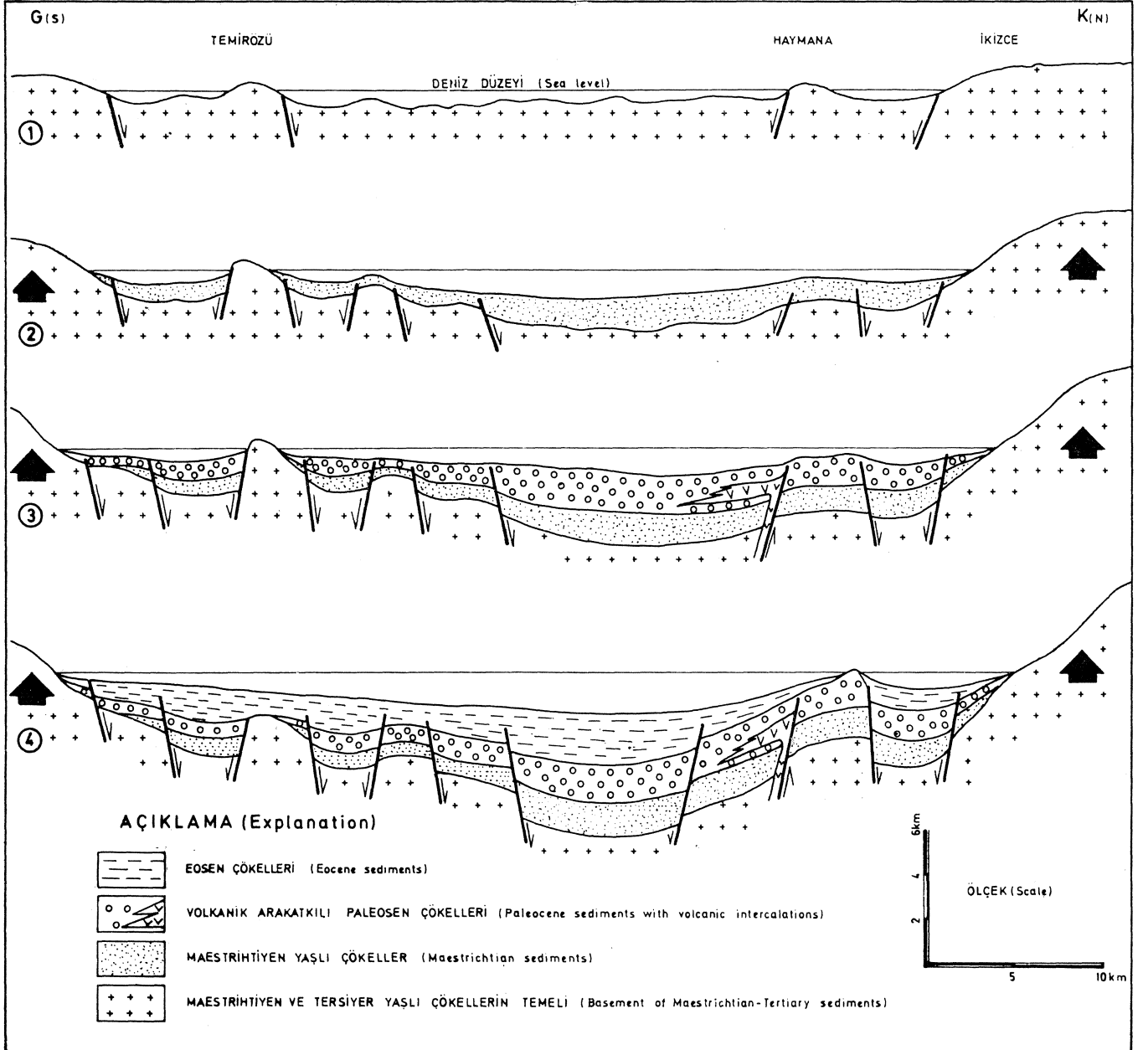
Yenice bucağının kuzeyinde Alt Paleosen yaşlı istif içinde andezit arakatlıları vardır (Şekil 2 ve 4). Bu andezitler KB-GD uzanımlı (havzanın uzun eksenine paralel) bir çizgi üzerinde ve havzanın derin kesiminde yer almaktadır. Bundan başka Neojen yaşlı karasal çökellerde de çok daha yaygın bazalt akıntıları bulunmaktadır. Grabenleşme sürecinin özellikle ilk aşamalarında görülen bu tür volkanizma, Kızıldeniz ve Süveyş grabenlerinde de belirlenmiştir (Robert, 1976).

