

# GEOSOUND YERBİLİMCİNİN SESİ

K.T.M.M.O.B.

MADEN, METALURJİ VE JEOLOJİ

MÜHENDİSLERİ ODASI YAYINIÐDIR



A SCIENTIFIC AND TECHNOLOGICAL BULLETIN

ABOUT EARTH SCIENCES

## İÇİNDEKİLER/CONTENTS

Ağva (İstanbul ili) Yöresi Geç Kretase istifinin Foraminifer Biyostratigrafisi

İzver TANSEL ..... 1

Ulukent (Tavas-Denizli) Güneyi Manganez Yataklarının Jeokimyasal Özellikleri

Mustafa KUŞÇU ve Atasever GEDİKOĞLU ..... 29

Kızıldað (Hatay) Ofiyolitine Baþlı Kromit Yataklarında Görülen Dönüşüm (Co-Ni-Fe) ve Bazı PGM'leri

Mesut ANIL ve Ergül YAÞAR ..... 49

Istranca Batholith and Associated Porphyry Type Mineralization:

As an example of the Multiple and Composite Batholith and Related Porphyry Type Mineralizations Within the A Type Subduction Related Intra-Continental Extentional Belt in Balkanide Region

Sener ÜSÜMEZSOY..... 59

Çatalca Dolayındaki Levazım Birliği (İstanbul ili) Alanının Jeolojisi ve Mühendislik Jeolojisi	
Nuri GÖRÜNEY .....	107
Untersuchung der Aufbereitbarkeit und Manche Eigenchaften der Chromit-Lagerstaette Kızıldağ in der Nähe Eğridir-Isparta/Türkei	
Ahmet YAMIK ve Mustafa KUŞÇU .....	119
Eocene Benthonic Foraminifera From Elazığ Region (E.Anatolia/Turkey)	
Niyazi AVŞAR .....	133
Les Gisements de Barytine et la Minéralisation Plombefère-Zincifère de la Région d'Engezek (Karamanmaraş)	
Mesut ANIL .....	161
Meska Yapı Kooperatif (Denizli ili) Alanının Jeoloji ve Mühendislik Jeolojisi	
Nuri GÖRÜNEY .....	175

HABERLER/News

KONGRELER/Congress-Meeting

Kapak Resmi/Cover Picture: Karakaya Barajı (Foto Doç.Dr.Cengiz YETİŞ) Karakaya Dam (Photo taken by Doç.Dr.Cengiz YETİŞ)

Film-Montaj-Baskı  
**Hakan Matbaacılık**  
 Cemal Gürsel Cad. No. 40  
 Tel.: 12 21 90 ADANA

**1990**

AĞVA (İSTANBUL İLİ) YÖRESİ GEÇ KRETASE İSTİFINİN  
FORAMİNİFER BIYOSTRATİGRAFİSİ

İzver TANSEL

Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Bölümü, İstanbul Univ.

ÖZ: Ağva yöresi Geç Kretase istifi Erken Kampaniyen' den - Geç Maestrichtyen'e kadar sürekli biyostratigrafiye dayalı altı planktik biyozonla temsil edilir (Globotruncanita elevata - Globotruncana ventricosa - Globotruncanita calcarata - Globotruncana falsostuarti - Gansserina gansseri, Globotruncanita stuarti - Abathomphalus mayaroensis).

Bu çalışma, istifin alt kesimlerinde ayırtlanan Globotruncanita elevata ve Globotruncana ventricosa biyozonları bölgedeki Erken - Orta Kampaniyen'in varlığını bir kronostratigrafik yenilik olarak ortaya koymaktadır.

FORAMINIFER BIOSTRATIGRAPHY OF LATE CRETACEOUS SEQUENCE OF  
AĞVA, İSTANBUL

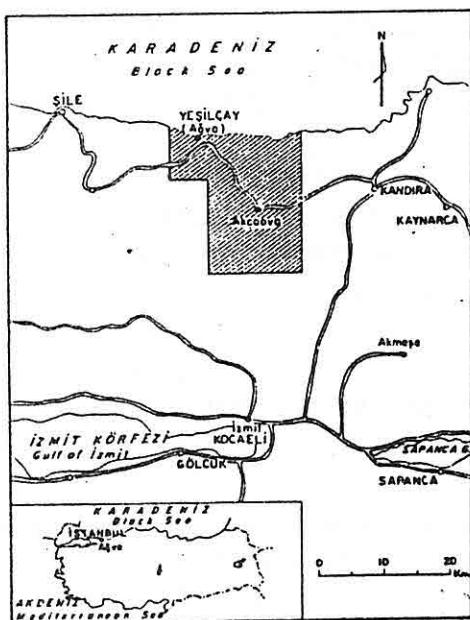
ABSTRACT: The Late Cretaceous sequence of Ağva region is represented by six planktic foraminifer biozones between the Early Campanian - Late Maastrichtian, namely; Globotruncanita elevata, Globotruncana ventricosa, Globotruncanita calcarata, Globotruncana falsostuarti, Gansserina gansseri - Globotruncanita stuarti, Abathomphalus mayaroensis biozones.

In the present study, the Globotruncanita elevata and Globotruncana ventricosa biozones indicating the presence of Early and Middle Campanian, have been found for the first time in the area.

## GİRİŞ

İnceleme alanı İstanbul ilinin 120 km doğusunda Ağva ilçe merkezi ile çevresini içeren F23 c1-c2-c3-c4 paftalarında yer alır (Şekil.1).

En önemli yerleşim birimi Ağva olup, diğer yerleşim birimleri İshaklar, Mansur, Şuayıplı, Sofular, Akçaova, Yakuplar, Hediyyeli gibi köylerden oluşmaktadır.



Şekil.1 : Çalışma alanının bulduru haritası.

Figure.1 : Location map of the study area.

Çalışma alanı civarında öncü çalışmalar Baykal (1, 2), Okay (3) tarafından yapılmıştır, izleyen çalışmalar ise batıda Baykal - Önalan (4), doğuda Görmüş (5), Kaya (6, 7) ve civar yörelerde Dizer'e (8, 9) aittir.

Ağva yöresinde günümüze degen ayrıntılı bir biyostratigrafiye ilişkin çalışma yapılmamıştır. Gelişilen Geç Kretase yaşı tortul istifte, iki ölçülmüş stratigrafi kesiti ve kesit-

lerle bütünlendirme ve denetirme amacıyla yönelik ölçüsüz derlenmiş sistematik örneklerle toplam 273 örneğin incelenmesiyle Kampaniyen - Maestrichtiyen yaş aralığında altı planktik foraminifer biyozonu saptanmıştır (Şekil 5).

Saptanan biyozonlar ve içerdigindeki planktik foraminifer topluluğu Prof.Dr. M.H.Bolli (E.T.H,Zürich)'ye ait özel koleksiyonlarla Tunus, Trinidad, Güney Alpler, Doğu Afrika, Kuzey Atlantik, İtalya ve D.S.D.P., Leg 15, 152/141 örnekleri denetirilmiştir.

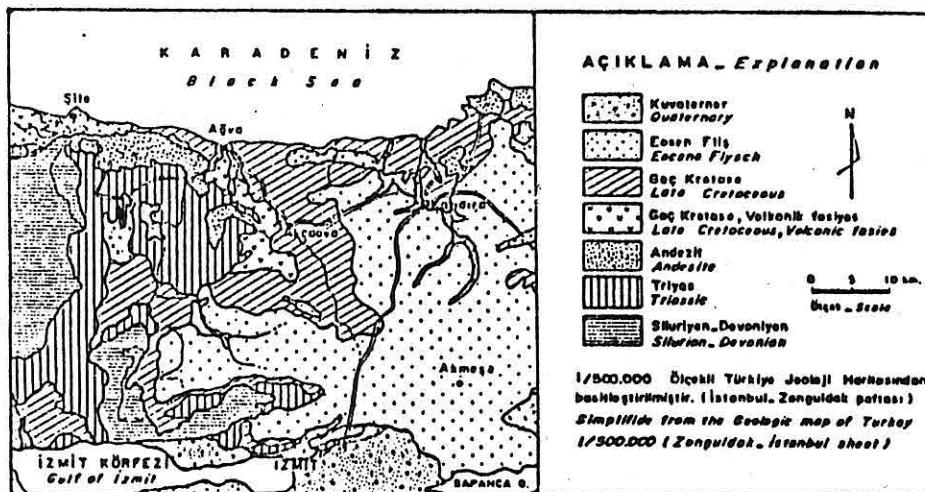
Sonuçta, bölgede amaca yönelik olarak ayrıntılı bir biyostratigrafi ayırtımına ve adlamasına gidilmiştir. İnceleme alanında geniş bir yüzeyleme gösteren Geç Kretase yaşı istifle, Senozoyik'e ait litolojik olarak Geç Kretase'den ayırtlanamayan Paleosen yaşındaki istifin birbirleri ile olan ilişkisi ise , bu çalışmayı bütünleyici olarak ikinci bir makale de ayrıca yayımlanacaktır.

#### STRATİGRAFİ

İnceleme alanı jeolojik konum açısından Pontid'lerin batı kenarında yer alır. Tetis okyanusunun Mesozoyik ve Tersiyer tortullarını içeren bölgede Geç Kretase yaşı sedimenter istif oldukça geniş bir alanda yüzeyler ve Tersiyer'in Paleosen yaşı sedimenter istifi ile konkordan konumludur. Ayrıca, bölgede genellikle andezitik kayaçların egemen olduğu volkanizma yaygındır (Şekil 2).

Çalışmanın amacının biyostratigrafi olması nedeni ile bölgenin litostratigrafiye dayalı kaya birim adlamasında yöre civarındaki eski çalışmalar esas alınmıştır. KB Anadolu ve Pontid'ler boyunca Keti ve Gümüş (10) tarafından adlanmış olan Akveren formasyon adı yazar tarafından da kullanılmıştır.

AĞVA GEÇ KRETASE İSTİFİ



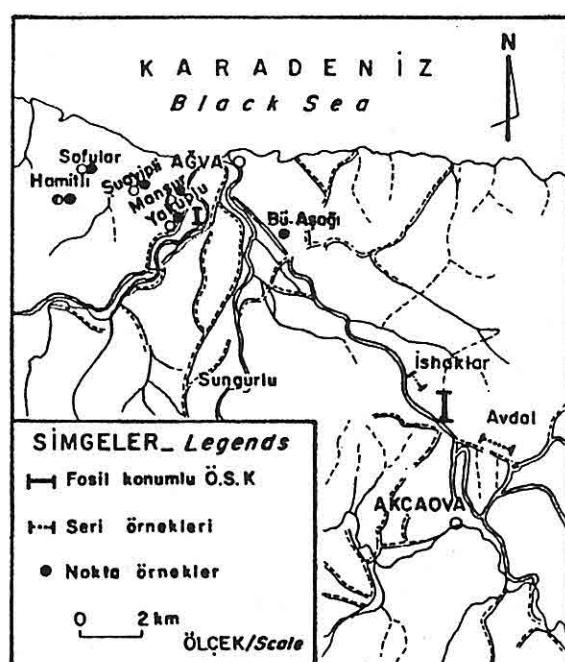
Şekil 2 : Bölgesel Jeoloji Haritası.

Figure 2 : Regional Geology Map.

Ketin ve Gümüş (10)'e göre birim seyrek lav - tuf ve kumtaşı aratabaklı, killi kireçtaşları - marn ardalanması şeklinde olup, Maestrichtiyen - Daniyen yaşındadır. Görmüş (5) tarafından, Akveren formasyonu Geç Kretase - Eosen yaşlı Sarıkaya formasyonu şeklinde, katmanlı, kısmen kristalizde, detritik ve kilitası aratabakaları içeren kireçtaşları için kullanılmıştır.

Kaya (6, 7) yeşilimsi - gri kireçli kilitası, kireçli çamurtaşısı ve seyrek kalsitürbiditik kireçtaşlarından oluşan topluluğu Akveren formasyonu olarak tanımlamıştır. Stratigrafik konumu ve yaşını Ereğli alanı için Maestrichtiyen - Paleosen, Yığılca bölgesinde de Maestrichtiyen - Erken Paleosen olarak vermiştir.

Ağva yöresinde bu formasyon genellikle sert, beige - grimsi beyaz renkli, ince - orta katmanlı kireçtaşısı; gevşek, kırılgan, yeşilimsi gri renkli killi kireçtaşısı - marn ardışımlı şeklinde ve yer yer ince taneli, orta katmanlı kumtaşı ve volkanik arakatkılar içeren bir istif şeklinde gözlenmektedir.



**Şekil.3 : Örnekleme Haritası.**  
**Figure.3: Sample Map.**

içinde ayrıca arenit tipi kum taşı da saptanmıştır.

İstifteki kireçtaşları incelendiğinde mikritik karakterde olanların egemen olduğu ve bol pelajik fosil içeren biyomikritlerin de istiflenmiş, laminalı, derin deniz koşullarında veya dalgaların altındaki çökeltilmiş olduğu saptanmıştır. Geç Kampaniyen'den itibaren, özellikle Yakuplar kesitinde görüldüğü gibi, istifte yer yer bentik organizmalar içeren kıritılı kireçtaşları (kalsitürbidit) izlenir. İstif aratabakaları da saptanmıştır.

### BİYOSTRATİGRAFİ

Biyostratigrafi çalışmalarında planktik foraminiferlerin etkenliği ve önemi birçok araştırmalarla kanıtlanmıştır. Bölgesel Biyostratigrafi çalışmalarında birçok araştıracı planktik foraminiferlerin çeşitli cins ve türlerini kullanırken, ileri aşamalarda tür kavramının cinse göre daha fazla önem taşıdığını, tanımlanan tür sayısındaki fazlalığın da karmaşalara neden teşkil ettiğini görmüştür. Son yıllarda yapılan çalışmalar, yeni türlerin ortaya atılmasını engellemek, tür stabilizasyonunu sağlamak, birbirinin sinonimi olanları eleme etmek ve sınıflandırmada da esas morfoloji ve filogeninin birbirinden ayrılmayacağı şeklinde

gelişmişistik "Loeblich - Tappan (11); E.W.G.P.F. (12, 13)".

Pelajik foraminifer zonlarının ayırtımındaki problem; birçok cins veya türün aynı stratigrafik aralıkta yayılmış olmasına karşın, morfolojik evrimlerinden birçok ara morfo-tiplerin gelişmesi (*Globotruncanita elevata* - *Gl. stuartiformis*) veya bunların geniş yayılmış olmaları (*Globotruncana linneiana* ve bu gurup içinde tanımlananlar) sonuça kötü indeks türleri ortaya çıkarmaktadır. Geç Kretase için zon ayırtlanması morfolojik olarak farklılaşmış indeks türler kullanılabildiği gibi, lokal çalışmalarında daha başka zon ayırimına gereksinim olduğu hallerde değişik türler ve morfojenetik evrimsel gelişler de kullanılabilmektedir.

Akçaova - Ağva yöresinde Geç Kretase yaşlı tortul istifte tanımlanabilen biyozonlar stratigrafik gelişimlerine, biyozon tanıtımında da seçilen *Globotruncanidae* türleri yeni sınıflandırma esasına uygun olarak sunulmaktadır.

İnceleme alanından derlenen 2 adet ölçülu stratigrafi kesitinde ve ölçüsüz derlenen örneklerde şu biyozonlar saptanmıştır:

#### **Globotruncanita elevata Zonu**

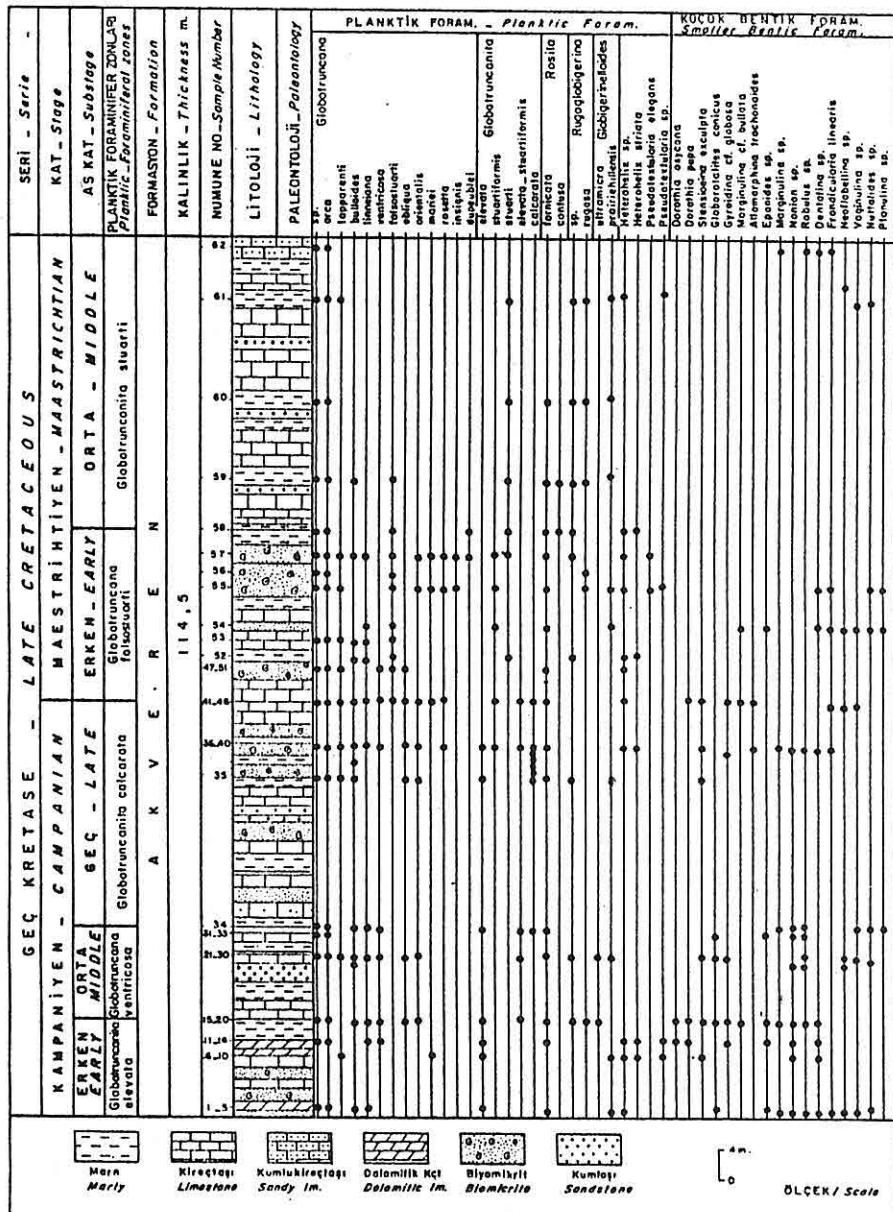
**Tanım:** *Globotruncanita elevata* (Brotzen) ile *Globotruncana ventricosa* White'nin ilk çıkışları arasındaki süreç

**Kategorisi:** Kısıtlı menzil zonu

**Zon Tanımlayıcı:** Postuma (1971)

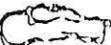
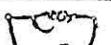
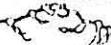
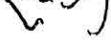
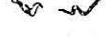
**Yaş Konağı:** Erken Kampaniyen

**İçerdiği Yaygın Cins ve Türler:** *Globotruncanita elevata* (Brotzen), *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *Gl. linneiana* (d'Orbigny), *Gl. bulloides* Vogler, *Gl. arca* (Cushman), *Gl. obliqua* Herm, *Globotruncana* sp., *Globigerinelloides ultramicra* (Subbotina), *Glbs. prairiehillensis* Pessagno, *Rosita fornicata* (Plummer), *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Rugoglobigerina* sp., *Heterohelix striata* (Ehrenberg),



**Şekil 4 : Akçaova köyünün 5 km kuzeyinden alınan ölçülmüş Bivostratigrafi kesiti.**

**Figure 4 : Biostratigraphical section, measured 5 km to the  
of Akcaova village.**

KAT Stage	ROBASZYNSKI, CARON, GONZALES WONDERS (1989)	PLAKTİK FORAMİNİFERLER <i>Planktic Foraminifera</i>	BUGÜNKÜ ÇALIŞMA Present study							ZON SİMGELİYEN TÜRKLER <i>Zonal marker species</i>
			ZONLAR Zones	PLAKTİK FORAMİNİFERLER <i>Planktic Foraminifera</i>	G. elevata	G. ventricosa	G. calcarea	G. fissostuarti	G. gansseri	
65	MAESTRIHTİYEN <i>Maastrichtian</i>	ABATHOMPHALUS mayaroensis		ABATHOMPHALUS mayaroensis						
72	MAESTRIHTİYEN <i>Maastrichtian</i>	GANSERINA gansseri		GANSERINA gansseri						
		GLOBOTRUNCANA falsostuarti		GLOBOTRUNCANA falsostuarti						
	KAMPANIYEN <i>Campanian</i>	GLOBOTRUNCANITA calcarata		GLOBOTRUNCANITA calcarata						
		GLOBOTRUNCANA ventricosa		GLOBOTRUNCANA ventricosa						
83		GLOBOTRUNCANITA elevata		GLOBOTRUNCANITA elevata						

Şekil 5 : Avrupa çalışma grubunun standart planktik foraminifer zonları ile çalışma alanındaki biyozonların karşılaştırılması.

Figure 5 : Comparisons of the foraminifera zones between the European working group standards and the study area.

Heterohelix sp. Bu zonun tipik örnekleri Akçaova kesitinde saptanmıştır (Şekil 4).

**Karşılaşturma ve Yorum:** Sigal (14) KefSidi, Pessagno (15) Batı Atlantik sahil şeridi, Cita (16) Kuzey Atlantik, Postuma (17) Trinidad - Kuzey Afrika - İtalya, Van Hinte (18) D.S.D.P. (Derin deniz sondaj proje) çalışmalarında, Oberhänsli (19) İsviçre, Robaszynski ve diğ. (20) Geç Kretase Globotruncana'ları için yaptıkları çalışmalarla bu zonu belirlemiştir.

Çalışma alanında Akçaova kesitinde geniş yayılım gösteren zonun alt sınırı kesin saptanmadığından, hangi zonun üzerine geldiği bilinmemektedir. Dizer, Meriç (9), KB Anadolu'da Üst Kretase - Paleosen geçişine ilişkin çalışmalarında bu zonun varlığını belirleyememişlerdir, ancak civar bölgelerde çalışanlar Görmüş (5), Kaya ve diğ. (6,7), litostratigrafiye dayalı çalışmalarında Erken Kampaniyenin varlığına değinirler. Toker (21) Haymana'da yaptığı çalışmada bu zonu belirleyerek, yaş konağının Kampaniyen olduğunu vurgulamıştır.

#### **Globotruncana ventricosa Zonu**

**Tanım:** Globotruncanita elevata (Brotzen)'nın azaldığı, Globotruncana ventricosa White ile Globotruncanita calcarata (Cushman)'nın ilk kez ortaya çıkışları arasındaki süreç

**Kategorisi:** Ara zon

**Zon Tanımlayıcı:** Dalbiez (1955)

**Yaş Konağı:** Orta Kampaniyen

**İçerdiği Yaygın Cins ve Türler:** Globotruncana ventricosa White, Gl. lapparenti Brotzen, Gl. linneiana (d'Orbigny), Gl. arca (Cushman), Gl. orientalis El Naggar, Gl. obliqua Herm, Gl. bulloides Vogler, Globotruncanita elevata - Gl. stuartiformis, Rosita fornicata (Plummer), Globigeri-

nelloides, ultramericra (Subbotina), Gibs., prairiehillensis, Pessagno, Rugoglobigerina sp., Pseudotextularia sp. Bu zonun en iyi örnekleri Akçaova kesitinde gözlenmektedir.

Karşılaştırma ve Yorum : Globotruncana ventricosa Zonu, ilk kez Dalbiez (22) tarafından Kuzey Afrika'da saptanmış, ancak yaşı konağı Santonyen olarak verilmiştir. Caron (23), Premoli Silva & Boersma (24) Atlantikte; Salaj & Gasparikova (25), Wonders (26, 27) Batı Tetis bölgelerinde bu zonun varlığını ortaya koymuşlardır. Türkiye'de, Tansel (28) Nallıhan yöresinde yaptığı çalışmada Globotruncana ventricosa Aszonunu ayırtlayarak, yaşıının Orta - Geç Kampaniyen olduğu belirtmiştir.