Haymana ve Yenimehmetli'de, Üst Kretase ve Tersiyer yaşlı birimlerin temelini oluşturan formasyonlardan gelen sıcak su kaynakları vardır.

SONUÇLAR

Buraya kadar yöre için belirtilen özelliklerden;

- havzanın iki kenarında, KB-GD doğrultulu ve bir kısmı çökeltme anında oluşmuş normal fayların bulunması,
- önemli yükselme ve aşınmanın olduğu havza kenarlarında bol kırıntılı çökellerin (Kartal Formasyonu), buna karşın orta kesimlerde daha ince taneli çökellerin (Yeşilyurt Formasyonu) yer alması,
- depolanma sürecinin ilk evrelerinde, büyük olasılıkla dik faylar aracılığı ile çökeller arasına yerleşen volkanik arakatlıların görülmesi.

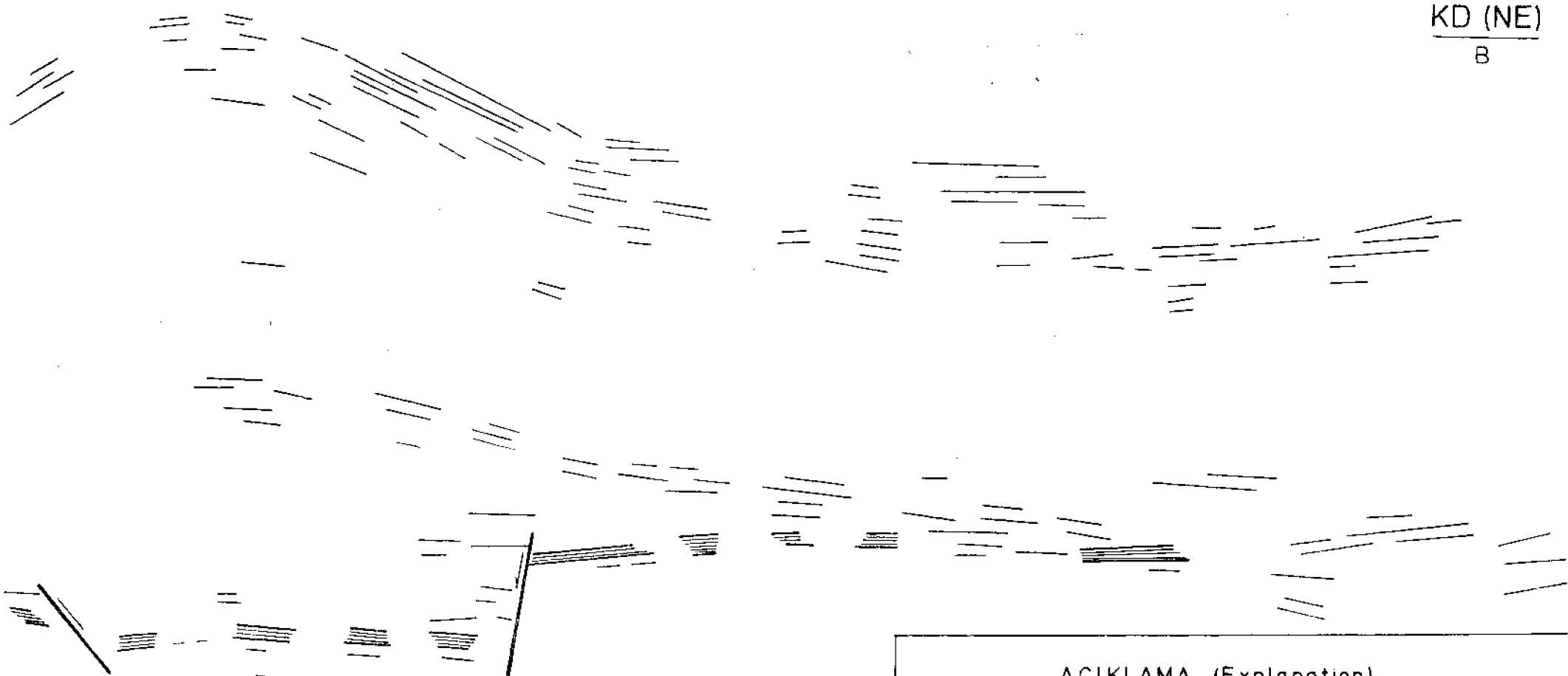


Şekil 4: Haymana-Polatlı grabeninin evrimini gösteren şematik kesitler; 1 - Maestrichtian başı, 2- Maestrichtian, 3 i- Paleosen, 4 - Eosen.


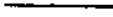

Figure 4: Schematic diagrams showing the evolution of the Haymana-Polatlı graben : 1 - Early Maestrichtian, 2 - Maestrichtian, 3 - Paleocene, 4 - Eocene.

KD (NE)

B



AÇIKLAMA (Explanation)

-  KILAVUZ DÜZEY (OLASILIKLA MAESTRIHTIYEN İÇİNDE)
Key horizon (Probably in Maestrihtian)
-  ÖNEMLİ REFLEKTOR DÜZEY (Important reflector horizon)
-  NORMAL FAY (Normal fault)

— kırıntılı birimlerle yanal geçişli algli, resifal kireçtaşların varlığı,

Haymana-Polatlı havzasının KB-GD uzanımlı, görünür uzunluğu 70 km, genişliği ise 40 km olan ve esas olarak Paleosen-Alt Eosen süresince gelişmiş bir graben olduğunu kanıtlamaktadır (Şekil 4'). Neojen'de bu graben açısız uyumsuzlukla karasal çökeller tarafından örtülmüştür. Bununla birlikte, Sakarya nehrinin faylarla denetlenen dirsekleri, Neojen yaşlı volkanizma, bölgedeki sıcaksular ve 1974 Yenimehmetli depremi, grabeni oluşturan fayların bir bölümünün zamanımıza değin etkinliğini sürdürdüğünü göstermektedir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akarsu, İ., 1971, II. Bölge AR/TPO/747 No.lu sahanın terk raporu: Pet. iş. Gen. Md., Ankara (Yayımlanmamış).
- Arpat, E. ve Bingöl, E., 1969 Ege bölgesi graben sisteminin gelişimi üzerine düşünceler : MTA Enst. Dergisi 73, 1-9, Ankara.
- Bauer, J., 1974, Evaporites de rift: Revue Geog. Phy. Geol. Dyn., 16, 2, 209-234, Paris .
- Elliott, D.H., 1975, Photogeology of the Polatlı - Haymana basin: MTA Enst., Ankara (Yayımlanmamış).
- Gökçen, S.L., 1976, Ankara-Haymana güneyinin sedimantolojik incelemesi I: Stratigrafik birimler ve tektonik: Yerbilimleri, 2, 2, 161-200, Ankara.
- Hassan, F. ve El-Dashlouty, S., 1970, Miocene evaporites of Gulf of Suez region and their significance : Bull. Am. Assoc. Pet. Geo., 54, 9, 1686-1696.