#### Globotruncanita calcarata Zonu

Tanım: Globotruncanita calcarata (Cushman)'nın ilk çıkışını ile yok oluşu arasındaki tüm süreç

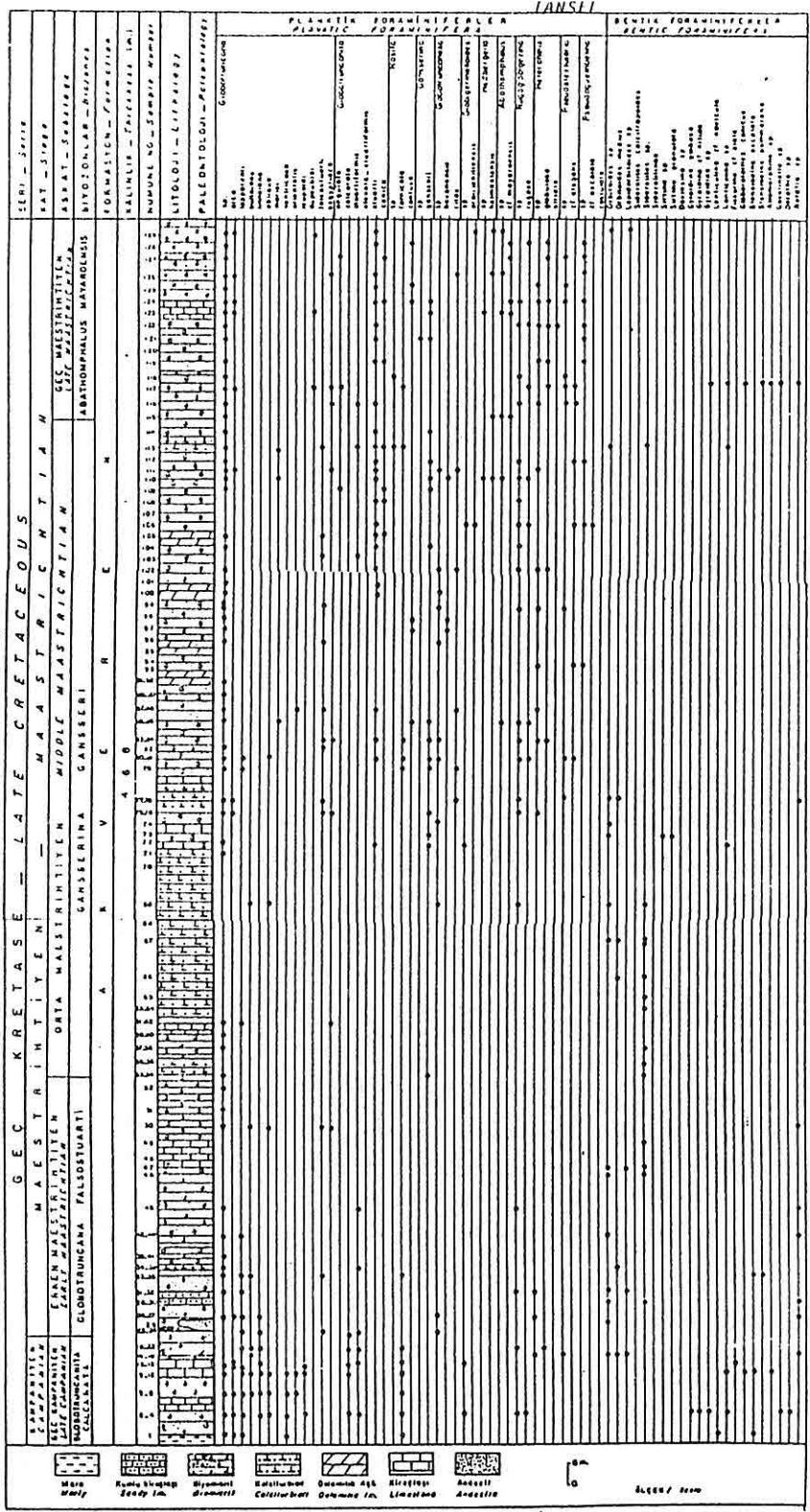
Kategorisi: Toplam menzil zonu

Zon Tanımlayıcı: Herm (1962)

Yaş Konagi: Geç Kampaniyen

İçerdiği Yaygın Cins ve Türler: Globotruncanita calcarata (Cushman), Glt. elevata - stuartiformis, Glt. stuartiformis (Dalbiez), Glt. elevata (Brotzen), Globotruncana ventricosa White, Gl. arca (Cushman), Gl. lapparenti Brotzen, Gl. linneiana (d'Orbigny), Gl. obliqua Herm, Gl. bulloides Vogler, Gl. orientalis El Naggar, Rosita fornicata (Plummer), Rugoglobigerina sp., Globigerinelloides ultramicra (Subbotina), Heterohelix sp. Bu zona ait tipik örnekler Akçaova ve Yakuplar kesitlerinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve Yorum : Zonu simgeleyen Glt. calcarata (Cushman) türü Geç Kampaniyen için klavuz fosil niteliği taşımı Geç Kampaniyen - Erken Maestrichtiyen sınırını belirlemeye tüm dünyada çok önemlidir. Bu zonun varlığını Van Hinte (29) Batı Afrika, Sigal (14) Kef Sidi, Bandy (30) Kaliforniya, Pessagno (15) Batı Atlantik sahil şeridi,



**Şekil 6 : Yakuplar kesiti.**

Figure 6 : Yakuplar section.

Cita (16) Kuzey Afrika, Premoli Silva & Bolli (31) Karayipler, El Naggar (32-33) Mısır, Oberhänsli (19) İsviçre, Kleboth (34) İtalya, Beckmann & Bolli (35) İtalya, Robaszynski ve diğ.(13) Atlantik ve Derin deniz sondaj çalışmalarında belirlemişlerdir.

Türkiye'de Dizer (8), Tansel (28) ve Dizer - Meriç (9) zona aynı yaşı vermişlerdir. Ağva yöresinde de zon aynı özelliği taşımaktadır (Şekil 4-6).

#### Globotruncana falsostuarti Zonu

**Tanım:** Globotruncanita calcarata Cushman)'nın kaybolması ve ilk kez Gansserina gansseri (Bolli)'nin ortaya çıkışının arasındaki süreç

**Kategorisi:** Ara zon

**Zon Tanımlayıcı:** Salaj, 1967

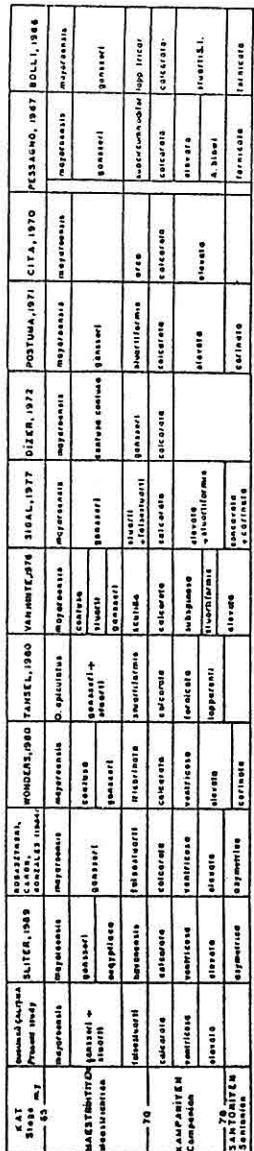
**Yaş Konağı:** Erken Maestrichtiyen

**İşerdiği Cins ve Türler:** Globotruncana falsostuarti Sigal, Gl. arca (Cushman), Gl. lapparenti Brotzen, Gl. bulloides Vogler, Gl. orientalis El Naggar, Gl. ventricosa White, Gl. mariei Banner & Blow, Gl. rosetta (Carsey), Gl. insignis Gandolfi, Rosita fornicata (Plummer), Hedbergella holmdelensis (Olsson), Hedbergella sp., Globigerinelloides prairiehillensis Pessagno, Globotruncanella havanensis (Voorwijk), Heterohelix striata (Ehrenberg), H. globulosa (Ehrenberg), Pseudotextularia elegans (Rzehak). Bentik foraminiferler'den; Orbitoides medius (d'Archiac), Orbitoides sp., Lepidorbitoides sp., Siderolitinae, Rotaliidae.

Bu zonun en tipik örneklerine Yakuplar ve Akçaova kesitlerinde, lokal olarakta; Mansur, Şuayıplı, Hamitli köylerinin 200 - 300 m kuzeyindeki lokasyonlarda rastlanır.

**Karşılaştırma ve Yorum:** Globotruncana falsostuarti Zonu ilk kez Salaj (36-37) tarafından Tunus'ta saptanmış, yaş konağı süreci de Orta Maestrichtiyen'e kadar dayandırılmıştır.

Robaszynski ve dig. (13) de yaptıkları çalışmalarla bu zonun Erken Maestricht'ten yaşında olduğunu belirtmişlerdir.



**Şekil. 7 - Dünyadaki bazı Geç Kretase Faraminifer zonlarının korelasyon çizelgesi.**  
**Figure.7 - World-wide Correlation of some Late Cretaceous Foraminiferal Zones.**

Birçok araştırmacı değişik bölgelerde aynı yaş konağına eşdeğer ve aynı faunanın farklı türlerine dayalı farklı biyozonlar saptamışlardır (Şekil 7).

Bölgesel olarak, Tetis denizinin merkez kesiminde "Barr (30), El.Naggar (32-33), Sigal (39), Fleury (40)", geniş coğrafik dağılımı ile tanıtılan bu zon, Ağva yöresinde kalsitürbiditler içinde yer yer gözlenen bentik fauna dışında aynı özelliği gösterir.

### Gasserina gansseri Zonu

Tanım: Gansserina gansseri (Bolli) ile Abathomphalus mayaroensis (Bolli)'in ilk kez ortaya çıkışları arasındaki süreç

Kategorisi: Ara zon

Zon Tanımlayıcı: Brönnimann (1952):

Yaş Konağı: Orta Maestrichtiyen

İçerdigi Cins ve Türler: Gansserina  
gansseri (Bolli), Gl. falsostuarti  
Sigal, Gl. arca (Cushman), Gl. aegyp-  
tiaca Nakkady, Globotruncanita stuarti  
(d'Lapparent), Rosita fornicata (Plum-  
mer), Rosita contusa (Cushman), Rugog-

Lobigerina rugosa (Plummer), Rugoglobigerina sp., Globigerinelloides prairiehillensis (Pessagno), Heterohelix globulosa (Ehrenberg), H. striata (Ehrenberg).

Zonu simgeleyen en iyi örnekler Yakuplar kesitinde ve de lokal olarak Dodubayır tepesi, Mansur ve K.Urfallı mevkilerinde gözlenmiştir. Akçaova kesitinde Gansserina gansseri (Bolli) saptanamamış, buna karşın aynı stratigrafik düzey için eşdeğer konuma sahip Glt. stuarti zonu ayrılmıştır. Bu zonun en iyi örneklerine Avdal - Akçaova yol güzergahı boyunca alınan örneklerde rastlanır.

**Karşılaştırma ve Yorum:** Bolli (41,42,43) Trinidad, El-Nagar (32) Mısır, Pessagno (15) Batı Atlantik Sahil Seridi, Barr (37) Libya, Robaszynski ve dig. (13) çalışmalarında bu zona Orta Maestrichtiyen yaşını vermişlerdir. Türkiye'de Dizer (8), Toker (21,44), Gökçen (45), Tansel (28), Dizer ve Meriç (9) zonun aynı yaş konağına ait olduğunu belirtmişlerdir. Ağva yöresinde Glt. falsostuarti Zonuna benzer olarak yer yer bentik faunanın egemen olduğu arakatmanlar dışında aynı özelliği taşımaktadır.

#### **Abathomphalus mayaroensis Zonu**

**Tanım:** Abathomphalus mayaroensis (Bolli) ile Paleosen Globigerinid formlarının ilk kez ortaya çıkışları arasındaki süreç veya A. mayaroensis'in tüm yaşam aralığı

**Kategorisi:** Toplam menzil zonu

**Tanımlayıcı:** Brönnimann (1952)

**Yaş Konağı:** Geç Maestrichtiyen

**İçerdiği Cins ve Türler:** Abathomphalus mayaroensis (Bolli), Abathomphalus sp., Globotruncana arca (Cushman), Glt. falsostuarti Sigal, Glt. aegyptiaca Nakkady, Glt. dupeublei (Caron), Rosita contusa (Cushman), Globotruncanita stuarti (d'Lapparent), Glt. conica (White), Gansserina gansseri (Bolli), Rugoglobigerina rugosa (Plummer), Rugoglobigerina sp., Globigerinelloides sp., Heterohelix globulosa (Ehrenberg), Heterohelix sp., Racemiquembelina sp., Pseudotextularia sp., Radiolaria.

Zona ait en iyi örnekler Yakuplar kesitinde ve İshaklar yöresindeki seri numunelerde rastlanılmıştır.

**Karşılaştırmalı Yorum:** Bolli (41) Trinidad, Sigal (14) Kef Sidi, Pessagno (15) Batı Atlantik sahil şeriti, Cita (16) Kuzey Atlantik, Salaj (36-37) Tunus, Barr (38) Libya, Beckmann, Bolli, Kleboth (34) İtalya'da.

Türkiye'de de Dizer (8-9), Toker (21), Gökçen (45), Geç Maestrichtiyen yaşlı bu zonun varlığını ortaya koymuslardır.

Bazı araştırmalarda da benzer fosil topluluğu içeren bu zon Geç Maestrichtiyen'in en üst kesimi için tanıtılmıştır "Caron ve dig. (46), Sliter (47)".

Sonuçta; Geç Maestrichtiyen için dünya ölçüğinde standart planktik bir biyozon niteliğini taşıması, kronostratigrafi - biyostratigrafiye dayalı Geç Kretase - Paleosen geçişine ilişkin sınır problemlerinin çözümünde, konumu açısından olukça etken rolü bulunmaktadır.

İnceleme alanında çoğun ince kesitlerde iyi korunmuş olarak rastlanan bu zona ait örnekler, yıkama örneklerinde kristalize bir durum göstermesi nedeni ile Abathomphalus cf. mayaroensis olarak kuşkulu saptanmıştır (Levha 3, Şekil 6).

#### TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Araştırma, Ağva - Akçaova yöresinde Geç Kretase (Kampaniyen - Maestrichtiyen) zaman aralığında tortullaşmanın kesiksiz olarak devam ettiğini ve bölgenin güney kesiminin, kuzeye göre daha derin ve açık - derin denizel ortam koşullarında olduğunu göstermiştir.

Verilere göre; güneyde derin denizel koşullarda karbonat çamurtaşısı çökeldiğini, kuzeyde ise ortama yabancı bentik foraminiferler içeren kalsitürbiditlerin varlığını,

daha kuzeyde Geç Kampaniyen'den başlıyarak, materyelinin daha da kuzeydeki sıg denizel karbonatlardan taşınan aratabakalar bir kalsitürbidit yelpazesinin gelişliğini göstermektedir. İzlenen bu kalsitürbiditlerin üst kesimlerde yer yer egemen litoloji haline dönüşmesi, bölgein tektonik durumındaki değişikliğin neden olduğu duraysızlığı ve bunun sonucunda da inceleme alanına yakın şelf ortamından veya sıg denizel karbonat kıyı koşullarının hüküm sürdüğü bir ortamdan türbit akıntılarla kırintılı malzemenin taşınıp, derin deniz ortamına regresif olarak şökeltilerini kanıtlamaktadır. Orbitoididae, Siderolitinae, bentik foraminiferler, alg ve Rudist kavkalarının parçalar halinde bulunması bu olasılığı kuvvetlendirmektedir.

İstifin biyostratigrafi açısından incelenmesi ile alttan üste doğru Globotruncanita elevata, Globotruncana ventricosa, Globotruncanita calcarata, Globotruncana fossilis, Gansserina gansseri - Globotruncanita stuarti, Abathomphalus mayaroensis planktik foraminifer zonlarının varlığı Uluslararası Stratigrafi Komitesi (Fransa, 1979) esaslarına ve standart planktik foraminifer zonlarına benzer olarak, Abathomphalus mayaroensis ve Globotruncanita calcarata; toplam menzil zonu (total range zone), Globotruncanita elevata; kısmi menzil zonu (Partial range zone), diğer üç biyozon da ara zon (Interval zone) olarak ayrılmıştır.

Çalışmada, bu yöre ve civarı için farklı olarak ilk kez Globotruncana insignis Gandolfi, Globotruncana dupeublei Caron ve dig. ve Globigerinelloides prairiehillensis Pessagno fosilleri de saptanmıştır.

Litostratigrafi açısından ise KB Anadolu için yaygın bir formasyon niteliği olan Akveren Formasyonu'na Maestrihitiyen - Paleosen, bazı araştırmacılar ise Geç Kampaniyen - Paleosen yaşını vermişlerdir. Ancak, bölgedeki ayrıntılı biyostratigrafi çalışmasına dayanılarak, Globotruncanita

elevata, Globotruncana ventricosa gibi iki zonun saptanması, bölgede Erken Kampaniyen ile Orta Kampaniyen'in varlığını kanıtlamaktadır.

Diger bir hususta, saptanan planktik foraminifer biyozonları ile içерigindeki foraminiferlerin Tetis denizinin merkez kesimine ilişkin topluluğa, paleocoografik yayılım açısından oldukça benzer görülmüşidir.

#### KATKI BELİRTME

Yazar, çalışmasının araştırma aşamasında numunelerini değerli kolleksiyonları ile karşılaştırmaya ve örneklerini Scanning Electron Mikroskopunda görüntülemeye her türlü yardımını gördüğü Prof.Dr. M.H. Bölli'ye (ETH.Zurich) ve Dr. Beckmann'a (ETH), sedimenter kayaç örneklerini tanımlayan Doç.Dr. Fazlı Oktay'a (İ.T.Ü), çalışmaları sırasında her türlü manevi desteğini esirgemeyen Prof.Dr. Atife Dizer'e (İ.Ü.), laboratuvar çalışmalarında destek olan Jeo.Yük.Müh. Aysel Oral'a, arazi çalışmalarına yardımcı olan Jeoloji Mühendisleri Seyfettin Yılmaz, Ali İrepoğlu'na ve Ressam Ferhan Yüksel'e en içten teşekkürlerini sunar.

#### REFERANSLAR

- 1 Baykal,F., Şile Mintikasının Jeolojisi, İstanbul Univ. Fen. Fak. Mecmuası, Seri B , cilt VII 166-233, 1942.
- 2 Baykal,F., Şile Bölgesinin Jeolojisi, İ.Ü.F.F. Monografi- leri Sayı 3, İstanbul, 1943.
- 3 Okay,A.C., Şile, Mudarlı, Kartal ve Riva arasındaki bölge- nin jeolojik etüdü, İ.Ü.F.F. Mec. Seri B, Cilt XIII, 1948.

- 4 Baykal,F., Önalan,M., Sile sedimentter karışığı (Sile Olistostrome), Altınlu Simp., 1978.
- 5 Görmüş,S., Yığılca (Bolu NW) yöreninin stratigrafisi, H.Ü. Yerbilimleri Fakültesi Yayl., 9, 91-110, 1982a.
- 6 Kaya,O., Dizer,A., Tansel,İ. ve Meriç,E., Ereğli (Zonguldak) alanının stratigrafisi, M.T.A. Derg., 99/100, 19-33, Ankara, 1984.
- 7 Kaya,O., ve dig., Yığılca (Bolu) alanı Üst Kretase ve Paleojeninin stratigrafisi, M.T.A. Derg., No.107, 13-32, Ankara, 1987.
- 8 Dizer,A., La limite Cretace - Tertiaire dans le bassin NW de la Turquie, Rev. Micropaléontologie 14, 43-47, 1972.
- 9 Dizer,A. ve Meriç,E., Kuzeybatı Anadoluda Üst Kretase-Paleosen biyostratigrafisi; M.T.A. Dergisi, 95-96, 149-163, 1983.
- 10 Ketin,İ. ve Gümüş,Ö., Sinop - Ayancık güneyinin jeolojisi; TPAO Rap., 288, Ankara, 1963.
- 11 Loeblich,A.R.Jr. - Tappan,H., Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C, Protista 2, vol.1, vol.2, 1964.
- 12 Robaszynski,F. & Caron,M.; (coordinators), Atlas de Foraminifères planctoniques du Crétacé moyen. Parts 1-2, Cah. Micropaleontol., 1 and 2. 1-185 and 1-181., 1979.
- 13 Robaszynski,F., Caron,M., Gonzales-Donoso, J.M., and Wonders,A.A.H. (eds.), Atlas of Late Cretaceous globotruncanids, Revue de Micropaléontologie, v.26, no.3-4, p.145-305, 1984.

- 14 Sigal,J., Raoult,J.F., Magne,J., Le Crétacé et l'Eocéne  
a facies Tellien dans la zone du Kef Sidi Dris,  
Bull. Soc. géol. de France, 1967.
- 15 Pessagno,E.A.Jr., Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the western Gulf Coastal Plain, Palaeontographica Americana, v.5, p.245-445, 1967.
- 16 Cita,M.B., Gartner,Jr., Deep Sea Upper Cretaceous from the Western North Atlantic Proceed, II. Plank. Conf., v.1, pp.287-297, Roma, 1970.
- 17 Postuma,J., Manual of Planktonic Foraminifera; Elsevier Publishing Co., Amsterdam, 420 p., 1971.
- 18 Van Hinte,J.E., A Cretaceous time scale, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 60, 498-516, 1976.
- 19 Oberhänsli,H., Micropaläontologische und sedimentologische Untersuchungen in der Amdener Formation, Organ der Schweizerischen Naturforschen der Gesellschaft, Bern, 1978.
- 20 Robaszynski,F., The Albian, Cenomanian and Turonian Stages in their type-regions, Bulletin of the Geological Society of Denmark, v.33, p.191-198, 1984.
- 21 Toker,V., Haymana yöresinin (SW Ankara) planktonik foraminifer ve nannoplanktonlarla biyostratigrafik incelemesi, Doçentlik tezi, A.Ü.F.F., 155 s., 1977.
- 22 Dalbiez,F., The genus Globotruncana in Tunisia, Micro-paleont., v.1, n.2, pp.161-171, tex- figs. 1-10., 1955.
- 23 Caron,M., Cretaceous planktonic foraminifers from D.S.D.P. Leg 40, Southeastern Atlantik Ocean, D.S.D.P., 40, 651-78, 1978.

- 24 Premoli,S. & Boersma,A., Cretaceous planktonic foraminifers - D.S.D.P. Leg 39, (South Atlantic), Initial Rep. Deep Sea drill. Proj., 39, 615-31, 1977.
- 25 Salaj,J. & Gasparikova,V., Microbiostratigraphy of the Upper Cretaceous of the West Carpathians based on foraminifers and nannofossils and the question of relations and migrations of Boreal and Tethyan elements, Aspekte der Kreide Europas, IUGS ser. A., n.6, pp.279-92, 1979.
- 26 Wonders,A.A.H., Middle and Late Cretaceous pelagic sediments of the Umbrian sequence in the Central Apennines, Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen Proceedings, Ser. B, v.82, p.171-205, 1979.
- 27 Wonders,A.A.H., Middle and Late Cretaceous planktonic Foraminifera of the Western Mediterranean area, Utrecht Micropaleontology Bull. 24, 1-158, 1980.
- 28 Tansel,İ., Nallıhan ve dolayının biyostratigrafi incelemesi, Yerbilimleri, 5-6, 31-47, Ankara, 1980.
- 29 Van, Hinte,J.E., Some Foraminifera and Correlation of the type Campanian Second West Afrikan, Micropaleo. Coll. İbadan, pp.86-88, 1965.
- 30 Bandy,L., Cretaceous planktonic foraminiferal zonation, Micropaleont., v.13, n.1, pp.1-32, 1967.
- 31 Premoli-Silva,I. & Bolli,H., Late Cretaceous to Eocene planktonic foraminifera and stratigraphy of Leg 15 sites in the Caribbean Sea, Initial Rep. Deep Sea drill. Proj., 15, 499-547, 1973.

- 32 El-Naggar,Z.R., Stratigraphy and planktonic foraminifera of the Upper Cretaceous - Lower Tertiary succession in the Esna-Idfu region. Nile Valley, Egypt. U.A.R. Bull. Br. Mus. nat. Hist., ser. Geol., 2, 1-291, 1966.
- 33 El-Naggar,Z.R., The genus *Rugoglobigerina* in the Maastrichtian Sharawna shale of Egypt, Proceedings II Planktonic Conference, Roma, 1, 477-537, 1970.
- 34 Kleboth,P., Stratigraphie und Sedimentologie der höheren Oberkreide und des Alttertiärs der Brianza, Memorie di Scienze Geologiche V.XXXV., pagg. 213-292, Padova, 1982.
- 35 Beckmann,J.P., Bolli,M.H., Micropaleontology and Biostratigraphy of the Campanian to Paleocene of the Monte Giglio; Memorie di Scienze Geologiche V.XXXV., pagg. 91-172, Padova, 1982.
- 36 Salaj,J., Zones planctiques du Crétacé et du Paléogène de Tunisie, I. Int. Plank. Microfossils Conf. pp.588, Geneva, 1967..
- 37 Salaj,J. and Maamouri,A.L., Remarques microbiostratigraphiques sur le Sénonien supérieur de l'anticlinal de l'Oued Bazina (Région de Béja, Tunisie septentrionale), Notes Serv. géol. Tunis, vol.32 (1970), p.65-78, 1971.
- 38 Barr,F.T., Cretaceous biostratigraphy and planktonic foraminifera of Libya, Micropaleontology, v.18, p.1-46, 1972.
- 39 Sigal,J., Essai de zonation du Crétacé méditerranéen à l'aide des foraminifères planctoniques, Géologie Méditerranéenne, v.4, p.99-108, 1977.