- MTA, 1976, Haymana-Polatlı basenindeki sismik refleksiyon etütleri: MTA, Ankara (Yayımlanmamış).
- Reckamp, İ.U. ve özbe, S., 1960, Petroleum geology of Temelli and Kuştepe structures, Polatlı area : Pet. İş. Gen. Md. Ankara (Yayımlanmamış).
- Rigo da Righi, M. ve Cortesini, A., 1959, Regional studies central Anatolian basin, progress report I. Turkish Gulf Oil Com. : Pet. İş. Gen. Md., Ankara (Yayımlanmamış).
- Robert, P., 1976, Approche de la géothermie des series sedimentaires par l'étude de la diagénese organiq-ue: Relation avec la tectonique profonde de l'ecorce: Bull. Centre ecRh. Pau, SNPA, 10, 1, 271-285.
- Schmidt, G.C., 1960, AR/MEM/365-366-367 sahalarının nahai terk raporu: Pet. iş. Gen. Md., Ankara (Yayımlanmamış).
- Sirel, E., 1975, Polatlı (GB Ankara) güneyinin stratigrafisi : Türkiye Jeo. Kur. Bült., 18, 2, 181-192, Ankara.
- Sirel, E., ve Gündüz, H., 1976, Haymana (G Ankara) yöresindeki İlerdiyen, Kuiziyen ve Lütseyen'deki Mummulites, Assilina ve Alveolina cinslerini bazı türlerinin tanımlamaları ve stratigrafik dağılımları: Türkiye Jeo. Kur. Bült., 19, 1, 31-44, Ankara.
- TGO (Turkish hGulf Oil Co.), 1959, Seismic survey Polatlı project, Polatlı-Turkey: Pet. iş. Gen. Md., Ankara (Yayımlanmamış).
- Ünal, G., Yüksel, V., Tekeli, T., Gönç, O., Seyirt, Z. ve Hüseyin, S., 1976, Haymana-Polatlı yöresinin (GB Ankara) Üst Kretase - Alt Tersiyer stratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi: Türkiye Jeo. Kur. Bült., 19, 2, 159-176, Ankara.
- Yüksel, S., 1970, Etude géologique de la région d'Haymana (Turquie central e): These Fac. Sci. Univ. Nancy, Fransa.

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU BÜLTENİ

Şubat - Ağustos, 1978 Cilt: 21 Sayı: 1,2
February, August vol. no:

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Batı Anadolu borat yataklarında izlenen mineral birliklerinin yatak evrimiyle ilişkileri

Relations of observed mineral assemblages to the evolution of borate deposits in Western Anatolia . . .

Doç. Dr. Işık Özpeker, Dr. Kemal İnan 1

Beşkonak (Kuzey Anadolu - Türkiye) Tersiyer Gölünde volkanik paleoortam ve tortul katkı örnekleri

Volcanic paleoenvironment and examples of sedimentary incidences at Tertiary Beşkonak Lake (Northern Anatolia - Turkey)

Jean - Claude Paicheler 11

Güzelsu Akseki bölgesindeki Antalya Napları üzerine açıklama (Orta Batı Toroslar - Türkiye)

Precisions upon the Antalya Nappes in the region of Güzelsu - Akseki (Western Taurus, Turkey)

Oliver Monod 27

Cumaovası (İzmir) asit volkanitlerinde saptanan iki ekstrüzyon aşaması arasındaki görelî yaş ilişkisi

Relative age of the two extrusion phases of acidic volcanic rocks of Cumaovası (Izmir)

İsmet Özgenç 31

Ermenek (Konya) bölgesinden toplanmış ekinitik turnemün tanımlamaları ve stratigrafik yayılımları

Description and stratigraphic range of echinid species collected from the Ermenek area (Konya)

Yüksel Sezginman 35

Kırşehir Masifinde granat minerallerinin kimyasal bileşimi ile rejyonel metamorfizma arasındaki ilişkiler