- 40 Fleury,J.J., Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord), Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin, Societe Geologique du Nord, 4, 1-648, 1980.
- 41 Bolli,H.M., The genera *Praeglobotruncana*, *Rotalipora*, *Globotruncana* and *Abathomphalus* in the Upper Cretaceous of Trinidad, B.W.I. In: A.R. Loeblich, Jr. Studies in Foraminifera, Bull. U.S. natl. Mus., 215, 51-60, 1957.
- 42 Bolli,H., Planktonic foraminifera from the Cretaceous of Trinidad,B.W.I. Bull. Am. Paleontol., 39, 257-77, 1959.
- 43 Bolli,H.M., Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera, Boletin informativo Asociacion Venezolana de Geologia, Mineria y Petroleo, 9, 3-32, 1966.
- 44 Toker,V., Haymana yöresi (GB Ankara) Nannoplankton biyostratigrafisi, Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23, 2, 165-178, 1-2, 1980.
- 45 Gökçen,N., Irmak -Hacıbalı - Mahmutlar (Ankara-Yahşıyan) Üst Kretase - Paleojen istifinin biyostratigrafik incelemesi, Yerbilimleri, 3, 1-2, 129-144, Ankara, 1977.
- 46 Caron,M., Cretaceous planktic foraminifera, in Bolli, H.M., Saunders,J.B., and Perch-Nielsen,K. (eds.), Plankton Stratigraphy, Cambridge University Press, Cambridge, p.17-86, 1985.
- 47 Sliter,V.W., Biostratigraphic zonation for Cretaceous planktonic Foraminifers examined in thin Section, Jour. Foram. Research, v.19, n.1, p.1-19, 1989.

LEVHA - 1  
PLATE - I

Şekil.1 (Fig.1) : **Globotruncanita elevata** (Brotzen)

a - Spiral taraf (x100)  
1a - Spiral taraf (x100)  
1b - Ombilikal taraf (x100)  
1c - Periferi (x100)

Numune No : 1 ve 37 (Akçaova kesiti)

Şekil.2 (Fig.2) : **Globotruncana arca** (Cushman)

a - Spiral taraf (x100)  
b - Ombilikal taraf (x100)  
c - Ombilikal bölgedeki tegilla (x100)

Numune No : 47 (Akçaova kesiti)

Şekil.3 (Fig.3) : **Globotruncana ventricosa** White

a - Spiral taraf (x100)  
b - Ombilikal taraf (x100)  
c - Periferi (x120)

Numune No : 33 (Akçaova kesiti)

Şekil.4 (Fig.4) : **Globotruncanita calcarata** (Cushman)

a - Spiral taraf (x100)  
b - Ombilikal taraf (x100)  
c - Periferi (x100)  
d - Yüzey ve dikenler (x100)

Numune No : 9 (Yakuplar kesiti)

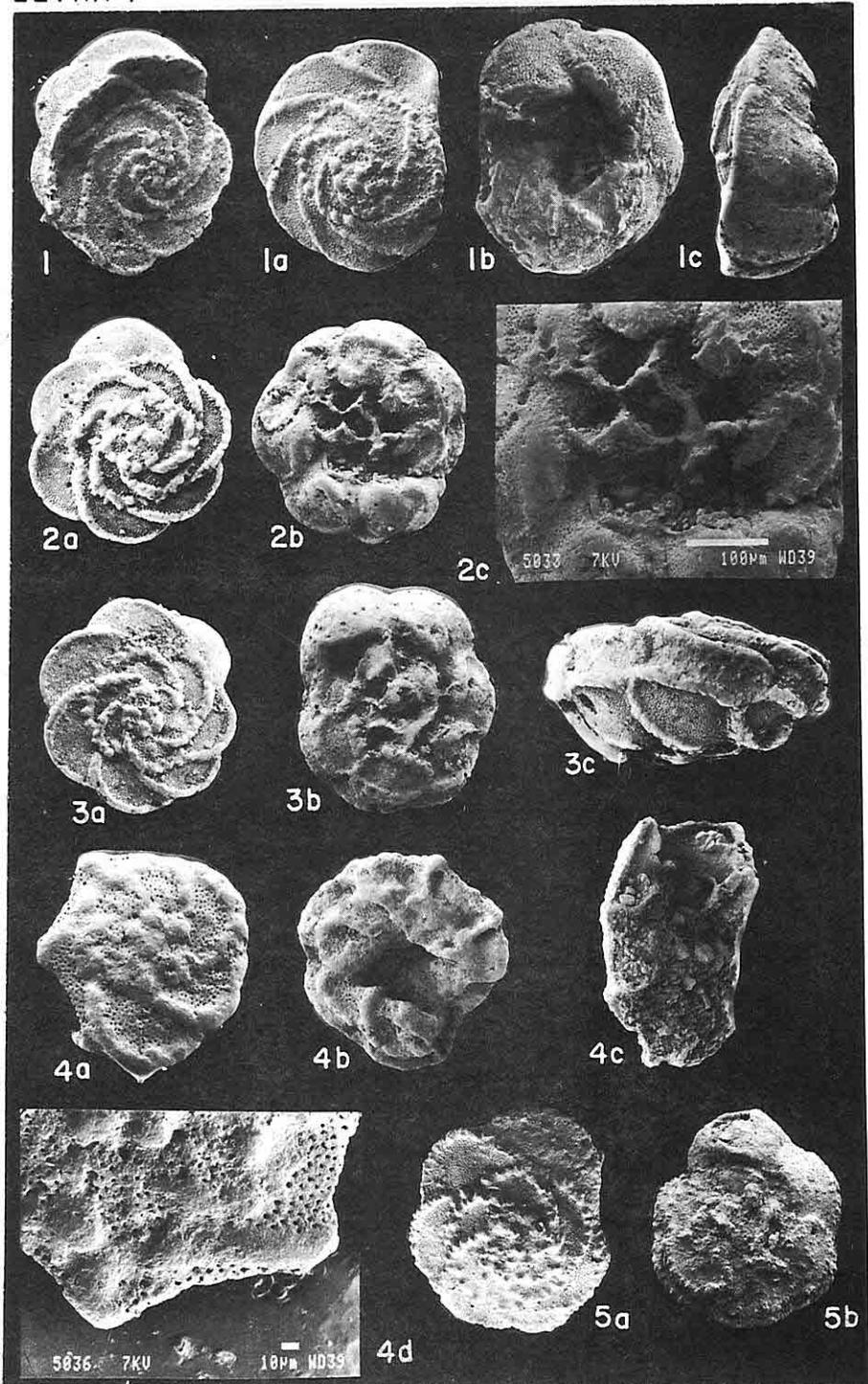
Şekil.5 (Fig.5) : **Globotruncana orientalis** El.Naggar

a - Spiral taraf (x100)  
b - Ombilikal taraf (x100)

Numune No : 55 (Akçaova kesiti)

LEVHA I

PLATE I



LEVHA 2  
PLATE II

Şekil.1 (Fig.1) : *Globotruncana obliqua* Herm

- a - Spiral taraf (x100)
- b - Ombilikal taraf (x100)
- c - Periferi (x100)

Numune No : V.20 (ölçüsüz, Akçaova - Avdal yol güzergahı)

Şekil.2 (Fig.2) : *Globotruncana obliqua* Herm

- a - Spiral taraf (x100)
- b - Ombilikal taraf (x100)
- c - Periferi (x100)
- d - Yüzey görünümü (x10)

Numune No : 39 (Akçaova kesiti)

Şekil.3 (Fig.3) : *Globotruncana lapparenti* Brotzen

- a - Spiral taraf (x100)
- b - Ombilikal taraf (x100)
- c - Periferi (x100)

Numune No : 43 (Akçaova kesiti)

Şekil.4 (Fig.4) : *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny)

- a - Spiral taraf (x100)
- b - Ombilikal taraf (x100)
- c - Periferi (x100)

Numune No : 1 (Akçaova kesiti)

Şekil.5-6 (Fig.5-6) : *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez)

- 5 - Spiral taraf (x100)

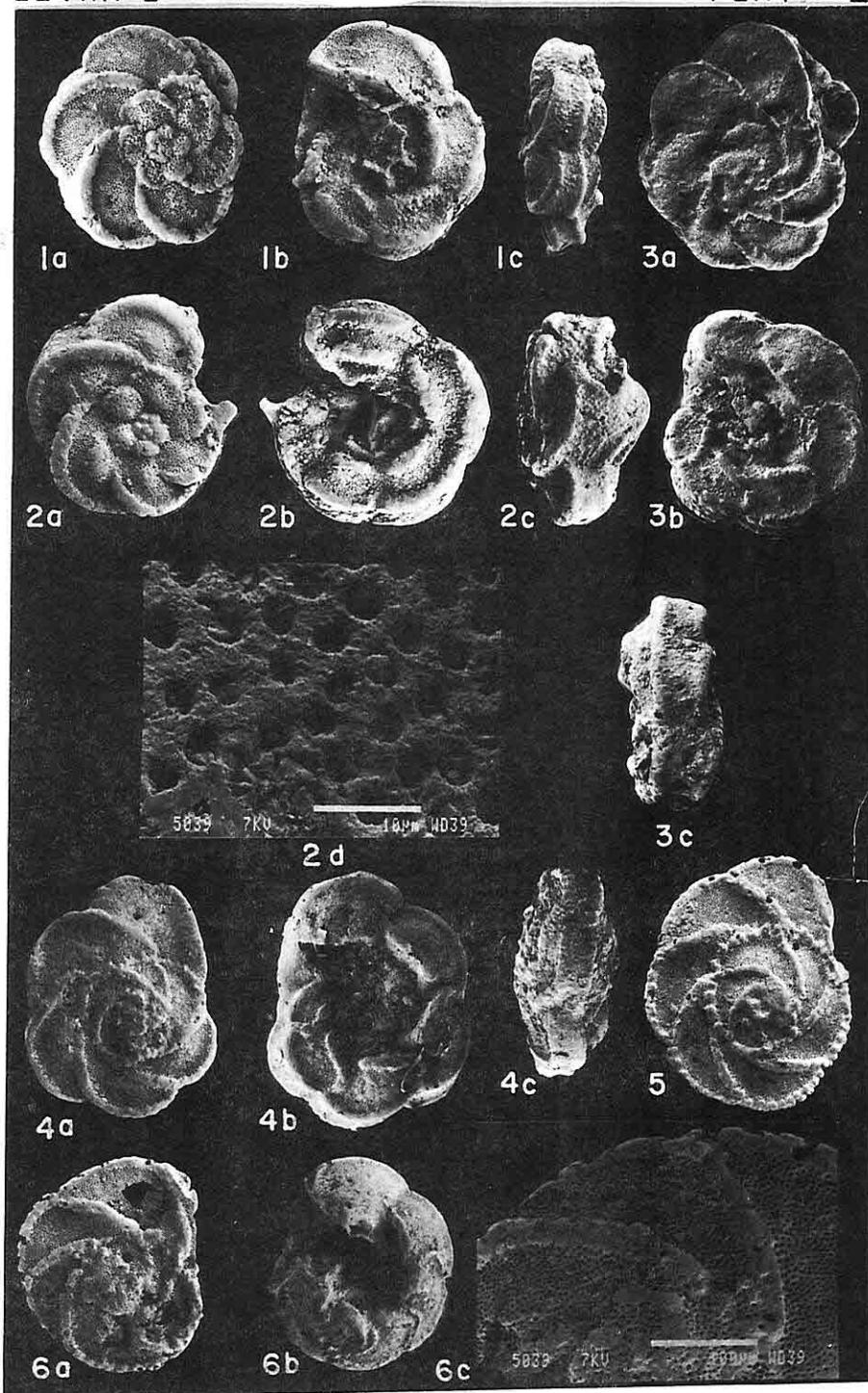
Numune No: 55 (Akçaova kesiti)

- 6a - Spiral taraf (x100)

- b - Ombilikal taraf (x100)

- c - Yüzey ve bölmelerin görünümü (x100)

Numune No : 40 (Akçaova kesiti)



LEVHA 3  
PLATE III

Şekil.1-2 (Fig.1-2) : *Rosita fornicata* (Plummer)

- 1a - Spiral taraf (x100)
- b - Ombilikal taraf (x100)
- c - Yüzey görünümü (x100)
- 2a - Spiral taraf (x100)
- b - Ombilikal taraf (x100)
- c - Periferi (x100)

Numune No : 45 ve 55 (Akçaova kesiti)

Şekil.3 (Fig.3) : *Globigerinelloides prairiehillensis* Pessagno

- a - Spiral taraf (x100)
- b - Ombilikal taraf (x100)

Numune No : 54 (Akçaova kesiti)

Şekil.4 (Fig.4) : *Globotruncana falsostuarti* Sigal

- a - Spiral taraf (x100)
- b - Ombilikal taraf (x100)
- c - Periferi (x100)

Numune No : 50 (Yakuplar kesiti)

Şekil.5 (Fig.5) : *Globotruncana dupeublei* Caron

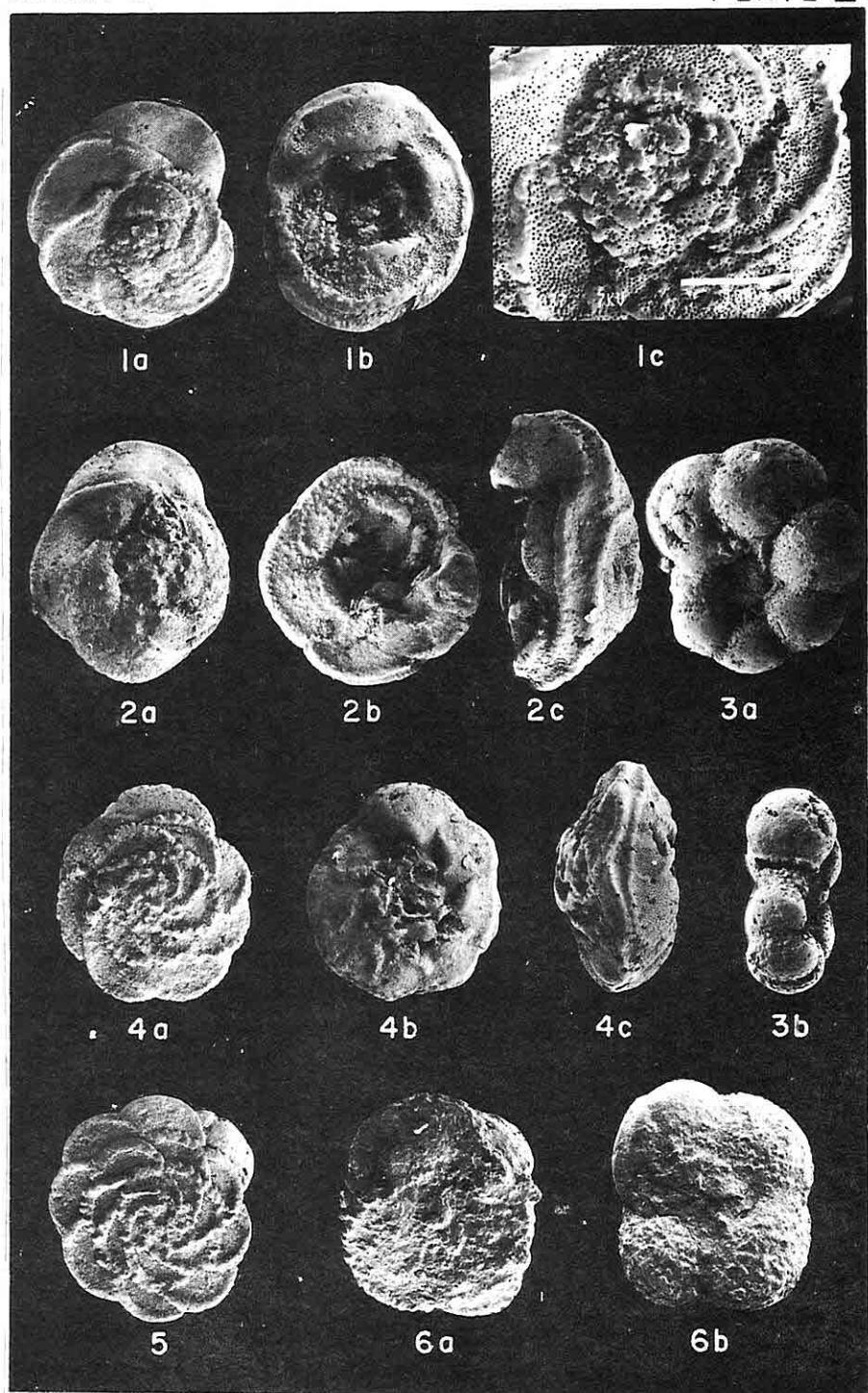
Spiral taraf (x100)

Numune No : 58 (Akçaova kesiti)

Şekil.6 (Fig.6) : *Abathomphalus cf.mayaroensis* (Bolli)

- a - Spiral taraf
- b - Ombilikal taraf

Numune No : 124 (Yakuplar kesiti)



ULUKENT (TAVAS-DENİZLİ) GÜNEYİ MANGANEZ YATAKLARININ  
JEOKIMYASAL ÖZELLİKLERİ

Mustafa KUŞÇU

A.Ü.Isparta Müh.Fak.

Jeoloji Müh.Bölümü ISPARTA

Atasever GEDİKOĞLU

A.Ü.Isparta Müh.Fak.

Jeoloji Müh.Bölümü ISPARTA

OZ

Ulukent Mn yatakları; mineral parajenezi, kimyasal bileşimi ve iz element kapsamları ile özgün cevherleşmelerdir. Ulukent dolayı manganese yataklarının kimyasal bileşim ve iz element oranları dünyanın belli tip yataklarınıninkilere benzememektedir.

Iz elementler açısından fakirlik, cevherleşmenin sedimenter oluştuğunu destekler niteliktedir. Buna karşılık Si oranının fazlalığı, Ba/Sr (5.8) ve Ni/Co (0.55) oranları ise volkanik bir kökeni desteklemektedir. Ulukent Mn cevherleri volkanik etkinliğin de bulunduğu sedimenter oluşumlu yataklardır.

THE GEOCHEMICAL PROPERTIES OF MANGANESE DEPOSITS  
AT THE SOUTH OF ULUKENT (TAVAS-DENİZLİ)

ABSTRACT

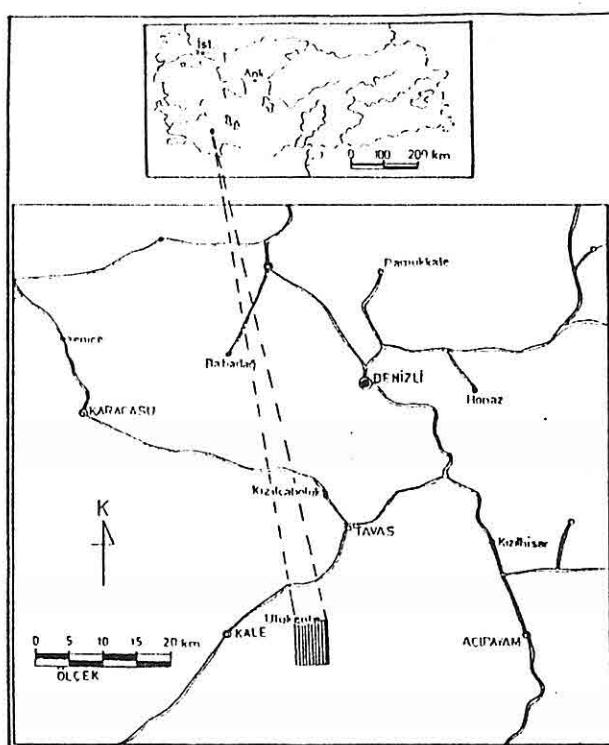
Ulukent manganese deposits are distinctive manganese ores according to their mineral paragenesis, chemical composition and trace elements of the Ulukent manganese deposits are not like those of well-known manganese ores of the earth.

Little amount of trace elements in manganese ores supports that manganese deposits formed by sedimentary processes. However, high Si content, Ba/Sr (0.58) and Ni/Co (0.55) ratios indicate volcanic origin.

The Ulukent manganese ores formed as sedimentary deposits with volcanic affilations.

## 1. GİRİŞ

Manganez cevherleşmeleri Batı Toroslar'da Denizli ili Tavas ilçesi Ulukent bucağının güneyinde bulunur (Şekil 1).



Şekil 1- Bülbülur haritası

Ulukent ve güneyi manganez zuhurlarının bulunduğu araştırma alanının jeolojik özellikleri ve oluşumuna ilişkin görüşler daha önceki bazı yayınlar kapsamında verilmiştir Altınlı (1); Pamir ve Erentöz (2); Doğan ve Türkmen (3); Kuşcu (4,5,6). Ulukent yatakları ile ilgili olarak, volkanik etkinliğin de bulunduğu bir ortamda sedimenter oluşturukları, daha sonra düşük dereceli bölgesel bir metamorfizma geçirdikleri ve süperjen

koşullar altında alterasyona uğramış oldukları ileri sürülmüştür (Kuşçu 5,6). Bu yayın kapsamında inceleme alanında yer alan Mn zuhurlarından derlenen 18 adet Manganez cevher örneği ile 17 adet yan kayaçta yapılan majör oksit ve iz element analiz sonuçları irdelenecektir. Örnekler Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği laboratuvarlarında bulunan X-Ray flüoresans cihazında gerçekleştirilmiştir. Elde edilen verilerden hareket edilerek Ulukent ve güneyi manganez cevherleşmelerinin jeokimyasal karakterleri ile kökenine ilişkin yorumlara gidilecek ve üzerinde çalışılan manganez yataklarının, dünyada bulunan diğer manganez yataklarıyla karşılaşılması yapılacaktır.

Ulukent ve güneyi manganez yataklarının diğer yataklar ile karşılaştırılmasının yapılabilmesi için öncelikle manganez yataklarının sınıflamalarına bir göz atmak yararlı olacaktır. Manganez yatakları farklı araştırcılarca yan kayaçları, oluşma ortamı, mineralojisi, kökeni gibi unsurlara bağlı olarak değişik sekillerde sınıflandırılmıştır. Varentsov (7) manganez yataklarının sedimanter olanlarını sınıflandırmıştır. Routhier 1968: Üzkoçak (8)'de manganez yataklarını, yan kayaçlarına göre; Hewett ve diğ. (9) ise manganez oksitlerin bulunduğu yatakları sınıflamışlardır. Roy (10)'da manganez yataklarını kökenine göre sınıflamıştır. Roy (11)'da yaptığı yeni bir çalışma ile de manganez yataklarını aşağıdaki gibi sınıflamıştır:

#### Volkanik kökene bağlı olmayan yataklar:

Terrijen formasyonlar ile ilişkili manganez yatakları (Rusya, İsrail ve Avustralya; Nikopol Tipi) ile metamorfize yataklar (Hindistan, Brezilya, Zaire).

Karbonat formasyonları ile ilişkili yataklar (Fas, Rusya; Fas Tipi).

Demirli formasyonlar ile ilişkili yataklar (Brezilya, Rusya, G.Afrika Birliği).

Fosil manganez ve demir-manganez nodülleri (Endonezya, İtalya)

Manganez cevherleri ve stromatolitler (Zaire).

#### Volkanik kökenli manganez yatakları:

Olimpik peninsula tipi (Amerika)

Noda Tamagawa Tipi (Japonya)

Batı Afrika Tipi (Batı Afrika)

Langban Tipi (İsveç)

Karadzhal Tipi (Rusya)

Bu son sınıflandırma diğer önceki yapılan sınıflandırmaları da nispeten kapsamaktadır.

Manganez yataklarının sınıflandırılmasında yataklara göre jeokimyasal özelliklerde de çok belirgin olmaya bile bazı karakteristik unsurlar ortaya çıkmıştır. Önemli olan özelliklerden biri Mn/Fe oranıdır. Mn/Fe oranı sedimanter yataklarda 15-20 üzerindedir (Nikopol tipi) Varentsov (7). Türkiye'de Nikopol tipi olarak bilinen ve sedimanter olan Trakya-Binkılıç yataklarında Mn/Fe oranı 38'dir Ateşok (12). Fas tipi yataklarda bu oran 39'dur. Usink tipi manganez yataklarında Mn/Fe oranı 2;10 dolayındadır (Pavlovsk ve Belichenko 1958; Varentsov (7)'de. Volkaniklerle doğrudan ilişkili yataklarda Mn/Fe oranı 0.33 dolayındadır. Mn/Fe oranı güncel derin deniz nodüllerinde değişkendir Bonatti ve Joensun (13). Fosil manganez nodüllerinde de bu oran değişkendir.

$\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ve  $\text{P}_2\text{O}_5$  açısından yataklar irdelendiğinde Fas tipinde bu oksitler düşük oranlardadır ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$  %2.5 ve  $\text{P}_2\text{O}_5$  %0.1). Ancak  $\text{Al}_2\text{O}_3$  Usink tipinde biraz daha fazla olup demir oksit %15'e ve  $\text{P}_2\text{O}_5$  %0.5'e kadar çıkabilemektedir Stanton (14). Nikopol tipi yataklarda ise önceki iki yatağa göre  $\text{Al}_2\text{O}_3$  daha fazla oranlarda bulunur,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  kapsamı ise düşük oranlardadır. Fosfor Nikopol yataklarında düşük oranlarda (%0.2-0.5) bulunan bir diğer elementdir Varentsov (7). Volkanik yataklarda  $\text{Al}_2\text{O}_3$  %2 ile 5 dolayında,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ise %53'e ulaşan miktarlarda bulunurken P %1'e kadar yer almaktadır.

Cu, Pb, Zn, Ba miktarlarında da yataklara göre farklılıklar izlenir. Nikopol tipi yataklarda bu elementlere önemli oranlarda rastlanmazken Fas tipi yataklardan imini cevherlerinde %1.5 BaO, %1 PbO, %0.33 Cu ve %0.09 çinko oksid bulunur. Usink yataklarında ise Cu'ın yan kayaçlara oranla 5-10 kez arttığı bildirilir Varentsov (7). Volkanik yataklarda ise iz oranlarda pirit, kalkopirit, galen ve sfalerit yaygındır Stanton (14).

Bütün bu yukarıdaki verilerin yanısıra aşağıdaki jeokimyasal özellikler de manganez yatakları için önemlidir. W, Ta, Ba, Sr, Be, As ve Sb'ın hipogen yataklarda superjen koşullarda oluşanlara göre

daha fazla oranlarda bulunduğu saptanmıştır Hewett ve diğ. (9).

Ayrıca derin deniz manganez nodüllerinde Pb, Zn, Ba, Ni, Co ve Cu element derişimlerinin olduğu bilinmektedir Stanton (14); Roy (11).

Kobaltın fazla olması ve Ni/Co oranının 0.5'den az Mn/Co oranının ise yaklaşık 300 olmasının volkanik orijini gösterdiği ileri sürülmüştür Davidson (15); Arhenius ve diğ. 1964: German (16)'da.

## 2. JEOLOJİK KONUM

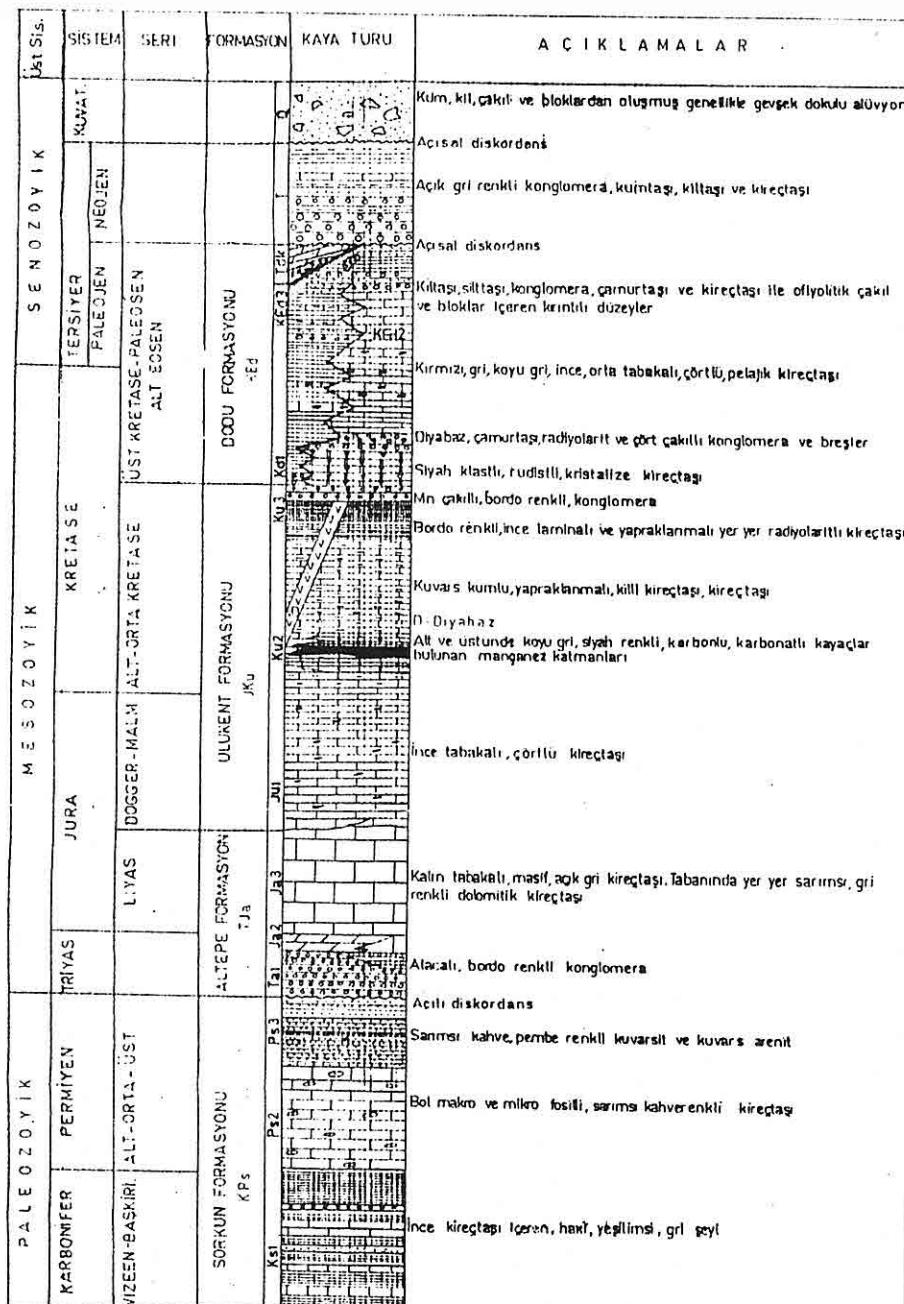
Araştırılan alan Güneybatı Toros napları Pamir ve Erentöz (2), Likya ve Lisiyen napları Graciansky (18) olarak adlandırılan birimlerin yayıldığı kesimde bulunur. İnceleme alanında yer alan birimler Kuşçu (5, 6) tarafından alttan üstte doğru, Karbonifer-Permiyen yaşlı kireçtaşı şeyl ve kuvarsitten oluşan Sorkun formasyonu; konglomera ve kireçtaşından oluşan Triyas-Liyas yaşlı Altepe formasyonu; çörtülü kireçtaşı, kılıç kireçtaşı, manganez katmanları, radyolaritli düzeyler içeren Dogger-Malm ve Kretase yaşlı Ulukent formasyonu; Üst Kretase-Alt Eosen rudistli kireçtaşı; pelajik kireçtaşı ve kırıntılı birimlerden oluşmuş Dodu formasyonu ve bunlar üzerine bindirme ile oturan serpentinit ve dolomitik kayaçlar ile bütün bu birimleri açısal uyumsuz üstleyen Neojen Duranlar konglomerası olarak tanımlanmıştır (Şekil 2).

Yörede yer alan manganez cevherleşmeleri Alt Kretase yaşlı Ulukent formasyonunun killi kireçtaşları içerisinde katmanlar şeklinde bulunur Kuşçu (5, 6).

Manganez katmanları siyah, kırmızı, bordo ve çikolata renkli izlenirler. Manganez katmanının altında sürekliği olmayan siyah renkli piritli ve karbonlu bir düzey, en fazla 6 m kalınlıkta izlenir. Genellikle manganez katmanının altında kireçtaşı veya killi kireçtaşı katmanları bulunur. Daha altlara doğru ise kireçtaşları çörtülü kireçtaşlarına geçiş gösterir (Şekil 2).

Araştırılan alan içerisinde sürekli belli bir stratigrafik zonda çok sık mostra vererek izlenen manganez cevherleşmesinin üstünde her zaman olmamakla birlikte piritli, karbonlu ve yapraklanma gösteren siyah renkli killi bir kireçtaşı bulunmaktadır Doğan ve Türkmen (2); Kuşçu (5, 6). Bu tür birimler bilindiği gibi öksinik ortamı gösterir. Öksinik ortamda S fazla olacaktır, dolayısıyla ortamın kalkofil elementlerce

ULUKENT MANGANEZ YATAKLARI



Şekil 2- Genelleştirilmiş sütun kesit Kuşcu (5).

derişmesi beklenir. Ancak Pb, Zn, Cu gibi kalkofil elementlerin ortamda bulunmaması durumunda ortamda bu elementlerce bir zenginleşme beklenemez. Nitekim Ulukent ve güneyi manganez yataklarında bu tür elementlere önemli oranda rastlanılmamıştır. Bununla birlikte ortamda bulunan S demir ile bileşik yaparak piritleri oluşturmuştur.

Bu düzeyin X-Ray kırınım metoduyla illit, kaolinit ve klorit mineralleri de içeriği saptanmıştır. Ayrıca bu seviyede organik karbon oranı da oldukça yüksek olup %029'a erişir Kuşçu (6). Cevherin üzerinde bulunan siyah renkli düzeyin kalınlığı ve devamlılığı değişkendir, en fazla 20 m kalınlığa ulaşır. Bu siyah düzey daha üstlere doğru yanal ve yersel olarak gri, sarımsı kahverenkli killi kireçtaşı ve/veya sleyte geçiş gösterir. Killi birimin yanal devamlılığı düzenli olmayıp, sıkça kalınlık değişimleri gösterir, kalınlığının Ulukent manganez sahasında (Şekil 3) en fazla TS 19 nolu sondajda 42 m ye ulaştığı saptanmıştır. Daha üstte bordo kırmızı renkli, yapraklınlı yer yer radyolaritli ve silisli killi kireçtaşı veya sleyt gelmektedir. Bordo renkli birimin kalınlığı yanal olarak değişken olup 0-25 m arasında değişir. Kırmızı bordo renkli birimin üzerinde, sürekli izlenemeyen alacalı ve bordo renkli, manganez çakılı konglomeralar bulunur. Daha üstte ise Dodu formasyonunun birimleri gelir (Şekil 2).

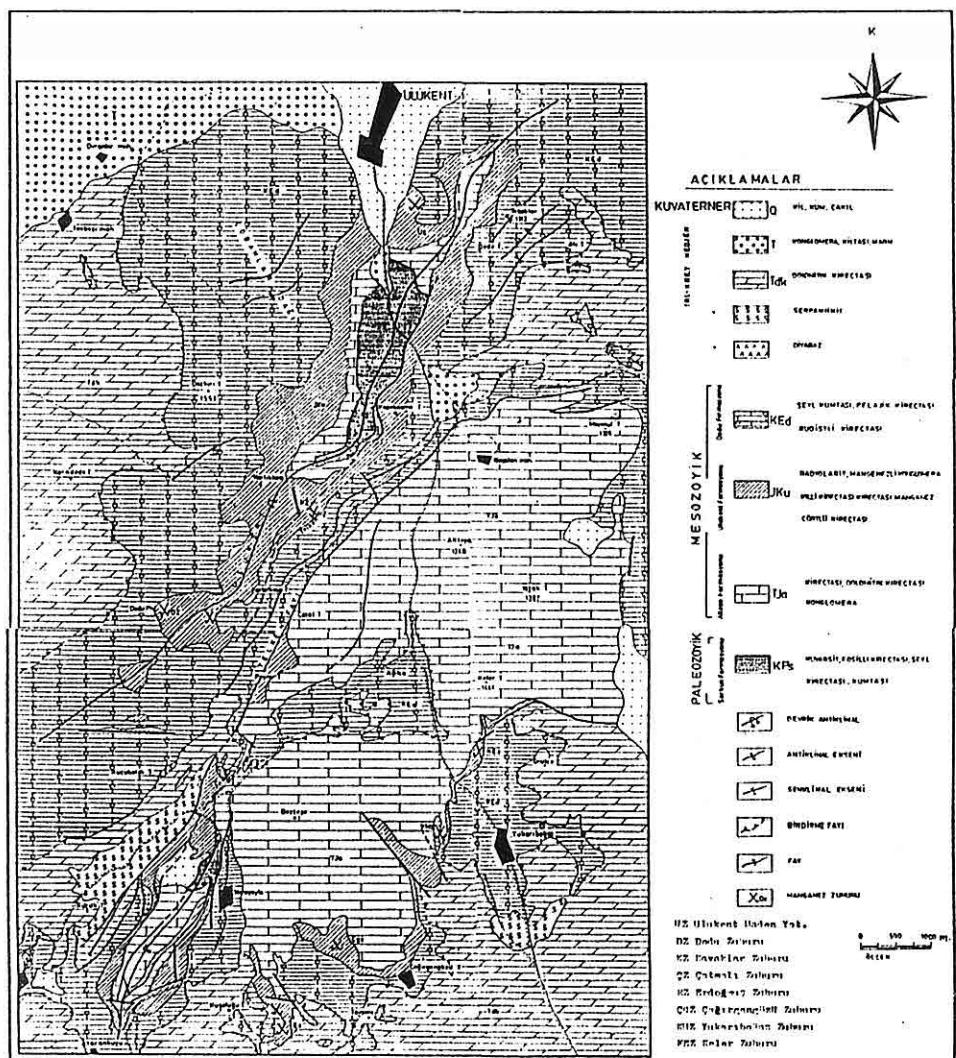
### 3. MINERALOJİ

İncelenen manganez katmanları zengin bir manganez mineralleri parajenezine sahiptir.

Yapılan mikroskop ve X-Ray difraktometre çalışmaları ile manganez cevherleşmelerinin rodokrozit, manganokalsit, hausmanit, braunit, rodonit, tefroit, spessartit, yakobsit, pirolusit, kriptomelan, manganit, psilomelandan oluşmuş bir manganez mineralleri topluluğu kapsadığı saptanmıştır. Yanısıra manganez cevherleşmelerinde gang minerali olarak kalsit, dolomit, kuvars, klorit, pirit, spekularit, hematit, limonit bulunur.

Çeşitli araştırmacılara göre bazı manganez mineralleri, oluşma ortamı ile cevherleşmenin kökenini de yansıtmaktadır. Sedimanter yataklarda rodokrozit, pirolusit, kriptomelan, psilomelan ve manganit yaygın

ULUKENT MANGANEZ YATAKLARI



Şekil 3- Ulukent ve güneyi jeoloji haritası ve Mn zuhurları Kuşcu (6).

olarak bulunan minerallerdir. Braunitin genellikle volkanik kökenli yataklarda bulunabileceği Roy(10, 11); Stanton (14); Park ve Mc Diarmid, (18); Hewett (19); Craig ve Vaughan (20) belirtilmiştir. Yakobsit, spessartit, tefroit ve rodonit ise genellikle metamorfizma koşullarında oluşan ve artan sıcaklığı gösteren minerallerdir Roy(10, 11); Stanton (14); Yoshinaga, 1958 ve Ito 1961: Roy (10)'da . Rodokrozit ise genellikle sedimanter, hidrotermal ve metamorfizma geçirmiş yataklarda bulunan ve ancak orta indirgen bir ortamda çökelen mineraldir Hewett ve Fleischer (21); Varentsov (7); Roy (10,11). Manganit, piroluzit, psilomelan ve kriptomelan mineralleri ise superjen koşullarda oluşan ve birincil mangan minerallerinin oksidasyonu ile oluşan minerallerdir Hewett ve Fleischer (21); Hariya, 1961: Roy (10)'da, Roy (11).

Ulukent ve güneyinde bulunan manganez katmanlarında yer alan karbonatlı,silikatlı ve oksitli manganez mineral parajenezinin; volkanik etkinliğin de bulunduğu, sedimanter kökenli, düşük dereceli bölgesel metamorfizma geçirmiş ve superjen koşullar altında alterasyona uğramış yataklara işaret ettiği belirtilir Kuşcu (5, 6).

#### 4. JEOKİMYASAL ÖZELLİKLER

##### 4.1.Majör Oksitler:

Gerek cevherleşmelerden gerekse yan kayaçlardan alınan örneklerin analiz sonuçları tablo 1 de verilmiştir. Bu değerlerin grafik üzerine düşürülerek ve korelasyon katsayılarının (tablo 2) incelenmesiyle Ulukent ve güneyi manganez yataklarında majör oksitler ile manganez arasında çoğunlukla negatif bir korelasyon ve ters orantının varlığı saptanmıştır Şekil 4 incelendiğinde, Keler zuhurundan alınan K1 numaralı, %5 Mn içermekte olan karbonatlı kayaç örneği hariç diğer tüm cevher örneklerinde MnO azaldıkça SiO<sub>2</sub> de artmanın olduğu açıkça görülmektedir. Yanısıra MnO-CaO (-0.61), MnO-K<sub>2</sub>O (-0.70) ve MnO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (-0.54) arasında da negatif korelasyonlar izlenmektedir (tablo 2). Diğer oksitlerden Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub> (0.86) arasındaki korelasyon katsayısı önemli bulunmaktadır. Mn ile Si arasındaki bu ilişki, cevherleşmenin genelde Si içermesi nedeniyle normaldir ve Mn'ın artmasıyla silis de olduğu gibi diğer elementlerde de azalma olması doğaldır.

Tablo 1- Ulukent ve güney manganez zühhurlarının ve bazı yan kayacaların kimyasal bileşimi ve iz elementleri.

TS: Lukent Mj vataði

B1: ԱՆՀԱՅԻ ՅԱԿԱԳԻ

בוגז צויר

Kıçık kayası zuhuru

3-4: Dodu zuhuru

G2: Çağırqan gözü zuhuru

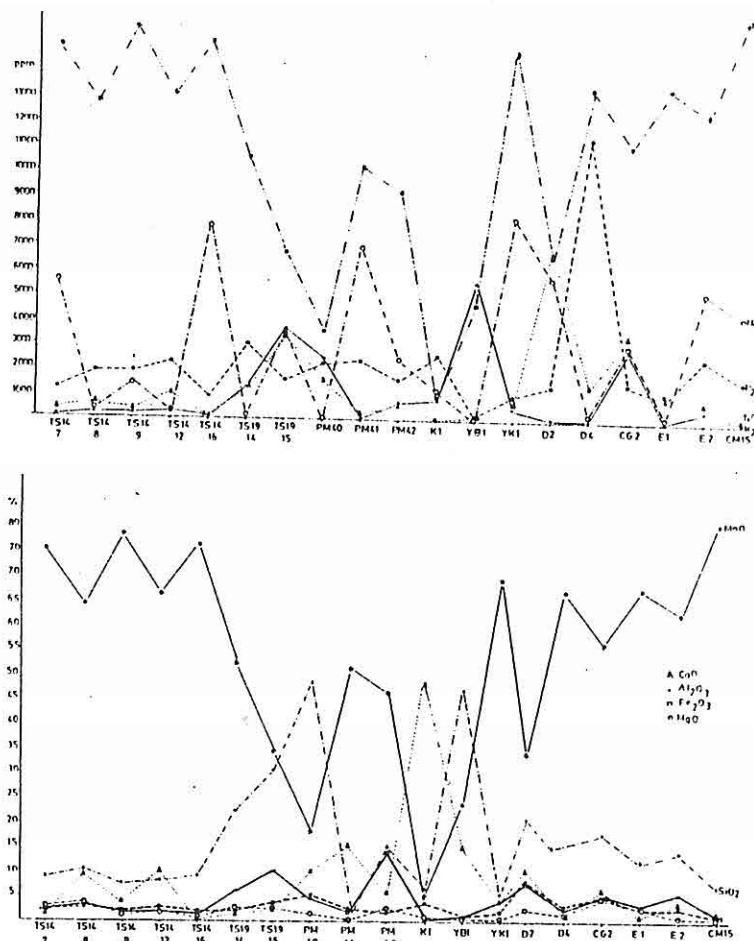
-2- Erdogmüs Zülfüm

๒๕๑

113 · 001 ·

-44 : Ulukent Yatagi

K1 : Keiler zuhuru



Şekil 4- Manganez cevherlerinde majör oksitlerin ilişkisini gösteren grafikler.

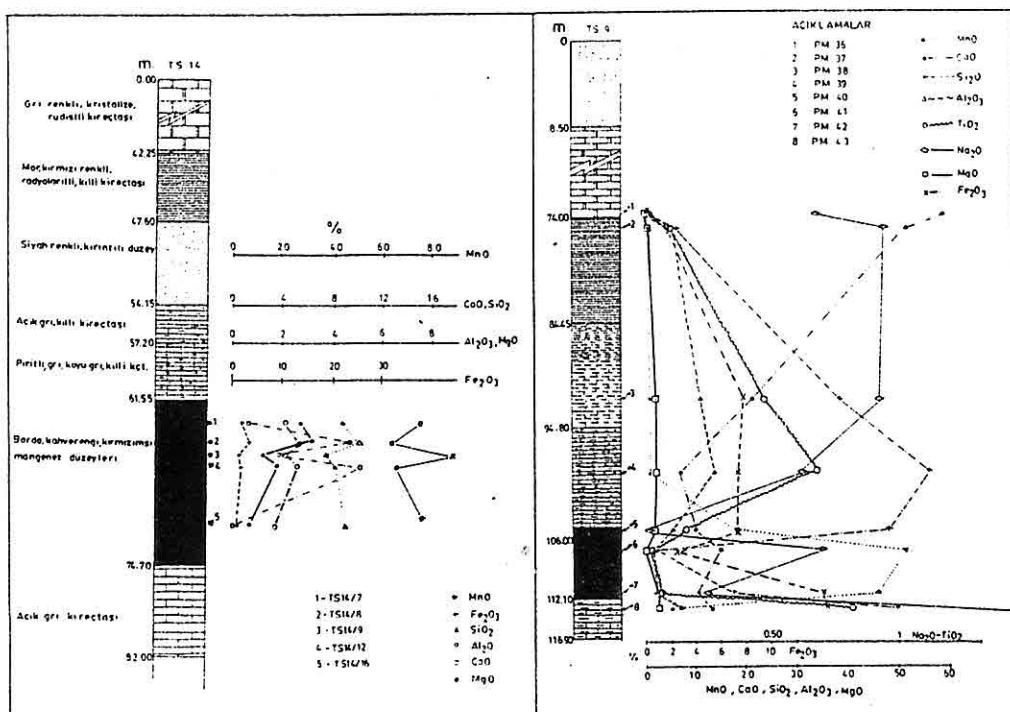
Ayrıca Ulukent manganez sahasında yapılmış olan TS 14 ve TS 9 nolu sondajlardan derlenen cevher ve yan kayaç örneklerinin analiz sonuçlarının sondaj logları üzerine yerleştirilmesiyle (Şekil 5)'de özellikle TS 9'da cevherleşmeye yaklaşılııkça CaO miktarında düşme, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> ve K<sub>2</sub>O miktarlarında da artma açık bir şekilde görülmektedir. Ancak tüm bu oksitler cevherli düzeyde CaO, Na<sub>2</sub>O ve Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dışında azalma gösterirler. CaO cevherli zonda ve cevherli zona yakın kesimlerde manganezin artmasıyla ve azalmasıyla paralel-lik göstermektedir. Bu durum manganez katmanında rodokrozitin

	$Al_2O_3$	$CaO$	$MgO$	$Fe_2O_3$	$S_2O$	$MnO$	$Pa_2O_3$	$P_2O_5$	$TiO_2$
$SiO_2$	-0.52	0.17	0.13	0.03	0.10	-0.14	-0.42	-0.20	0.11
$Al_2O_3$	-0.09	0.11	0.18	-0.02	-0.39	-0.33	-0.24	0.86	
$CaO$		-0.61	-0.09	0.32	-0.11	0.08	-0.23	0.04	
$MgO$			0.23	-0.70	0.02	-0.54	0.12	0.05	
$Na_2O$				-0.31	-0.29	-0.04	-0.29	0.28	
$K_2O$					0.11	0.20	-0.23	-0.03	
$MnO$						0.21	-0.09	-0.42	
$Pa_2O_3$							-0.05	-0.03	
$P_2O_5$								-0.23	

Fe	Ba	Sr	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Sb	Rb	As	S	
Mn	-0.52	-0.16	-0.33	-0.65	-0.74	-0.17	-0.21	-0.75	-0.06	0.24	-0.06	0.22
Fe	0.22	-0.18	0.24	0.46	-0.07	0.31	0.46	0.22	0.05	0.08	0.08	
Ba	0.24	0.10	0.07	-0.22	-0.30	0.07	-0.17	-0.11	0.14	-0.03		
Sr	0.42	0.02	-0.33	0.30	0.44	-0.02	-0.37	0.24	-0.19			
Cu		0.42	-0.12	0.34	0.51	-0.17	-0.22	0.24	0.07			
Pb			-0.11	0.15	0.39	0.04	-0.17	0.25	-0.25			
Zn				0.05	-0.18	-0.16	0.26	-0.17	0.82			
Co					0.39	0.49	-0.38	-0.14	0.17			
Ni						-0.13	-0.19	0.04	-0.19			
Sb							-0.13	-0.13	0.03			
As									-0.15			

Tablo 2- Ulukent ve güneyi manganez zuhurlarının ve bazı yan kayaçların kimyasal bileşimi ve iz elementlerin korelasyon katsayıları.

bulunabilme oranına bağlanabilir. Ca'un deniz suyunda bulunması normaldir. Ancak oksitlerin cevher katmanından uzaklaşıkça CaO e nazaran azalması; bu elementlerin manganezle birlikte ilksel olarak magmatik bir aktiviteden kaynaklandığı, başlangıçta manganez cevherleşmesine eşlik ettikleri ve zamanla oranlarının azaldığı şeklinde yorumlanabilir.  $Fe_2O_3$ 'ün derinlikle fazla bir değişim göstermediği, cevherleşme içerisinde ise Mn arttığı zaman azaldığı izlenmiştir. Bu durum demirin manganezden daha önce başka bir kesimde çökeldiği şeklinde açıklanabilir. Bilindiği gibi manganez 8 civarında bir pH'dan itibaren çökelebilir, halbuki demir 7 civarında bir pH'da çökelmeye başlar. pH'ın artışı ani



Şekil 5- TS 9 ve TS 14 nolu sondajlarda (Ulukent cevher sahası) derinlikle majör oksitlerin değişimi.

olursa her iki metal aynı yerde çökelecektir. Artış dereceli olursa, önce demir, onu takiben de manganezin çökeleceği belirtilir. Demir ve manganezin beraberliğinin sadece jaspilitlerde gerçekleştiği ileri sürülmüştür Özkoçak (8). Tavas güneyi manganez yataklarında demirin varlığı daha çok cevherleşme içerisinde bulunan hematit ve daha az olarak da yakobsit mineraline bağlıdır.