Relationships between regional metamorphism and garnet composition in Kırşehir Massive (Central Anatolia)

Yavuz ERKAN 43

Geyhan ., Berke rezervuarının jeolojisi ve mühendislik jeolojisi

Geology of the Ceyhan - Berke reservoir area and the engineering geology

O. Eroskay, Y. Yılmaz, O. Gürpınar, N. Yalçın, A. M. Gözübol 51

Sivas Maestrihtiyen'indeki Sivasella n. gen. (Foraminifera) cinsinin tanımı

Description of Sivasella n. gen. (Foraminifera) from the Maestrichtian of Sivas (Central Turkey)

Ercüment Sirel, Hatice Gündüz 67

Sarıkaya - Üçbaşı (Karaman) yöresinin jeolojisi

Geology of the Bankaya Üçbaşı (Karaman) region

Ali Koçyiğit 77

Haymana (GB Ankara) yöresindeki petrolü kumtaşlarının sedimantolojik incelemesi

Sedimentological studies of the Oil - Saturated sandstones of the Haymana region (SW Ankara)

Muhittin Şenalp, Sungu L. Gökçen 87

Güneydoğu Türkiye'de Sinan formasyonu alt üyesi ve Besni formasyonu'nun fauna özellikleri

Faunal properties of Lower Member of Sinan formation and Besni formation, in Southern Turkey.

Engin Meriç 95

Uşak yöresindeki neojen havzaların jeolojisi

Geology of the neogene basins in Uşak region

Tuncay Ercan, Ali Dâinçel, Sait Metin,
Ahmet Türkecan, Erdoğan Güney 97

Çelikhhan doğusu lökokuvarsmozonitleri üzerine pet*
rokimya ve jeokronoloji verileri (Adıyaman - Türkiye)

Petrochemical and Geochronological data on Leucocra
ticquartzmozonites at the east of Çylikhan (Adıya-
man * Turkey)*

Özkan Pişkin 101

Tuz Gölü havzası ve doğal kaynakları I: Tuz Gölü
suyunun jeokimyası

*The Salt Lake basin and natural resources I: Geoche-
mistry of the brine of the Salt Lake (Central Anatolia -
Turkey).*

Ali Uygun, Ersin Şen 113

*Pliospalax primitivus n. sp. (Rodentia, Mammalia)
and Anomalomys gaudryi Gaillard from the Anchi-
thium fauna of Sarıçay (Turkey)*

*Sançay (Türkiye) Anchitherium'lu faunasından Plios-
palam primitivus n. sp. (Rodentia, Mammalia) ve Ano-
malomys gaudryi Gaillard*

Engin Ünay 121

Ergani ,, maden yöresi stratigrafisi

Stratigraphy of the Ergani - Maden region

Ismail Özkaya 129

Çanakkale - Bayraktepe'nin Tortoniyen yaşlı balık fo-
silleri

*On the fossil fishes from the Tortonian of Çanakkale ^
Bayraktepe.*

Kemal Erdoğan 141

Inarticulate Braehiopods from Cambro-Ordovician for-
mations in the Western Taurus (Turkey)

*Batı Toroslar'daki (Türkiye) Kambro - Ordovisiyen
formasyonlarında Menteşesiz Brachiopoda'lar*

G. Termier, O. Monod 145

Yassipmar (Şarkışla) olistostromu

Yassipmar (Şarkışla) olistostrome

Ergün Gökten 153

Description of a new species of Polydiexodina from
Northest of Elmadağ (Ankara, Turkey)

*Elmadağ (Ankara) Kuzeydoğu'sunda bulunan yeni bir
Polydiexodina türünün tanımı.*

Yavuz Okan 159

Eski bir Graben örneği : Haymana ,, Polatlı havzası

*Example of an ancient graben : The Haymana - Po-
lath basin.*

Güner Ünalın, Vedat Yüksel 165