Ulukent ve güneyi manganez yataklarının kimyasal bileşimi ile Dünya'nın önemli Mn yataklarının kimyasal bileşimleri tablo 3'de karşılaştırılmıştır. Bu karşılaştırma ile Ulukent ve güneyi manganez yataklarının kimyasal bileşiminin genellikle diğer yataklara tümüyle benzemediği görülür. Ayrıca diğer yataklarında birbiriyle kimyasal bileşim yönünden belirgin farklılıklar veya benzerlikleri yoktur. Sadece volkanitlerle ilişkili olan Japonya'daki Kokuroiki ve Nikura mangalı demir yataklarında Fe miktarı diğer tüm yataklar ve Ulukent ve güneyi yata-

lарına göre çok fazladır (tablo 4). Yine aynı yataklarda fosforunda diğer yataklara göre biraz fazla olduğu izlenmektedir. Diğer oksitler arasında ise belirgin farklılıklar gözlenmemektedir. Bütün manganez yataklarıyla karşılaşıldığında Ulukent ve güneyi Mn yataklarının kimyasal bilesiminin belli bir yatağa doğrudan benzedenemez.

#### 4.2.iz Elementler

Manganez katmanlarında ve yan kayaçlardaki iz element miktarları tablo 1'de, bu elementlerin korelasyon katsayıları ise tablo 2'de verilmiştir.

Tavas güneyi manganez yataklarında 18 cevherörneğinde Rb: 1-39, Sr:16-303, Co:1-29, Ni:1-29, Pb:20-129, Zn:15-314, Cu:32-98, Ba:21-2284 ppm arasında değişirken, sb:1-3 As:1-2 ppm arasında bulunurlar. Bu değerlerin tüm manganez örnekleri için aritmetik ortalamaları da tablo 4'de verilmiştir.

Ulukent manganez yataklarında iz element oranları dünyanın diğer çeşitli tip yatakları göz önüne alındığında oldukça düşüktür. Araştırılan yatakların karakteristiklerinden biri olarak iz element miktarlarının düşük oranlarda olması çarpıcı bir sonuçtur. Volkano-sedimanter Mn yataklarında Ba ile Pb oldukça fazladır. Örneğin Fas'da bulunan İdikel yatağında BaO %5-10; Pb %0.02-1.3 dolayında bulunur. Yanısına Fas'daki Tioune yatağında BaO %2-9.5, Pb %0.2-2.1 dolayındadır Roy (11). Ayrıca derin deniz nodüllerinde Pb, Zn, Cu, Ni, Co oranlarının fazla olduğu bilinir, tablo 4 Stanton (14); Roy (11); Craig ve Vaughan (20).

Analizler sonucu elde edilen iz element miktarlarının korelasyon katsayıları tablo 2'de incelendiğinde Mn-Fe (0.52), Mn-Cu (0.65), Mn-Pb (-0.74), Mn-Ni (-0.75) arasında oldukça yüksek bir negatif korelasyon izlenmektedir. Buna karşılık mangan nodüllerinde Mn ile Ni ve Co arasında iyi bir korelasyonun olduğu bildirilir Goldberg (4); Cronan ve Toombs 1968: Magaritz ve Brenner (22)'de. Ayrıca Mn ile Cu arasında da korelasyonun olduğu bildirilmiştir Goldberg (23); Audley-Charles (24); Price (25); Strakhov ve diğ., 1967: Magaritz ve Brenner (26)'da. Mn oksid kolloidlerinin negatif yüklü olduğu ve bu yüzden çözelti içindeki katyonları yüze soğurttukları ( $K^+$ ,  $Ni^{+2}$ ,  $Co^{+2}$ ,  $Pb^{+2}$ ,  $Ba^{+2}$ ,  $Cu^{+2}$ )

MİSAL	KESİNTİLİ TOPLULAR İLE İLGİLİ YATAKLAR Yatırımcılar (1)				KESİNTİLİ & NOKTALI İLƏ İLGİLİ YATAKLAR Yatırımcılar (2)				VOLCANO İLİŞKİLİ İLƏ İLGİLİ YATAKLAR Yatırımcılar (3)				ULUSLARARASI İLİŞKİLİ İLƏ İLGİLİ YATAKLAR Yatırımcılar (4)					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16		
T10 <sub>2</sub>	16,68	17,11	12,20	9,22	6,48	5,21	5,26	1,53	1,38	2,46	2,20	3,65	3,26	15,10	11,30	16,23	11,22	4,39
A10 <sub>3</sub>	7,28	1,29	2,62	3,30	2,25	1,42	5,26	1,40	1,13	1,13	0,48	1,16	1,18	1,48	2,12	2,16	1,36	4,43
T10 <sub>4</sub>	-	2,21	-	-	-	-	0,13	-	-	-	-	1,12	1,43	-	-	1,12	0,31	0,94
T10 <sub>5</sub>	-	F=1,22	-	F=1,11	1,3	F=1,12	-	-	-	1,39	1,41	1,48	1,55	0,12	2,22	-	-	-
F10 <sub>2</sub>	0,54	-	1,92	-	0,72	-	1,33	1,44	1,13	-	-	1,22	1,28	11,34	11,25	1,27	1,25	1,34
F10 <sub>3</sub>	-	0,20	1,17	1,13	2,00	1,12	-	1,35	1,35	1,19	1,17	2,10	1,12	1,20	1,28	1,37	0,31	1,36
F10 <sub>4</sub>	2,10	3,44	2,25	3,22	13,48	22,63	1,42	1,40	1,20	9,10	1,12	1,12	1,12	1,38	1,24	1,26	1,10	1,79
F10 <sub>5</sub>	0,03	0,43	20,53	29,10	21,59	10,22	11,23	1,35	1,10	10,20	3,34	25,05	4,40	0,21	18,20	15,70	18,20	30,49
M10 <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	58,05	58,25	15,69	1,53	14,10	-	-	-	-	-	-	-
M10 <sub>3</sub>	58,18	24,15	35,10	31,30	-	-	0,23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
M10 <sub>4</sub>	-	-	-	-	0,24	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
M10 <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	4,16	-	-	0,58	0,08	-	-	-	-	2,12	0,31	0,92
P10 <sub>1</sub>	-	-	-	-	-	-	0,06	-	-	-	-	0,16	0,18	8,0,57	7,0,77	3,25	3,10	1,12
P10 <sub>2</sub>	-	-	0,46	-	0,79	-	-	-	-	0,35	-	-	-	-	-	-	-	-
P10 <sub>3</sub>	2,15	-	0,12	-	-	-	0,15	-	-	0,38	0,37	5,0,02	5,0,31	5,0,009	5,0,03	-	-	-
P10 <sub>4</sub>	-	1,34	-	0,13	35,72	35,31	-	1,10	3,68	0,32	-	22,12	26,20	-	-	-	-	-
P10 <sub>5</sub>	0,42	-	1,34	4,11	0,44	4,71	0,35	1,10	1,31	-	-	1,39	1,31	3,11	3,14	-	-	-
B10 <sub>1</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,14	0,16	1,15	1,25	-	-	-
A10 <sub>2</sub>	3,18	-	11,48	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12,39	-	-
E10 <sub>3</sub>	39,25	70,32	48,72	37,10	18,10	19,27	100,28	14,16	39,16	100,37	39,16	100,18	100,37	19,50	39,03	100,40	-	-
M10 <sub>6</sub>	53	44	17	27	19	19	21	13	5	78	39	1	5	0,28	2,18	14	-	-

- 1- Pirolit-Pisiyonian cehvari, Nikopol (Rusya)  
 2- Pirolit-Pisiyonelian cehvari, Chitatura (Rusya)  
 3- Manganit cehvari, Nikopol (Rusya)  
 4- Manganit cehvari, Chitatura (Rusya)  
 5- Karbonat cehvari, Nikopol (Rusya)  
 6- Karbonat cehvari, Chitatura (Rusya)  
 7- Braunit, Körükorel, Çitatura, (Rusya)  
 8- Pisiyonian cehvari, Çitatura (Fas)  
 9- Pisiyonian ve Polivanc cehvari, (Fas)  
 10- Polivanc cehvari, İvanı, (Fas)  
 11- Pisiyonian-Korundit, Tassemitic, (Fas)  
 12- Demirli rokortosit, Levorechka, (Rusya)  
 13- Kalitice temm redokrosit, Pravoberežna, (Shava)  
 14- Manganit Fe cehvari, Kokarika, (Japan)  
 15- Manganit Fe cehvari, Nikura, (Japan)  
 16- Ünlüenc ve Güneşciyan cehvari (Tavşan-Denizli) seritlerası  
 17- Alumum bileşen (Ulukent ve Güneyi)  
 18- Maksimum bileşen (Ulukent ve Güneyi)

Tablo 3- Çeşitli Mı yataklarının kimyasal bileşimi.

ULUKENT MANGANEZ YATAKLARI

	Mn	Zn	Fe	Cu	Ni	Co	Pb	Zn	20m	3a	3t	2S	P	3b	A3	S
Okyanus Tab. Mn Nod. Nero (26)	1 2 3	25.2 16.3 18.97	14 17.3 11.68	36 5300 400	9900 4200 580	3500 3100 280	900 1000 100	470 - - 150	1800 1750 - -	310 300 - -	- - - -	- - - -	- - - -	- - - -	- - - -	
Güney Ukranya Cevh. Sustov (27)	35.1	1.3	20	195	20	-	-	1400	-	-	1250	-	-	-	-	-
Giyatı'a Sustov (27)	35.2	0.38	22	312	94	-	-	-	-	-	250	-	-	-	-	-
Fas Tipi Mn Cevherleri Varentsov (7)	47.9 39.8	1.29 0.83	479 2636	- -	- -	1206 2970	723 401	60000 5910	- -	- -	261 261	- -	- -	- -	- -	- -
Usink Tipi Mn Cevheri Pushkina (28)	-	-	19-35	11-32	13-25	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Volk. Sed. Mn Yat. Roy (11)	9-19	-	10	-	100	-	1000-1000	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hipojen Mn Yataklari Hewett ve dig (9)	-	0.17	665	35	284	3170	534	7000	6500	-	-	-	-	-	-	-
Um. Zogea farallı Mn Yes. Magariciz, Stemmer (25)	54.1 38.9	2.4 12.7	1370 414	175 201	110 136	300 693	2140 1570	345 19500	645 645	-	-	-	-	-	-	-
Ulukent gün. Mn Yat. $\bar{x}$	45.4 -	3 -	56 32-10.5	10 <1-29	13 1-29	65 20-126	70 22-196	427 21-2284	135 16-507	7 <1-39	-	1.5 <1-3	1 <1-4	420 17-2147	-	-

Tablo 4- Çeşitli Mn cehherlerinin bazı iz element kapsamları.

bilinmekteydi Krauskopf (29). Ulukent ve güneyi manganez yataklarında Ni, Pb, Fe ve Cu'ın Mn ile negatif korelasyon göstermesi bu elementlerin ya başlangıçtan beri ortamda bulunmamaları ve manganez fazları içerisinde yer alamaması ya da yatakların diyajanezi ve metamorfizması sonucu ortamdan uzaklaşmaları ile açıklanabilir.

Ulukent bucağı ve güneyindeki manganez yataklarında bulunan iz elementler ile Dünya'nın diğer bazı yatakları ve okyanusal nodüllerde bulunan iz elementlerini gösteren karşılaştırmalı veriler tablo 5'de verilmiştir. Bu çizelgenin incelenmesiyle de görüleceği gibi araştırılan Mn yataklarının iz element kapsamlarının diğer manganez yataklarının hiç bir tipinin iz element içeriklerine benzemediği açıklır.

18 adet manganezce zengin cevher örneğinin Ba-Sr oranı bütün sahalar için 5.8 iken, sadece Ulukent sahası için 7.22 dir. Bürküt (30) Ba>Sr olması halinde yatağın hidrotermal kökenli olacağını vurgular. Ulukent ve güneyi yataklarda da Ba>Sr dur. Bu halde cevherleşmelerin mağmatik eriyiklerle ilişkili olabileceğini vurgulamak yanlış olmaya- caktır. Ni/Co oranı bütün sahalar için 0.55, Ulukent manganez sahası için 0.44 dür. Bu oranda mağmatik eriyiklerden kaynaklanmaya işaret etmektedir Davidson (15); Arrhenius ve diğ., 1964: Germann (16)'da. Manganez yataklarının Mn/Fe oranı 15 dir. Daha önceki bir çalışmada aynı yataklar için Mn/Fe oranı 19 bulunmuştur Kuşcu (6). Ulukent ve güneyi Mn yatakları Mn/Fe oranları bakımından Nikopol tipi Mn yataklarının Mn/Fe oranlarına benzemektedir. Benzer yargı Kuşcu (6) tarafından da savunulmuştur.

## 5. SONUÇLAR

Cevherleşmelerin kimyasal bileşiminin dünya üzerindeki belli bir tip Mn yatağının kimyasal bileşimine belirgin bir biçimde benzemediği ve iz elementler açısından da dünyanın belli başlı yataklarında bulunan aynı elementleri daha az miktarlarda kapsadığı ortaya konmuştur.

Iz element açısından fakirlik cevherleşmenin sedimanter oluştuğu- nu destekler niteliktedir. Buna karşılık Si oranının fazlalığı, Ba/Sr ve Ni/Co oranları ise volkanojenik bir kökeni destekler niteliktedir.

Bu verilerde yatakların oluşumu için ileri sürülen volkanik etkinliğin

de bulunduğu sedimanter kökene Kuşcu (5, 6) uygunluğu göstermektedir.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

1. Altınlı, E., 1954, Denizli güneyinin jeolojik incelemesi: M.T.A. Raporu, No.2794.
2. Pamir, H.N. ve Erentöz, C., 1974, 1:500000 ölçekli Türkiye Jeoloji haritası, Denizli: M.T.A. yayını, 83 s.
3. Doğan, H. ve Türkmen, H., 1983, Denizli-Tavas-Ulukent ve çevresi manganez cevherleri jeoloji ara raporu: M.T.A. Maden Etüt Raporu, 345.
4. Kuşcu, M., 1985, Manganez yataklarının mineralojisi ve Türkiye'den bir örnek: Isp.Müh.Fak. III.Müh.Haftası bildirileri, 157-169.
5. Kuşcu, M., 1986 Ulukent (Tavas-Denizli) ve güneyinde kalan alanın jeolojisi ve manganez cevherleşmeleri: M.T.A.Maden Etüt Rap., no 2039, 44 s.
6. Kuşcu, M., 1987, Ulukent (Tavas-Denizli) ve güneyi manganez zuhurları: Akd.Üniv.Isparta Müh.Fak. Dergisi, 3, 129-143.
7. Varentsov, I.M., 1964, Sedimentary Manganese Ores: Elsevier, Amsterdam;London- New York, 1195.
8. Özkoçak, O., 1980, Sedimanter demir, manganez ve alüminyum yataklarının özellikleri ve oluşum koşulları: M.T.A. Yayın no:22.
9. Hewett, D.F., and Fleischer, M., Conklin, Ni., 1963, Deposits of manganese oxides: Econ Geol., 58, 1-51.
10. Roy, S., 1968, Mineraogy of the different genetic types of manganese deposits. Econ. Geol., 63, 760-786.
11. Roy, S., 1976, Ancient manganese deposits: Wolf, K.H., (ed). Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits'de Elsevier, 7, 385-476.
12. Ateşok, G., 1979, Trakya-Binkılıç yöresi Düşük Tenörlü Manganez Cevherlerinin Zenginleştirilmesi: İ.T.O. Maden Fakültesi, Doktora Tezi, 133 s.
13. Bonatti, E. and Joensun, O., 1968, Deep-sea iron deposit from the South Pacific Science, 154, 634-645.

14. Stanton, R.L., 1972, Ore Petrology: Mc.Graw Hill Book. Company, New York, 454-494.
15. Davidson, C.F., 1962, On the cobalt: nickel ratio in ore deposits, Mining Mag. 106, 78-85.
16. German, K., 1976, Deposition of manganese and iron carbonates and silicates in Liassic marls of the nothern limestone Alp (Kalkapen): Amstutz, G.C. and Bernard A.O., edit., Ores in sediments de: Springer Verlog, Heidelberg, 129-138.
17. Graciansky, P.C., 1972, Recherces geologiques dans le tourus lycien occidental: These d'Etet, Univ. Paris-Sud, Orsay.
18. Park, C.F., and Mc.Diarmid, R.A., 1964, Ore Deposits: W.H.Freeman and Company San Francisco.
19. Hewett, D.F., 1964, Veins of hypogene manganese oxide minerals in the oxide minerals in the United States: Econ. Geol., 59, 1431-1472., 60, no.1, pp, 1-38.
20. Craig, J.R. and Vaughan, D.T., 1981, Ore microskopy and Ore Petrography: A Wiley-Interscience Publication, New-York.
21. Hewett ve Fleischer, 1960, Deposits of the manganese oxides: Econ. Geol., V.55, p. 1-51.
22. Magaritz, M. and Brenner, I.B., 1979, The geochemistry of a lenticular manganese-ore deposit (Um Bogma, Southern Sinai): Mineralium Deposita, 14, 1-13.
23. Goldberg, E.D., 1959, Marine geochemistry. I-Chemical scavengers of the sea. J.Geol. 62, 249.
24. Audley-Charles, M.G., 1965, A geochemical study of Cretaceous ferromanganeseiferous sedimentary rock from Timor: Geochim, Cosmochim, Acta, 29, 1153-1173.
25. Price, N.B., 1967, Some geochemical observations on manganese-iron oxide nodules from different depth environments, Marina Geol. 5, 511-538.
26. Mero, J.L., 1965, The Mineral Resources of the sea: Elsevier, Amsterdam-London-New York, 312 s.
27. Suslov, A.T., 1970, Main features of volcanogenic sedimentary Fe-Mn deposits. In: D.G. Sapozhnicov (Editor), Manganese Deposits of the soviet Union, Israel Program for Scientific Translations Jerusalem, pp. 59-75.

28. Pushkina, Z.V., 1960, K geokhimii Usingsgoko mestorozhdeniya (The geochemistry of the Usink deposit). Dokl. AN SSSR, 135, no 1.
29. Krauskopf, K., 1979, Introduction to geochemistry: Mc.Graw-Hill Book Company. New York, 617 s.
30. Bürküt, Y., 1975, Uygulamalı Jeokimya: İst.Tek.Univ.Yayını, 1021, İstanbul, 236 s.

KIZILDAĞ (HATAY) OFİYOLİTİNE BAĞLI KROMİT YATAKLARINDA GÖRÜLEN  
DÖNÜŞÜM (Co-Ni-Fe) VE BAZI PLATİN GRUBU MİNERALLERİ

Mesut ANİL ve Ergül YAŞAR

Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana

ÖZET

Arsuz-Antakya arasında yüzeyleyen Kızıldağ Ofiyolitinde yer alan bazı kromit yataklarında esas cevher mineralini oluşturan kromitten başka dönüşüm ve Platin Group Minerallerinin olup, olmadığı araştırılmıştır. Büyük büyütmeli objektifler kullanılarak maden mikroskopunda yapılan incelemelerde kromit kristallerinin kenar zonlarından başlayarak gelişen manyetit minerali ile, gerek serpentin matriksi ve gerekse kromitin kırık, çatılk ve dokanakları arasında Avorouit, Pendlandit, Heazlowoodit, Millerit gibi nikel sulfid mineralleri saptanmıştır. Ayrıca bazı kesitlerde boyutları 10  $\mu$ 'nun altında olan ve yalnızca kromit kristalleri içindeki silikat kapanımlarına bağlı olarak gözlenen PGM'lerinden Osmium'a rastlanmıştır.

PGM'leri bakımından oldukça fakir olan Türkiye'deki ofiyolitlere bağlı olarak gözlenen kromit cevherleşmelerinde Osmium'dan başka Platin grubu minerallerinin de bulunabileceği ve optik yollarla bile bu minerallerin tayininin mümkün olabileceği görülmüştür.

THE TRANSFORMATION(Co-Ni-Fe) AND SOME PLATINUM GROUP MINERALS WHICH HAVE SEEN IN THE CHROMITE MINERALIZATIONS OF THE KIZILDAĞ (HATAY) OPHIOLITES

ABSTRACT

Some chromite beds, taking place, between Arsuz-Antakya, spreading on Kızıldağ ophiolites, was investigated whether there is transformation and Platinum Group Minerals of the chromites which form the main mineral. Researche was carry out by using the big enlarging objectives of the mining microscope, starting at the side zones of the chromite crystals and with the developing magnetite minerals both serpentine matrix and between the cracked and fractured contact of the chromites, such sulfid minerals like Avorouite, Pendlandite, Heazlowoodite, Millerite

were determined. Also, in some sections , whose size are under 10  $\mu$  and that were observed from the Platinum Group Minerals, depending on enclosing of the silicas that Osmium were only be seen in the chromite crystals.

The chromite mineralizations observed, depending on the ophiolites which are extremely poor on Platinum Group Minerals, besides Osmium, that can be seen and the possibility of the determination of these minerals can be seen by only using the optical instruments.

#### GiRiŞ

Kızıldağ (Hatay) ofiyoliti olarak bilinen ve en geniş yeri Arsuz(İskenderun)-Antakya arasında yaklaşık 60 km'lik bir genişliğe sahip, çoğu harzburjitik tektonitlerden oluşmuş ofiyolitik birlik içinde bir çok kromit cevherleşmesi bulunmaktadır. Bu cevherleşmeler üzerinde yapılan bir çok araştırmalar(1-5)'da kromitin esas cevher mineralini oluşturdugu ve bunun yanısıra manyetit ve pendlandit, bazende millerit gibi ikincil dönüşüm minerallerinin bulunduğu belirtimli, fakat platin grubu minerallerine rastlanmadığı ifade edilmiştir. Gerçekten de bu konuda gerçekleştirilen ve yalnızca kromit cevherleşmesinin metalojenezi ve jeokimyası üzerinde yoğunlaşmış bir çok yayında da (6-10) Türkiye'de yüzeyleyen ofiyolitik masife bağlı olarak görülen kromit cevherleşmelerinin çoğunda benzer durumlar görülverek, bu yataklarda PGM'nin fakir olduğu belirtimmiştir. Ancak son beş yılda gerek M.T.A. ve gerekse D.P.T. tarafından Üniversitelere ve yabancı kuruluşlara destek çıktıarak yürütülen ofiyolitler ve diğer ultrabazik kayaçlar içindeki PGM arayışı hızlanmıştır.

Bu araştırmada da Arsuz-Antakya arasında görülen ve masif-kompakt, nodüler, saçılımlı ve bandlı kromit cevherleşmeleri üzerinde çoğu yurtdışı imkanlarıyla gerçekleştirilmiş araştırmalarda saptanan Co, Ni, Fe sulfid mineralleriyle PGM'nin varlığı vurgulanmıştır. Elde edilen bulgular bir genelleştirme yapmaya henüz olanak tanıtmamaktadır. Ancak bir başlangıç olması bakımından vakit geçirilmeden elde edilen ilk bulguların yayılanmasında yarar görülmüştür.

#### CEVHERLEŞMELER

inceleme alanında ekonomik öneme sahip tek cevherleşme olan

kromit yataklanması oldukça düzensiz olup, yataklanmalar daha çok damar, adese ve kırıklar içindeki dolgular şeklindedir. En çok kompakt(masif), nodüler, saçılımlı ve bandlı kromit tipteki cevherler görülür.

#### **Mikroskopik incelemeler**

Değişik tipteki kromit cevherleri üzerinde standart boyutlarda hazırlanan parlak kesit ve parlak ince kesitler üzerinde büyük büyütülmeli ( $125 \times 4 = 500'$  e kadar) immersiyon mercekleri de kullanılarak ayrıntılı incelemeler yapılmıştır. Ayrıca nodüler kromitlerde nodüllerin iç yapıları özel mercekler kullanılarak binoküler mikroskopta incelenmiştir. Bu konuda yapılan incelemelere ait sonuçlar başka bir makalede(7) ele alındığı için burada yalnızca parajenezde görülen mineraller özetlenmiş ve o çalışmalarında belirlenemeyen sülfid mineralleriyle P.G.M (Platin Gurubu Mineralleri) minerallerinden bazlarına ait araştırma bulguları verilmiştir.

#### **Cevherleşmenin Parajenezi**

Arsuz(Iskenderun)-Antakya arasında Kızıldağ Ofiyolitinin en geniş kısmından geçen bir bölümde yer alan bir çok kromit ocağından örnek alınmış ve bunlar maden mikroskopunda incelenmiştir.

Cevher tipi ne olursa olsun, esas cevher minerali kromittir. Kromitin yanı sıra çoğu dönüşüm minerali olan manyetit( $Fe_3O_4$ ), Heazlewoodit( $Ni_3S_2$ ), Pendlandit( $(Ni, Fe, Co)_3S_2$ ), Millerit( $NiS$ ), Aworuit( $Ni_3Fe$ ) gibi mineraller görülmektedir.

#### **Manyetit ( $Fe_3O_4$ )**

İncelenen bir çok kesitte en çok gözlenen dönüşüm olayı manyetitleşmedir. Özellikle kromit gangını oluşturan olivinlerde aşırı derecede serpentinleşme gösteren ve yoğun tektonizma sonucu kataklastik bir durum kazanan kromit kristallerinde oldukça sık oranlarda manyetitleşme görülmüştür. Manyetitleşmeler kromit kristallerinin kenar kısımlarından başlayarak gelişmiştir(Levh 1, Şekil 1). İncelenen bazı örneklerde ayrıca birincil kırık şebekelerine dik veya oblik olarak gelişmiş kılcal kırıkların da manyetitle dolduğu gözlenmiştir(Levh 1, şekil 2).

Heazlewoodit ( $Ni_3Se$ )

Bir kaç kesitte görülebilen bu mineral genellikle kromit kristalleğinin kenar zonlarında serpentin mineralleri içinde bulunmaktadır(Levhə 1, Şəkil 3). Oldukça düzensiz kenar sınırları ve zayıf pleokroyizmisiyle dikkat çeker. Yüksek derecede anizotropi gösterir ve pembeden yeşilimträka kadar değişimli bir renk gösterir. Bazlarında ikizlenmeler görülmüştür. Mikrosond analizinde %72.03-73.68 Ni ve % 26.35-27.91 S'den oluştuğu saptanmıştır.

Pendlandit( $Ni, Fe, Co_9Se$ )

Gerek Kızıldağ Ofiyolitine, gerekse Pozanti-Karsantı ve Mersin Ofiyolitine bağlı kromit cevherleşmelerinde varlığı saptanan (11-12) bu ikincil minerale hem tamamen sepantinleşmiş olivin hem de seyrek olarak kromitlerin kataklazma sonucu kırılmasıyla oluşan çatlakların içinde yine serpentin mineralleriyle yerleşmiş olarak rastlanmıştır(Levhə 1, Şəkil 4). İncelenen örneklerin çoğunda genellike boyutları 50  $\mu$ 'nun altındadır(5-6  $\mu$ 'dan 50  $\mu$ 'a kadar ki büyüklüklerde pendlandit kristalleri görülmüştür). Mikrosond analizlerinde %38.42-38.79 Fe, %23.51-23.99 Ni, %2.15-2.80 Co ve %33.11-33.70 S saptanmıştır.

Millerit(NiS)

Oldukça seyrek görülen bu mineral genellikle manyetitleşmenin yaygın olduğu kesitlerde silikat fazı içinde görülmüştür(Levhə 1, Şəkil 5). Bazen çift ikizlenme gösterir. Oldukça nadir görülen bu mineral üzerinde mikrosond analizi gerçekleştirilmemiştir.

Avoruit( $Ni_3Fe$ )

İncelenen bazı parlak kesitlerde görülmüştür. Krem rengi ve izotropik özelliği ile tanınır ve genellikle serpentin matriksi içindedir. Mikrosond analizinde yalnızca 1 kristal analiz edilebilmiştir. Kristalin merkezi ve kenar kısımlarında önemli bir zonlanma görülmemiştir(%71.81 Ni, %22.96 Fe ve %0.7 Co).

Gerek manyetitleşme ve gerekse diğer dönüşüm mineralleri

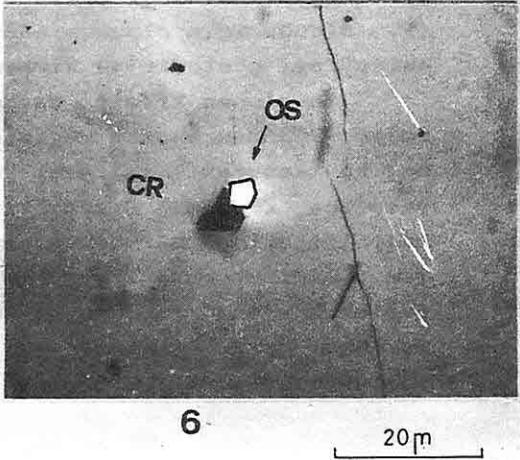
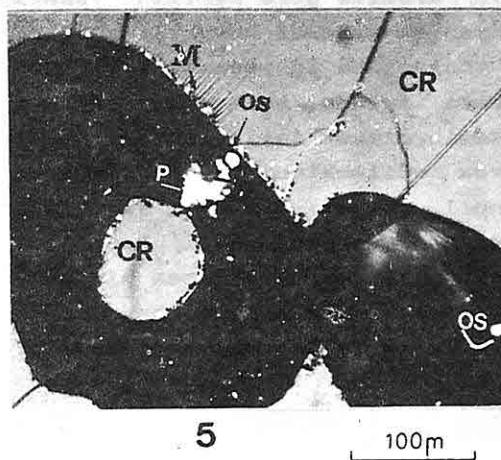
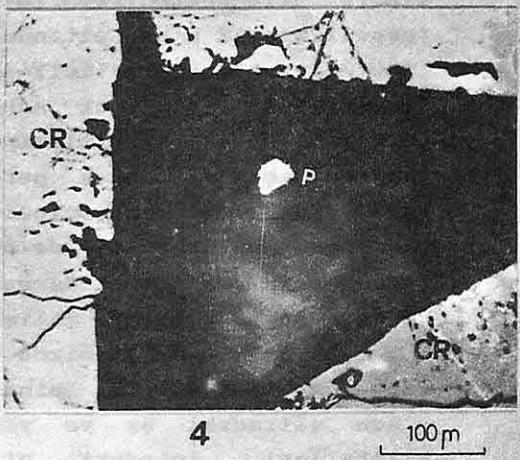
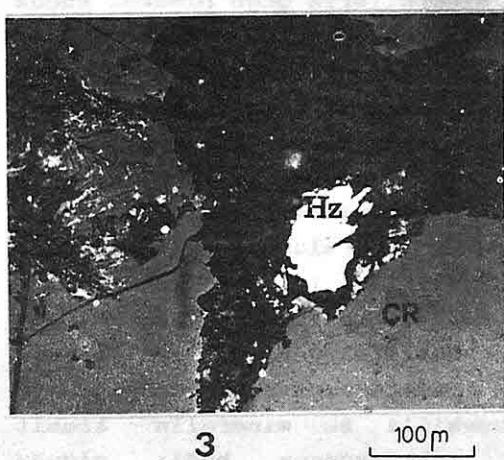
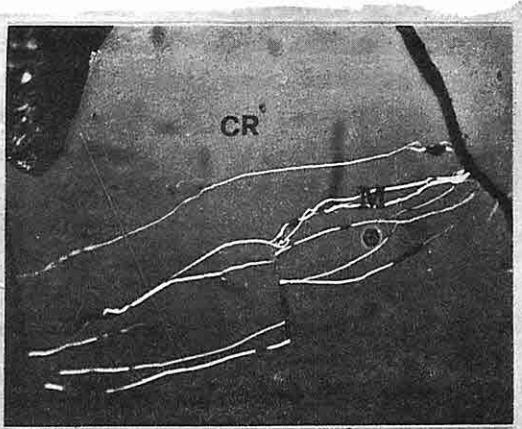
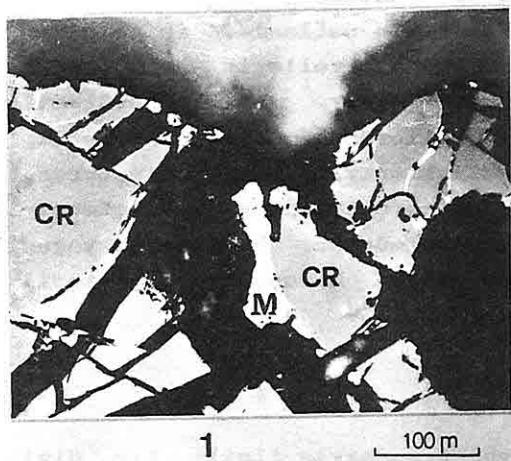
ikincil özellikte olup, serpentinleşmenin yoğun olduğu kesitlerde bu minerallere daha sık olarak rastlanması ve özellikle kataklastik durumdaki kromit kristalerinin çatlakları içine giren krizotil ve lizarditle birlikte bu mineralllerin de sonradan yerleşikleri görüşünü kuvvetlendirmektedir. Küçük büyütmeli objektiflerle pek görülmeyen bu minerallerden özellikle manyetit, kromit kristallerinin kırık ve çatlaklarıyla sınır oluşturur. Gerçekten de mikrosond analizlerinde parçalanmış kromit kristallerinde çepere doğru bir Fe artışı görülmüştür. Muhtemelen yoğun tektonizma sonucu ve plastik deformasyon sırasında bu ikincil mineraller buralara yerleşmişlerdir.

#### **PGM (Platin Grubu Mineralleri)**

Bu başlık altında kromit cevherleşmesiyle ilgili bir dizi mineral bilinmektedir(13, 14). Bu mineralerin çoğu oldukça küçük (genellikle 10  $\mu$ 'nun altında) boyutlu olduğu için ancak büyük büyütmeli objektifler kullanıldığında görülebilirler. Bu güne kadar yapılan bir çok araştırmada ofiyolitlere bağlı olarak görülen Türkiye kromitlerinde optik yolla önemli bir PGM analizi yapılamamıştır. Ancak gerek Kıbrıs Troodos masifi, gerekse Yunanistan kromitleri içinde platin grubu mineralleri görülmüş ve mikrosond analizleriyle de bu bulgular doğrulanmıştır(13, 15-16). Yine Mersin ve Pozantı-Karsanti Ofiyolitleri içindeki Kromitlerde PGE aranmakta olup, bu çalışmalar henüz tamamlanmamıştır.

Bu çalışmada yalnızca bir kaç kesitte varlığı net olarak saptanan Osmium (Os) mineraline rastlanmıştır. Büyüklüğü 10  $\mu$ 'nun altındaki öz ve yarı özçekilli bu mineralin kromit kristalleri içindeki silikat inklüzyonuna bağlı olduğu görülmüştür(Levhâ I, Şekil 5 ve 6). Kromite göre sertliği yüksek (7) olduğu için oldukça güç parlayan bu mineral kuvvetli şekilde anizotropi gösterir ve kırmızımsı tonlarında iç yansımaya verirler.

İncelenen kromit cevherleşmesi içinde bulunması gereken diğer PGM'den Laurit ve Iridium kesin olarak tayin edilmemiş ise de bu konudaki çalışmalar devam edilmektedir. Bu yüzden yalnızca Kızıldağ Ofiyolitinde değil, Pozantı-Karsanti ve Mersin Ofiyolitlerinde görülen kompakt, nodüler ve saçılımlı kromitler ile bandlı-tabakalı yapı sunan kromitlerden hazırlanan bir seri parlak kesitde Padova ve Milano Üniversitelerinde bu konuda çalışan Prof. Frizzo ve Prof. Ferrario ile ortak çalışmalar yürütülmektedir.



LEVHA I

1. Parçalanmış kromit(Cr) kristallerinin kenar ve çatlak zonlarında, gelişen manyetitleşme(M). Maden Mikroskopu, Y.i. (Görüntü immersiyon merceği ile alınmıştır).
2. Kromit(Cr) kristalleri içinde birincil kırık sistemine dik olarak gelişen ikincil kılcal çatlakların manyetit(M)le dolması, Maden Mikroskopu, Y.i. (Yağda).
3. Kromit kristalerinin kenarlarından itibaren ve serpentin matriksi içinde oluşan ve seyrek olarak görülen Heazlewoodit(Ni<sub>3</sub>Se). Sol tarafta manyetit(M) aynı anda manyetitleşme de sürmektedir. Maden Mikroskopu, Y.i. (Yağda).
- 4-5. Serpentin matriksi içinde görülen pendlandit(P) şekil 5'de ayrıca PGM'den Osmium(Os) kristali silikat kapanımlarına bağlı olması dikkat çekicidir. Ayrıca kromit(Cr) kristallerinin kenarlarından başlıyarak gelişen manyetit(M). Maden Mikroskopu, Y.i. (Yağda)
6. Kromit(Cr) kristalleri içinde genellikle silikat kapanımlarına bağlı olarak görülen Osmium kristali. Maden Mikroskopu, Y.i. (Yağda)

## TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Gerçekte Osmium ve muhtemelen Osmiumdan başka diğer platin grubu minerallerinin de daha çok kromit kristalleri içinde bulunması bunların primer özellikte olduğunu yansıtır. Bu mineraller(PGM) birincil silikat taneleri (olivin) arasında katı çözüyon olarak bulunsalardı serpentinleşme sırasında matriks içinde kalmaları gereklidir. Pendlandit ve Millerit gibi nikel sülfid minerallerinin serpentin içinde bol miktarda gözlenmesine karşılık, Osmium ve varlığı muhtemel diğer PGM'lerinin yalnızca kromit kristalleri içindeki silikat kapanımları ile bağlantılı olmaları tesadüfi değildir. Bu konuda bir çok araştırma yapılmış ve sonuç olarak platin grubu elementlerinin Cr, V, Ti ve Al'un yerini alabileceği ifade edilmiştir(13,17-18). Bu çalışmalara göre, çok düşük konsantrasyonlarda bulunan platinin kromitin kristal şebekesi içine girmesi halinde mikroskop altında kolayca görülmeyeceği düşüncesi hakimdir. Gerçekten de incelenen bir çok kromitte bu mineraller görülememiştir. Ancak 125 büyütülmeli objektifler kullanıldığında ve immersiyon mercekleriyle yalnızca kromit kristalleri içindeki silikat kapanımlarına bağlı olarak büyülüklükleri 10  $\mu$ 'un altında olan bir kaç Osmium kristali tayin edilebilmiştir. Bu konuda bile Milano Üniversitesi'nde görev yapan Prof. Ferrario'nun deneyimlerinden yararlanılmıştır.

Kromit kristalleri içinde yer alan Platin Grubu Minerallerinin oluşumlarında yapılan diğer çalışmalarla ayrıca, Pt grubu elementlerin Cr spinelleri içinde yer alan elementlerle yer değiştirmesi için düşük ıslaların, yüksek basınç ve sıcaklık koşullarına göre daha uygun olduğu savunulmuştur. Gerçekten de yüksek ıslarda zaten az miktarda bulunan platinin çözünmesi halinde şebeke içine girdiklerinden PGE'leri ayrı bir kristal oluşturma şansı azdır. Buna karşılık düşük ıslara erişildiğinde ya kromit kristalleri içinde kapanımlar şeklindeki silikatlara bağlı olarak veya kristaller arasındaki dokanaklar arasında oldukça küçük boyutlu çoğu öz şekilli kristaller halinde oluşması daha uygundur.

Sonuç olarak serpentin matriksi içinde kolayca izlenebilen pendlandit, millerit, heazlewoodit, Aworuit gibi nikel sülfür mineralleriyle, kromit kristallerinin kırık ve çatlaklarında sonradan gelişen ve bir kısmı iri kristallerden oluşan manyetite karşılık, PGM'lerinin mikroskop altında seyrek olarak gözlenmesi, kristal boyutlarının çok küçük olması ve birincil silikat

magmanın içinde zaten olsukça düşük kosantrasyonlarda bulunan PGE'lerin yalnızca %25'lik bir kısmının soğuma sırasında kristalleşerek kromitlerin içindeki silikat kapanımlarına yada bazlarının dokanak aralarına yerleşmesinden kaynaklandığı söylenebilir.

## TEŞEKKÜR

Yazarlar parlak kesitlerin hazırlanmasında ve incelenmesinde imkanlarını esirgemeyen Prof. Frizzo(Padova Univ. İtalya) ve Prof. Ferrario(Milano Univ. İtalya)'ya, ayrıca Nikel Sulfid minerallerinin mikrosond analizlerinin yapılabilmesinde yardımcı olarak katkı sağlayan Prof. Georges Rocci(Nancy, Univ. Fransa)'ye teşekkür etmeyi görev birlirler.

## KAYNAKLAR

- (1) ASLANER, M., İskenderun-Kırıkhan Bölgesindeki Ofiyolitlerin Jeolojisi ve Petrografisi M.T.A. Yayın No: 150, 78 s, 1973.
- (2) DELALOYE, M., PiŞKİN, O., SELÇUK, H., VUAGNAT, M., and WAGNER, J.J. Geological Section through the Hatay Ophiolite Along the Mediterranean Coast, Southern Turkey. Ofiolite, 5(2/3), 205-216, 1980.
- (3) ROBERTSON, A.H.F. The Hatay Ofioliti (Southern Turkey in its Eastern Mediterranean Tectonic Context: A report on some Aspects of the field excursion. Ofioliti, Special Issue, 105-199, 1986.
- (4) PiŞKİN, O., DELOLAYE, M., and VOLDET, P., Ree Behaviour in the Kızıldağ Ophiolitic Rocks (Hatay, Turkey), Ofioliti, 12(1), 193-200, 1987.
- (5) ANİL, M. Türkoğlu-Kömürler Arası Ofiyolitlerin Petrografisi ve Kromit Cevherleşmelerinin Jeokimyasal incelenmesi. C.Ü. Yerbilimleri (Baskıda), 1989.
- (6) AYDIN, N.S., ERLER, A. Kızıldağ Kromitlerinin Petrografisi ve Jeokimyası. Melih Tokay Jeoloji Simpozyumu, 78-79, 1987.
- (7) ANİL, M., Pozantı-Karsanti, Mersin ve Kızıldağ Ofiyolitindeki Bazı Kromit Yataklarının Morfolojik, Yapısal ve Jenetik Özellikleriyle Akdeniz Bölgesinde Benzer Kromit Yataklarının Karşılaştırılması. Doğa Bil. Derg. 14(4) (Baskıda).

- (8) YAŞAR, E., Hacıahmetli-Kurtbağı-Sarıgöl(Arsuz-İskenderun) Arasında Yüzeyleyen Ofiyolitlerin Petrografisi ve Kromit Cevherleşmelerinin Metalojenezi. G.Ü.Fen.Bil.Enst. Master Tezi 117 s, 1989
- (9) ÜŞÜMEZSÖY, Ş. On The Formation Mode of the Guleman Chromite Deposites (Turkey). Mineral.Deposita, 25, 89-95, 1990
- (10) ANIL, M., YAŞAR, E., Antakya-Arsuz(Hatay) Arasında Görülen Kromit Cevherleşmelerinin Metalojenezi ve Jeokimyası. Müh. Fak. Derg., 5, 1, 117-133, 1990.
- (11) ANIL, M., Observation Sur Des Chromites Nodulaires, Disséminées Et Déformées Dans Les Gisements Podiformes Ophiolitiques Du Massif de Pozanti-Karsantı et Kızıldağ (SE de Turquie). H.Ü. Yerbilimleri (in Press), 1987.
- (12) BILLOR, Z., ANIL. M., Karagöl ve Zillik Tepe (Gözne-Mersin) Ofiyolitinin Petrografisi ve Krom Cevherleşmelerinin Metalojenik-Jeokimyasal incelenmesi, Geosound/Yerbilicinin Sesi, 17, 35-58, 1988.
- (13) CONSTANTINIDES, C.C., KINGSTON, G.A. and FISHER, P.C. The Occurrence of Platinum Group Minerals in the Chromites of the Kokinorotsos Chrome Mine, Cyprus. Proceeding Inter. Ophiolite Symp. Cyprus, 93-101, 1 1980.
- (14) FERRARIO, A. and GARUTI, G., Platinum Group Minerals in Chromite-Rich Horizons of The Niquelandia Complex, (Central Goidas, Brazil), Geo-Platinum, 87, Elsevier, 261-272, 1987.
- (15) ECONOMOU, M., Platinum Group Metals in Chromite Ores from the Ophiolite Complex, Greece. Ofioliti, 8(3), 339-356, 1983.
- (16) ECONOMOU, M., PARASKEVOPOULOS, G.M., Platinum Group elements and Gold in Komatiitic Rocks from the Agrilia Formation, Othrys Ophiolite Complex, Greece, Chemical Geology, 77, 149-158, 1989.
- (17) COCHERIE, A., AUGÉ, T. AND MEYER, G., Geochemistry of the Platinum Group Elements in Various Types of Spinel from the Vourinos ophiolitic complex, Greece, Chemical Geology, 77, 27-39, 1989.
- (18) RAZINI, L.V. AND KHOMENKO, G.A., Accumulation of Osmium and other Platinum Group Metals in Chrome Spinel in Platinum Bearing Units. Geochim. Int. 6, 118-131, 1971.
- (19) HAGER, J.C., Some Aspects of the Geochemistry of Platinum, Palladium and Gold in Igneous Rocks with Special References to the Bushveld Complex, Trasvaal Unpub. PhD. Thesis, 1954(In Constantinides et al, 1980).

ISTRANCA BATHOLITH AND ASSOCIATED PORPHYRY TYPE MINERALIZATION; AS AN EXAMPLE OF THE MULTIPLE AND COMPOSITE BATHOLITH AND RELATED PORPHYRY TYPE MINERALIZATIONS WITHIN THE A TYPE SUBDUCTION RELATED INTRA-CONTINENTAL EXTENTIONAL BELT IN BALKANIDE REGION:

Şener ÜŞÜMEZSOY

Geology Department Istanbul University Vezneciler, Istanbul TURKEY.

**Key Words:** Istranca, batholith porphyry deposits.

**Abstract:** Istranca batholith is consisted of the multiple and composite pluton of Late Cretaceous age emplaced in the NE-SW trending extentional zone within the Istranca metamorphic belt of Triassic Jurassic age. The largest and deeply eroded plutonic mass exposed within the Istranca metamorphic belt is Demirköy pluton which is consist of gabbro; diorite, quartzdiorite-tonalite; quartz diorite; and monzogranite, syenogranite, alkali granite facies. The other plutons Dereköy consist of zoned gabbro, monzogabro, monzonite, quartzmonzonite phase from margin to inward; Karacadag include the older dioritic and younger monzonite phase.

İkiztepeler (Demirköy) copper Molybdenum stockwork type and skarn type batholithic mineralization are genetically associated with monzogranite, syenogranite and alkali granite phase of Demirköy pluton. Dereköy porphyry copper prospect are related with hornblende porphyry dike swarm.

### Introduction

Volcano-plutonic belt of Late Cretaceous age extending from Southern Carpathian to Balkanide zone petrologically defined by Popov (1) involves Banat, Bor, Panagjuristhe and Istranca metallogenic provinces, including porphyry copper-molybdenum and polymetallic massive sulfide deposits. Porphyry and skarn type Cu-Mo mineralization of Banat province were detailedly described by Ionovic et al (2), Cioflica and Vlad (3), and Gunesch et al (4). Porphyry copper and overlying massive sulfide deposits of the Bor province within the Timok belt are introduced by Jancovic et al (5). Bogdonov (6, 7, 8) have suggested an evolutionary model for, massive sulfide and porphyry copper deposits of the Panagjuristhe province of Serednogora belt. Petrological, alteration and mineralogical feature and tectonic setting of the porphyry type deposits in the Balkanide belt are comparatively reviewed by Sillitoe (9). Very important and porphyry Mo mineralization of İkiztepeler mine of Demirköy area in Istranca belt have not been held in comparative review of Sillitoe (9) because of lacking of any publication on it except Üşümezsoy (10).

In this paper author have proposed to define petrologic, tectonic and metallogenic features of the Istranca batholith and associated porphyry mineralization. Petrology and tectonic of the whole expand of Turkish sector of Istranca massif was studied by author (10). Aykol (11) have systematically picked up and analysed 115 samples from Demirköy pluton. Major and minor and trace metallic elements of this samples were determinated by using of XRF, flame photometric and arc-spectrometric methods in Geology Departments of Leicester and Manchester Universities.

### Regional Geology

Istranca Batholith consist of high level plutonic masses and

overlying subvolcanic porphyry cap of Late Cretaceous age are exposed within the Istranca orogen belt extents with NW-SE trend. Istranca orogen belt is build up by two distinct complexes which are juxtaposed by NE verged thrusting during the Late Jurassic Cimmerian orogeny. The older complex (Thrace block) is consist of principally granites of Hercynian age and paragneisses and trondhjemitic gneisses of pre Hercynian age. The younger (Istranca metamorphic belt) comprises a sequence of continental margin sedimentary prism and deep sea deposits interlayered with bimodal basalt and rhyolithe lava flow and pyroclastics, and high level tonalite sills of Triassic-Jurassic age which were deformed and metamorphosed during the Late Jurassic Cimmerian orogeny (Fig.1).

The Thrace block is constituted by meta sedimentary rocks, paragneisses migmatites association, trondhjemitic gneisses and meta volcanic association; perthite granite; quartz syenite and pyroxene-granulite association. Paragneisses consist of plagioclase, muscovite, quartz biotite and exhibite a banded texture. Meta sedimentary rocks are composed of staurolite-garnet-biotite schist. Tonalite gnanodiorite gneisses and metavolcanic association are subjected to strongly foliated cataclastic rocks which includes mainly plagioclase prophyroclasts set in recrystallized matrix. Trondhjemitic gneisses were inverted to porphyroblastic granites by the growing of K-feldspars porphyroblast. Porphyroblastic granite consisted of K-feldspar porphyroblasts developed in the strongly recrystallized matrix of musovite biotite, quartz, K-feldspar and plagioclase. The paragneisses, trondhjemitic gneisses and prophyroblastic granite were invaded by the hypersolvus granite which consisted of perthitic K-feldspar and quartz and biotite. Quartz syenite intrusion cutting the perthite granite around the Istranca village consist of mainly perthitic K-feldspar, quartz and orthopyroxene, and includes pyroxenegrانulite xenoliths probably dragged up from the

PORPHYRY-TYPE MINERALIZATIONS

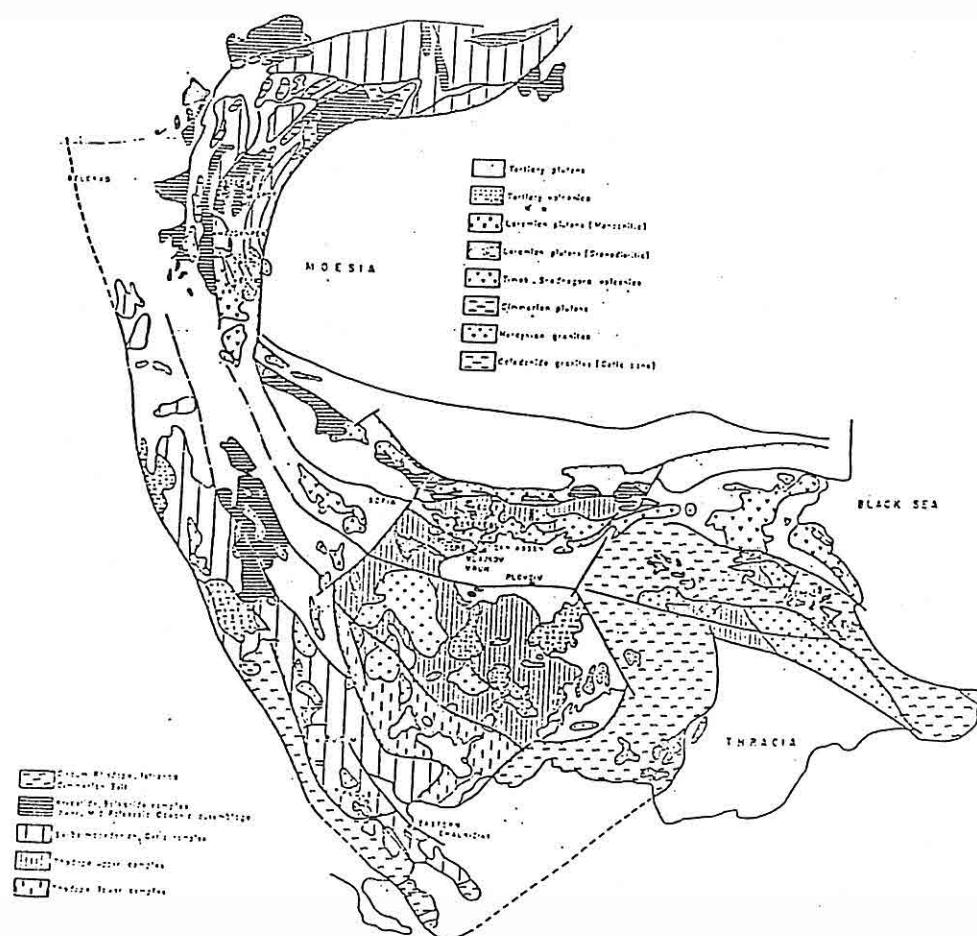


Fig 1- Tectonic divisions of the Thrace

lower crust by the molten quartzsyenite intrusion.

Istranca metamorphic belt comprises arkose, shale and dolomitic marble succession of Lower Triassic age, represent platform type deposits which are overlain by the greywake, shale and bimodal basalt-rhyolitic rift volcanics and high level tonalitic sills of Lower Jurassic age. Carbonate, carbonate-shale intercalation and quartz-arenite sucession of Mid Jurassic age overlie the Lower Jurassic pelagic association. Thick carbonate sequence of Upper Jurassic age covers the Mid Jurassic successions. The uppermost part of the younger complex is represented by thick shale sequence of Upper Jurassic age. Istranca metamorphic belt had been subjected to greenschist facies metamorphism and two phase penetrative depormentation by the Late Jurassic Cimmerian orogeny. Thrace block had been thrusted NE over the Istranca metamorphic belt.

Istranca Batholith constitutes the southeasternmost extention of the Serdngoran Volcano-plutonic complexes of Late Cretaceous age. Which were emplaced within the extentional belt. Popov (12, 13, 14).

#### **Istranca Batholith**

Istranca Batholith is build up by high level plutonic bades and their subvolcanic caps of Late Cretaceous age, which were emplaced within the NW-SE trending extentional fault zones. The intrusive complexes are exposed within the zone extending from SE to NW, mapped as distinctive outcrops which are named Panayı̄r iskelesi, Demirköy, Karacadağ, Karanlıkköy, Şükrüpaşa, Karadere and Dereköy plutons lie within the metamorphic rocks of Triassic-Jurassic age (Fig.2).

Demirköy pluton is the largest exposure and deeply dissected composite and multiple intrusion of the Istranca

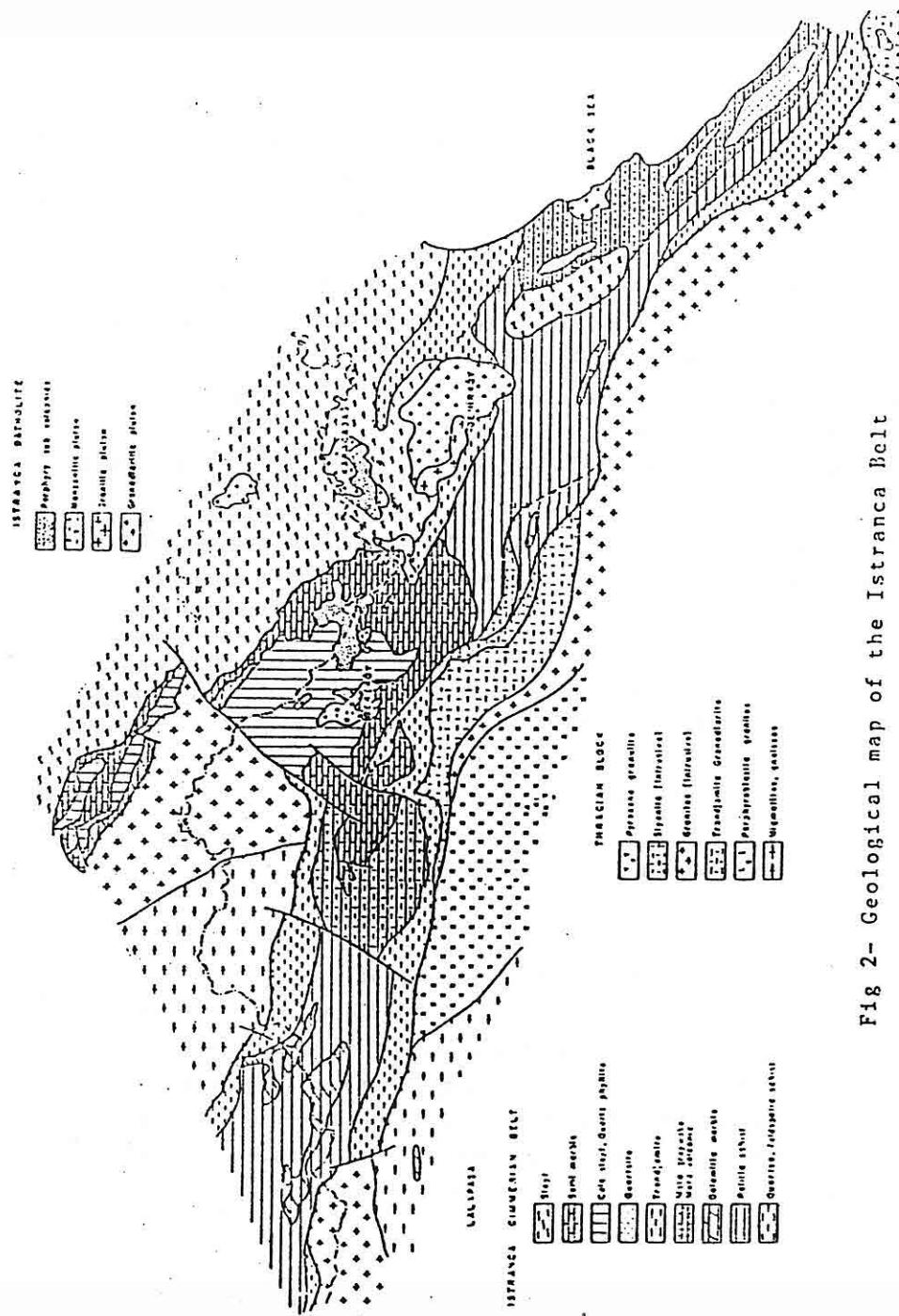


Fig 2- Geological map of the Istranca Belt

Batholith, and has a triangular shape with 17x12x9 km. dimensions. Demirköy pluton can be divided into three facies base on its petrological aspects. The northern portion of pluton is consist of granodioritic facies. The zoned tonalitic, quartzdiorite, diorite facies lies adjacent of the southern margin of granodioritic facies. The most mafic facies composed of the cumulitic gabbroic rocks are observed at the southern end of the dioritic-quartzdioritic lobe. The western and southwestern portion of the pluton is constituted by the monzogranite, syenogranite, alkali granite facies (Fig.3). A migmatitic and migmatitic granite screen wraps the northeastern peripheries of the granodioritic facies.

Gabbroic facies is observed at the western margin of the southern lobe of Demirköy pluton and is represented by the medium grained equigranular banded melagabro cosisted of euhedral orthopyroxene and unzoned subhedral basic plagioclase. The zoned phase from to quartz diorite and tonalite is constituted the central part of the pluton. Diorite facies lie adjacent to gabbroic phase. Hipidiomorphic fine to medium grained equigranular diorite composed of pyroxene hornblende, and plagioclase. Subhedral pyroxene grains are embraced by the hornblende. Plagioclase have a combine twined euhedral tabular core (An 52) and a thin mantle (An 48). Diorite grades to quartzdiorite to the inward by the appearing of the interstitial quartz among the euhedral plagioclase laths and hornblendes. Tonalitic facies is the largest portion of the zoned phase of the pluton cosist of plagioclase, quartz, hornblende and biotite. Plagioclase laths exhibits two generation same as being in diorite and quartzdiorite but the second generation subhedral cover which is thicker and more developed in respect to thin mantle of the dioritic plagioclase. Biotite are usually involved by the hornblende. Granodioritic facies located at the NE part of the pluton and consist of plagioclase, quartz, K-feldspar hornblende and biotite. The zoned

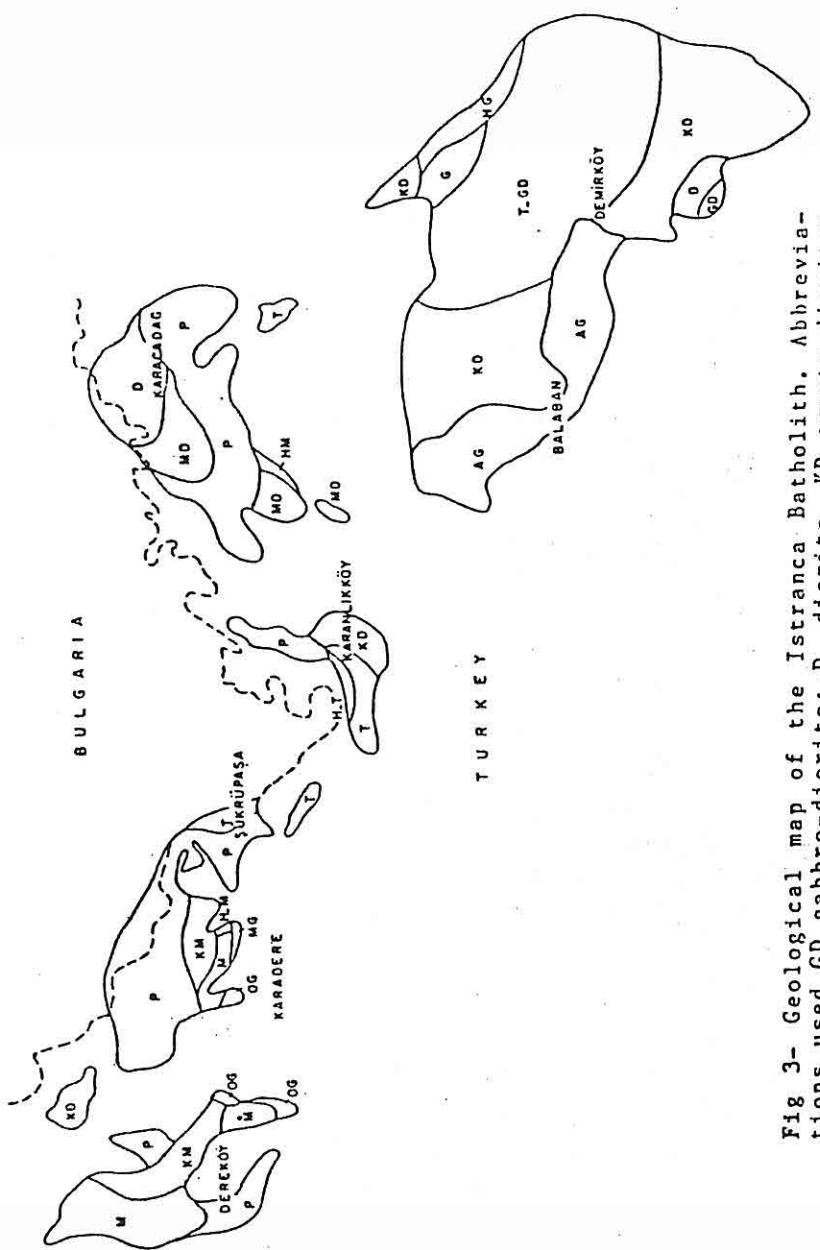


Fig. 3- Geological map of the Istranca Batholith. Abbreviations used  
 GD. gabbro-diorite; D. diorite, KD. quartz diorite;  
 GD. granodiorite; G. granite; AG. granite association; T.  
 tonalite; MD. monzodiorite, KM. quartzmonzonite; MG. monzo-  
 gabro M. monzonite; P. porphyries. HG. hornfelsic granite,  
 HM. hornfelsicmonzonite HT. hornfelsic tonalite.

subhedral plagioclase exhibits three generations; a euhedral core, subhedral mantle and embracing margin. K-feldspar and quartz occurs as interstitial grains among the subhedral plagioclase hornblende crystals and biotite books. The granodiorites grades to fine-grained monzogranite which consisted of subhedral karspat twined K-feldspar, euhedral plagioclase and quartz. The northern peripheries of granodiorite phase is surrounded by a thin granitic migmatitic screen composed of quartz, K-feldspar and hornfelsic restites which implies that this screen is product of the fusion of the fusion of the hornfelsic pelitic host. The southwestern of the pluton is constituted by granitic rocks compositional range from monzogranite to syenogranite and to alkali granite. Alkali granite facies consist of coarse grained K-feldspar and granular quartz some contain plagioclase which yields syenogranitic to monzogranitic variants. The primary texture of the granitic phase is subjected by intensive mylonitization and hydrothermal alteration. The altered plagioclase grains are replaced by fresh K-feldspar megacrysts. Hydrothermal biotites and chorites replaced after igneous biotites.

Karacadağ pluton crops out as an elongate NE roughly rectangular body of 12 km. length, 5 km. wide Karacadağ pluton intruded into carbonate shale succession of Istranca metamorphic belt and bounded by the faulted mutual contact along the NE margin with basalt-shale association of Late Cretaceous age, and exhibits many characteristic of high level plutonic complex which capped by subvolcanic injections. The plutonic mass consisted of two distinctive intrusion; the older dioritic phase and younger monzonitic phase. The plutonic phases were multiply injected by the dike swarms and capped by the sills of mainly dioritic and quartzdioritic composition. Diorite facies exposed at the northern part of the pluton. Fine grained equigranular diorite consisted of euhedral plagioclase laths, pyroxene and hornblende. Plagioclase are formed by two generation,

euhedral combined twined tabular core and subhedral mantle. Pyroxene occurs as either euhedral augite or engulfed by hornblende.

Monzonite as exposed beneath the subvolcanic cap at the southwestern lobe of the Karacadağ pluton. It is consisted of subhedral K-feldspar, euhedral plagioclase hornblende and minor amount interstitial quartz. Monzonite is variable textured from coarse grained hypidiomorphic to subporphyric which characterized by the changing of K-feldspar in size and frequency from fine grained interstitial among the euhedral laths to coarse grained poikilitic phenocryst engulfing plagioclase, hornblende and biotite grains. Monzonitic phase of the Karagadag pluton includes numbers of fine grained dark coloured dioritic xenoliths.

Subvolcanic porphyric cap of Karacadağ pluton are observed as multiple injected dikes, sills and mush shaped stocks. They can be divided into three types designated here as A type, B type and C type based on their petrographic characters and mineral assemblages. The A type porphyry is consisted of zoned plagioclase phenocryst set in a fine grained groundmass of plagioclase microliths. The B type porphyry can be distinguished from the A type by appearance of quartz phenocryst. The B type porphyry consist of zoned plagioclase, quartz, hornblende and biotite phenocryst lie in a groundmass of microlithic plagioclases. The C type porphyry includes quartz both in groundmass and as phenocrysts, zoned euhedral hornblende and biotite books. Karacadağ pluton is surrounded by the calc-silicate and banded hornfels zones. The host metamorphic were subjected by intense synintrusive folding. The forcefull effect of the intrusion results the isoclinal folding of host rocks with increasing intensity to proximate of pluton.

Karanlikkoy plutons have been seperated from Karacadağ pluton by NS trending metamorphic belt. It cover an area

of 6 km. long by 3 km. wide. Karanlikkoy pluton comprises a variety of medium grained intrusive rocks ranking from quartz diorite, tonalite and to granodiorite composition. Fine grained equigranular phases consist of plagioclase, quartz, pyroxene and amphibole, biotite exposed at the contact of the plutonic mass. The bulk of Karanlikkoy pluton is tonalite composition. It consists of plagioclase, quartz, hornblende, biotite. Granodiorite located at the center of the pluton and includes subhedral K-feldspar, euhedral plagioclase crystals, quartz, biotite, hornblende. Quartz diorite and dioritic phases are observed in the marginal part of the pluton, and composed, of fine grained equigranular plagioclase, hornblende and quartz.

Şükrüpaşa Kurudere plutonic mass cover an area over 20 km<sup>2</sup> with circular shape and consist of dominantly subvolcanic multiple intrusions, dike swarm and overlying mush-shaped volcanics of diorite, quartzdiorite and tonalite. Southern portion of pluton is constituted by deep seated alkaline exposure of monzonite, quartzmonzonite and gabbro-monzonolite composition. Şükrüpaşa pluton is surrounded by the carbonate host rocks of Mid Jurassic age. Numerous tonalitic porphyry dike cuts carbonate host of the Şükrüpaşa pluton. Transition from the subvolcanic porphyry cap to hypidiomorphic fine-grained topalite can be followed on the slope of the Rezve Valley near the Şükrüpaşa Village. Porphyry rocks can be mapped as dike swarm mushlike stock and can be divided into A, B, C, D, E, F types porphyries. The A, B, C, types have exhibit same similar characteristic as Karacadağ porphyry. The D type porphyries are observed as dike swarm in the Karadere area, and characterized by hornblende, plagioclase as phenocryst lie in fine grained aplitic groundmass compose of quartz and plagioclase. Hornblende phenocryst are euhedral laths range in 0.5-3 cm. length. The E type porphyry also includes euhedral quartz in addition to hornblende and plagioclase phenocryst in the fine grained aplitic matrix. The D and E types porphyries

are particularly important by the cause of their close relationships with the porphyry type Cu mineralization in Dereköy prospect area. The F type porphyry are the unique porphyry rock including euhedral K-feldspar and euhedral plagioclase phenocrysts lie in aplitic groundmass compose of quartz and K-feldspar.

The bulk of the Karadere plutonic outcrop is quartz monzonite consist of coarse-grained pinkish K-feldspar and plagioclase quartz with euhedral augite and biotite books. The texture is variable from equigranular hipidiomorphic to K-feldspar megacryst bearing subporphyric K-feldspar occurs in two form as both interstitial grain among the euhedral plagioclase laths and subhedral karspat twined megacrysts engulfing correded subhedral plagioclase laths, augite and biotite books. Quartz monzonite grades into monzonite by the disappearing of the quartz. The more basic phase is observed at the contact zone of the pluton monzogabro consisted of plagioclase laths, augite, olivine and interstitial K-feldspar and biotite books. Olivine bearing monzogabbro is fine grained ophitic textured. Combined twined euhedral plagioclase laths are embraced by K-feldspars mantle and engulfed by pyroxene. Magmatic diffusion are observed at the eastern margin of the monzonite at the interior suture of the hornfelsic zone where monzonitic melt are usually mixed with the high grade pelitic hornfels.

Dereköy pluton exposing as an elongate N-S complex at the west of the Sükrüpasa-Karadere complex intruded into the calcslate succession of Early Jurassic age and has a compositional range from monzonite to quartz-monzonite. But Dereköy pluton includes the olivin bearing pyroxenite and gabbros.

The bulk of the pluton is consist of quartz monzonite and monzonite which are characterized by the existence of distinctive euhedral karlspat twined orthoclase megacryst up

to 5-6 cm. lenght lie in a medium grained hypidiomorphic matrix composed of euhedral plagioclase and augite and biotite books. Poikilitic orthoclase engulfs partly resorbed plagioclase grains. Augite and biotite are widespread in both monzonite and quartzmonzonite. But existence of granular quartz is the distinctive character of the quartz free monzonite olivine bearing pyroxenite and gabbros are the most mafic rocks in the pluton and consist of mainly euhedral olivine, orthopyroxene and euhedral plagioclase. Gabbros exhibit panidiomorphic ophitic texture. Combined twined euhedral plagioclase laths and subhedral augite forms ophitic texture with coarse grained euhedral olivine grains. Porphyric dikes and mush-shaped stocks constituting the southwestern lobe of the pluton are characterized by the appearance of large prismatic hornblende phenocryst and plagioclase set in a aplitic groundmass of plagioclase set in a aplitic groundmass of plagioclase and quartz, designated as the D type and the E type porphyries.

#### **Emplacement of Istranca Batholith**

The largest exposed plutonic mass is Demirköy pluton which constituted by the gabbroic phase, the zoned diorite, quartzdiorite, tonalite phase, the granodiorite-monzogranite phase and the monzogranite, syenogranite, alkali granite phase. The northeastern margin of pluton is wrapped by a thin granitemigmatite screen. Karacadağ pluton lies at the north of the Demirköy pluton, which were separated by a E-W trending metamorphic septa. Exposing two plutonic mass within this septa and overprinting high grade metamorphism reveal that Karacadağ pluton and Demirköy pluton were encountered beneath this septa. But Karacadağ pluton represents high level plutonic complex with dike swarms and porphyric cap. Plutonic phase of Karacadağ pluton constituted by the intrusion of older dioritic and younger monzonitic phases. Karanlıkköy pluton lies between Karacadağ pluton and Sükrüpaşa-Karadere pluton and small pluton outcrops link these three

plutonic mass beneath the high grade thermal metamorphic cover. Karanlıkköy and Şükrüpaşa plutons consist of tonalitic quartz dioritic phase but Karadere lobe are constituted by zoned quartzmonzonite, monzonite phase with a more basic olivin bearing gabbroic peripheral phase. Şükrüpaşa-Karadere plutonic complex is covered by expand of porphyric mush-shaped stocks and dike swarm. Dereköy pluton and Karadere pluton separating by a N-S trending high grade thermal metamorphic septa of calc-slate succession are encountered beneath this septa. The Karadere lobe is considered as lobe eastern continuation of Dereköy pluton which constituted by zoned quartzmonzonite, monzonite and peripheral olivin bearing gabbros and pyroxente skin.

In this context Istranca plutonic complex is considered to be a batholithic mass constituted by the multiple, composite and zoned plutonic mass and the prolonged injection of dike swarms and the overlying mush-shaped caps, which was emplaced in Jurassic metamorphic belt with in the NW-SE trending fault zone in the Late Cretaceous extentional regime.

The plutonic masses are cut by prolonged dike injections and, capped by the sill-like, mush-shaped porphyry stocks having a compositional range usually from diorite to granodiorite. The great expand of plutonic exposure are represented by the deeply eroded Demirköy pluton which injected by dike swarm which represents magma conduits of the overlying porphyry cap but it is entirly eroded now. Karacadağ and Şükrüpaşa exposures are composed of both porphyry caps and plutonic roots. The porphyry caps and plutonic roots of tonalitic compositions comagmatic, and having a gradual transitional texture range from fine grained porphyries to fine to medium grained subporphyries to coarse grained equigranular hypidiomorphic plutonic rocks which can be observed by the deepening of the exposure at the slope of the deeply dissected valley such as Rezve Dere.

In the Karadere and Dereköy area the plutonic mass of monzonite and quartzmonzonite composition and its more basic skin of olivine gabbros are not injected by porphyry dike swarm on the contrary they intruded into the porphyry caps of mainly tonalitic-granodioritic compositions. But monzonite and quartz monzonitic plutons are also cutted by the F type porphyry dikes of quartzmonzonite composition.

#### Contact Metamorphism

Istranca batholith emplaced in the Triassic Jurassic metasedimentary rock succession consist of metapelite, marble slate, calc-slate. Host rock of the Istranca pluton are extensively subjected by the contact metamorphic effect in range from albite epidote hornfels facies through assimilation and fusion of foot wall rocks.

The lowest grade of contact metamorphism of the metapelitic rocks is represented by the disappearing of the schistosity of the phyllite and appearance of the light spots in black hornfels. Biotite muscovite appear as thermal metamorphic mineral at the incipient stage of the thermal metamorphism. Growing of the light spot of muscovite is followed the disappearing of the regional metamorphic texture of pelitic rocks. Andolosite porphyroblast developed in the spotted-hornfels of deccuseyt textured biotite and muscovite flakes. Cordierite-hornfels consist of cordierit and andolosite porphyroblast set in the deccuseyt textured matrix of quartz.

Calc-silicate hornfels zones can be divided into following zone, calcite-epidote; calcite-epidote-garnet; garnet-diopsite and scapolite-diopsite-wallastonite assemblages. The lowest grade thermal metamorphism effect on the carbonate rocks are represented by the recrystallization of the granoblastic calcite with epidote. Garnet is formed as bands in the granoblastic calcite and epidote assemblage.

By the increasing metamorphic grade epidote disappears and granoblastic diopsite, garnet calcite becomes dominant assemblage. Diopsite is formed either idioblastic or rounded grains. Garnet exhibits zoning characters. Scapolite-diopsite, wollastonite assemblage is observed at the NW border of the Demirköy pluton in the inner aureoles of thermal metamorphism. Scapolite occur as poikoblasts engulfing fine grained diopsite grains. Wollastonite appears as accicular form. Highest grade thermal metamorphism results the fusion of the pelitic hornfels at the inner side of the footwall of the molten intrusion. The mixing of the hornfelsic melts and intruding magma result to diffuse of K rich melts through the hornfelsic host. Crystallization of the K rich melts in the partly fused hornfelsic interior aureoles result the formation of the hornfelsic granite and hornfelsic monzonite which are consisted of the large anhedral K-feldspar megacryst lie in a hornfelsic aplitic groundmass composed of fine grained plagioclase quartz and K-feldspar, recrystallized after hornfelsic melts. The hornfelsic granite and monzonite formed in the diffused interior aureoles wrapping the northeastern peripheries of Demirköy pluton, southeastern lobe of Karacadağ pluton and southern lobe of Karadere pluton are surrounded by the folded exterior aureoles of banded hornfels.

#### Petrogenesis of the Istranca Batholith

Composite multiple and zoned characteristics of the Demirköy pluton is also distinctively reflected by its variation pattern of major element oxides. Aykol (11) had systematically picked, and precisely analysed of 115 samples from Demirköy pluton by XPF and flame photometric method in the laboratories of the Manchester and Leicester University. In addition samples from Dereköy pluton analysed in Centre de Recherches Petigraphic et Geochimiques, in Nancy by Aydin (14), and characteristic 5 samples from Demirköy and 3 samples from Dereköy analysed in Mineralogy

Department of University of Heilderberg (personal data of Öztunalı) were used to define the chemical characteristic of Istranca Batholith. Demirköy pluton plot as four distinctive group of clustering on the  $K_2O$ ,  $K_2+Na_2O$  versus  $SiO_2$  diagram (Fig. 4,5). Each clustering groups are coincide with different petrological phases of the composite multiple and zoned Demirköy pluton such as the gabbroic phase plot as distinctive group displays steeply increasing alkali trend within the area I. The zoned diorite-quartzdiorite-tonalite phase displays a linear trends parelel to  $Si_2O$  content range from 57 to 67 percent and plot as two adjoined clustering groups within the area II such as diorite-quartz-diorite IIa and tonalite IIb. Granodiorite phase plot as a distinctive group with a linear trends paralel to  $Si_2O$  content range from 61 to 72 percent within the area III above the diorite-quartzdiorite tonalite trends. Monzogranite, syneogranite, alkalicgranite phase also plot as a distinctive group lies with in the are IV and cluster at monzogranite IV a and syenogranite-alkali granite IV b subareas. Alkali contents displays steeply increasing linear trend. The zoned Dereköy pluton and its basic skin plot as two distinctive group Gabbroic phase of Dereköy pluton plot as scattered within the V and displays steeply increasing alkali trend area. Monzonite and quartz monzonite phases are also plot as a distinctive group VI and cluster at the adjoined two subareas monzonite VI a and quartz monzonite VI b areas which displays a single linear trends smoothly increases in both alkali and  $SiO_2$  contents.

Plot of Demirköy pluton on  $Na_2O$  versus  $K_2O$  diagram (Fig.6) depicts similar clustering patern coincide with petrological phases. Gabbroic phase lie within the area I, and exhibits steeply increasing  $Na_2O$  trend. Quartz diorite tonalite phase plot as distinctive clustering in II b area. Diorite phase plot as scattered within the area IIa which adjoined to area IIb. Granodioritic phase lie within the area III and display a negative regression trend. Monzo-

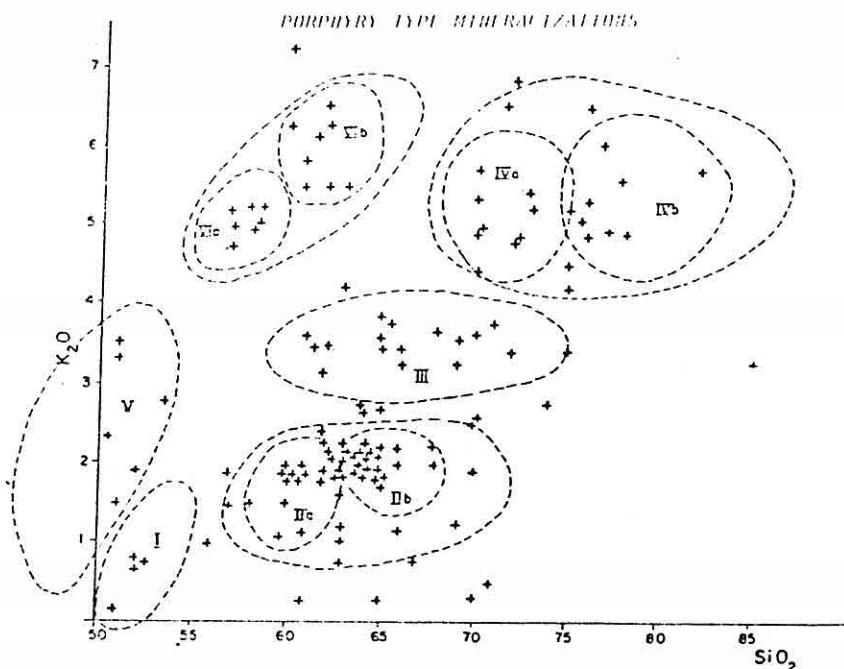


Fig 4- Plot of Istranca batholith on  $K_2O$  versus  $SiO_2$  diagram. Clustering grubs: I. gabbrodiorite, IIa. diorite IIb. quartz diorite-tonalite, III. granodiorite, IVa. monzogranite, IVb. monzogranite, IVb. syenogranite-alkali granite, of Demirköy pluton, V. olivin gabbro; VIa. monzonite; VIb. quartz monzonite of Dereköy pluton.

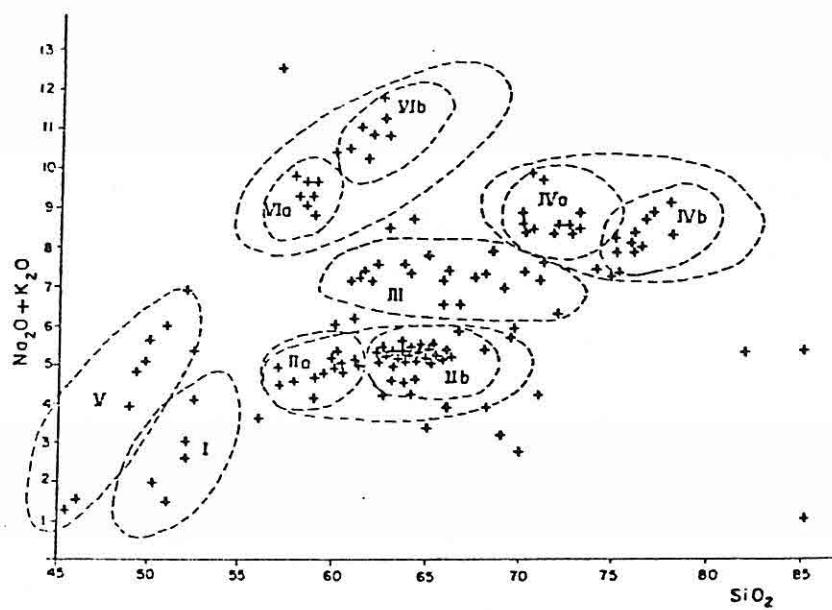


Fig 5- Plot of Istranca Batholith on  $K_2O + Na_2O$  versus  $SiO_2$  diagram. Clustering grubs same as Fig-4.

granite and syenogranite phase plot as a distinctive clustering at a mutual area IV but alkali granite scatter within the area IVb. Gabbroic phase of Dereköy pluton displays a distinctive clustering V area apart from gabbroic phase of Demirköy pluton. The zoned monzonitic and quartz monzonitic phase of Dereköy pluton displays two distinctive adjoined clustering with in the VI a and VI b subareas.

Plot of Dereköy pluton and Dereköy pluton on  $K_2O/Na_2O$  versus  $SiO_2$  diagram (Fig.7) display very typical variation pattern coincide with petrographical phases. This represent an attempt to integrate both petrological and geochemical approaches to the classification of Demirköy pluton and Dereköy pluton. The variation trends of the individual intrusions in Srednogoran Belt (1) on  $Na_2O+K_2O$  versus  $SiO_2$  diagram and clustering pattern of Demirköy pluton and Dereköy pluton were cross-tabulated in (Fig.8). The variation trend of the Gorska-Poljana (48), Gramatikova (31), Izgerev Zeljaskoval (35) intrusives lie within the gabbro (I) and diorite (II a) areas of Demirköy pluton. Gucal (20) and Granitova (36) intrusives overlap on granodiorite area (II). Elisca (25), Tchar Asen (26) and Manastır (32) intrusions variatiion trends extends from gabbro (I) to diorite (II a) to quartzdiorite (II b) areas. Molko-Tirnova (33) and Varsilo (34) intrusion trends extends from gabbro (I) areas to granodiorite (III) areas. Plovdiv (28) and Omon (41) intrusives overlap on granodiorite (III) and monzogranite (IV a) areas. The variation trend of alkaline Rosen intrusive (46) extending from gabbro (V) to monzonite (VI a) to quartz monzonite (VI b) areas coincides with Dereköy pluton. This diagram displays that Demirköy pluton has involves entire variations of the Srednogoran pluton itself. Dereköy pluton represent the whole range of alkaline trends of the Srednogoran alkaline intrusion. Plot of Demirköy pluton on molecular ratio of  $Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$  versus  $SiO_2$  diagram (Fig.9) displays very wide range values of A/CNK from 0,5 to 1,5 which reveal that Demirköy pluton involves

PORPHYRY-TYPE GENERALIZATIONS

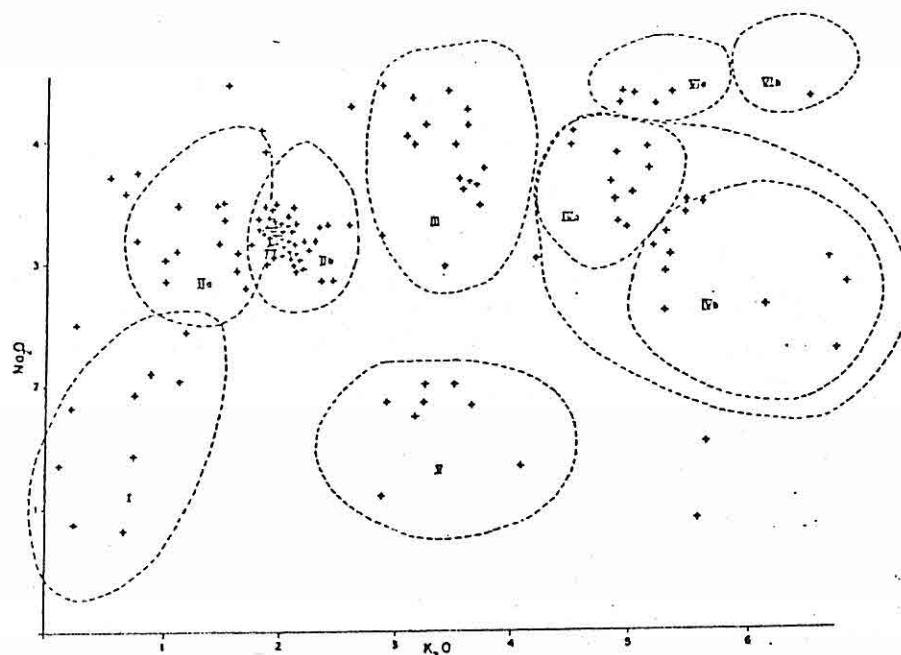


Fig 6- Plot of Istranca batholith on  $K_2O$  versus  $Na_2O$  diagram.  
Clustering grubs same as Fig-4.

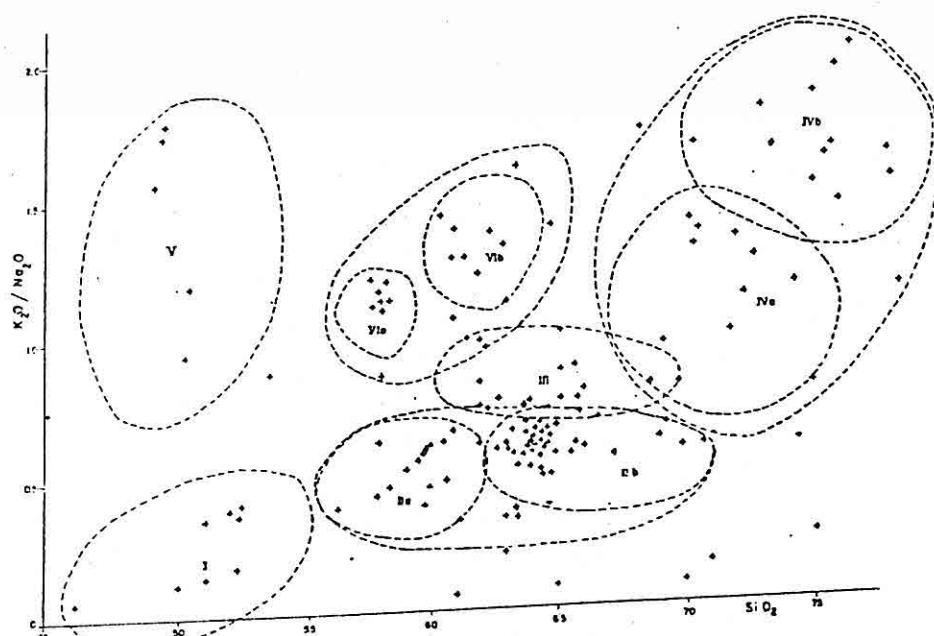


Fig 7- Plot of Istranca batholith on  $K_2O / Na_2O$  versus  $SiO_2$   
diagram. Clustering grubs same as Fig-4.

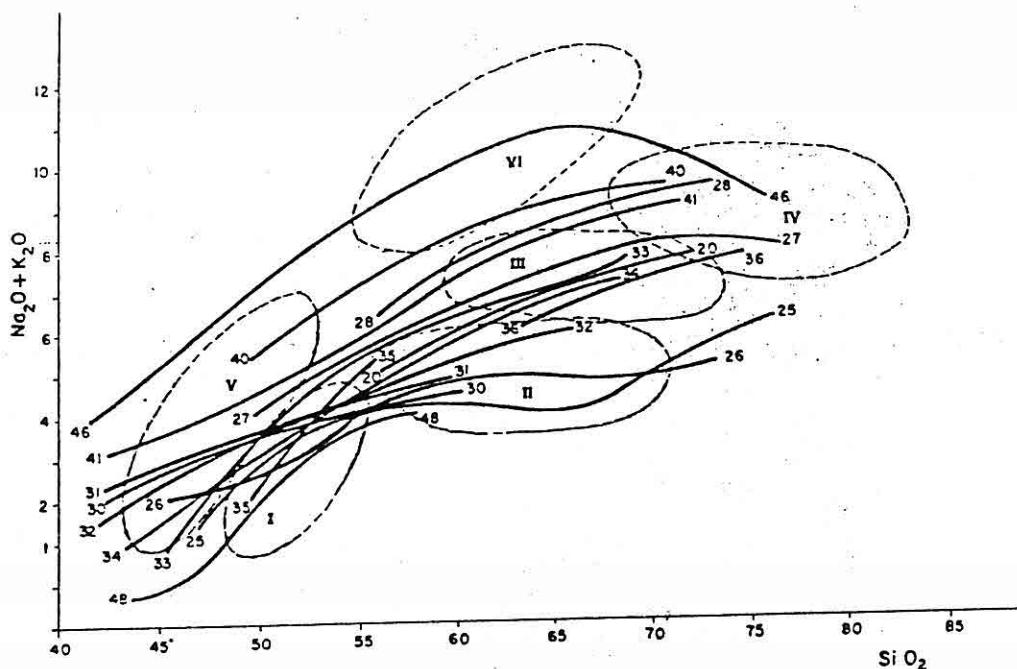


Fig 8- Cross tabulation of Istranca batholith and Srednogora plutons on  $K_2O + Na_2O$  versus  $SiO_2$  diagram. Clustering grubs same as Fig-4.

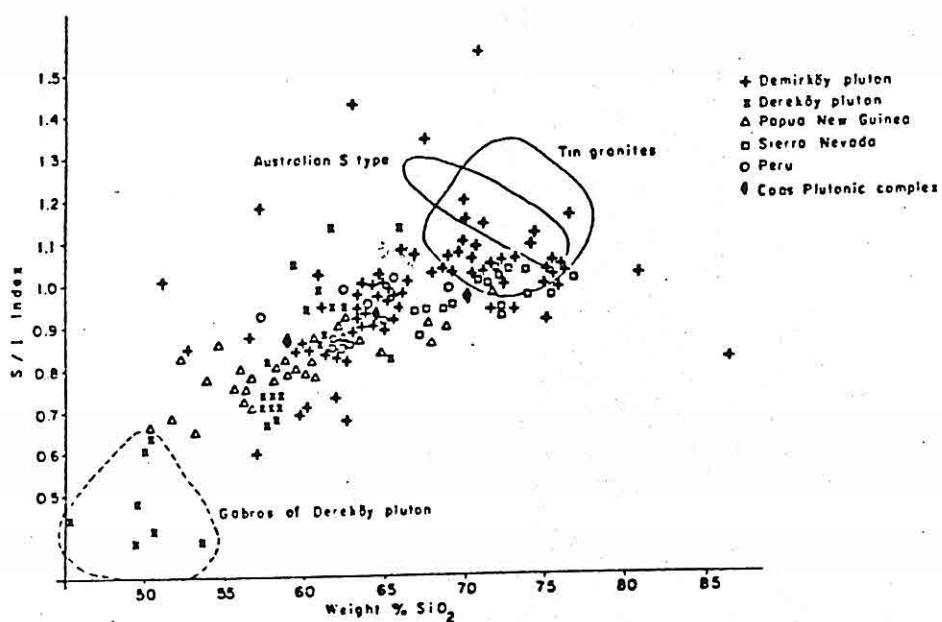


Fig 9- Plot of Istranca batholith on molecular ratio of  $Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$  versus  $SiO_2$  diagram.

various magmatic phases derived from different metasedimentary and metaigneous source rocks represents lower to middle and upper crust. The gabbroic phase exhibit the lowest A/CNK values range from 0,5 to 1,0. The dioritic phase (II a) cluster at between 0,7 and 1,0 interval. Quartzdiorite (II b) phase plot as distinct group of clustering 0,9-1,05. Granodiorite phase (III) lies between the horizontal line of 1 values define peraluminous composition and of 1,1 values define sedimentary source derived granites. Monzogranite (IV a) and Syenogranite (IV b) phase plot above the 1,1 values which manifest a pronouncedly metasedimentary source. Plot of Demirköy pluton on  $\text{Na}_2\text{O}$  versus  $\text{K}_2\text{O}$  diagram displays high  $\text{Na}_2\text{O}$  contents for metasedimentary source derived granodiorite (III) phase and monzonogranite syenogranite (IV) phases. But pronouncedly sedimentary source derived granitic rocks in Atlanta lobe Lewis (16) and Bitterroot lobe (17) of Idaho Batholith, the Caledonian granites in the Southern Upland at the south of the Iapetus suture zone (18) and European Hercynian two mica granites have displays distinctively higher  $\text{Na}_2\text{O}$  contents than Australian S type granites and there are no overlaps between Australian S type granites and sedimentary source derived these granites plotted on  $\text{Na}_2\text{O}$  versus  $\text{K}_2\text{O}$  diagram. Na rich characteristics of the granodiorite (III) and monzonogranite-syenogranite (IV) phases of Demirköy pluton and no overlapping on Australian S type granites plot at  $\text{Na}_2\text{O}$  versus  $\text{K}_2\text{O}$  diagram implicate that granodiorite (III) and monzonogranite-syenogranite (IV) phases of Demirköy pluton have been derived from sedimentary source rocks but not depleted  $\text{Na}_2\text{O}$ , contrary to Lachian S type granites which derived from  $\text{Na}_2\text{O}$  depleted sedimentary source. Gabbroic phase (V) of the Dereköy pluton displays the lowest A/CNK values of Istranca Batholith and plot as scattered group below the 0,5 line. The monzonite phase plot as a group clustering at 0,75. The quartzmonzonite partly overlaps the dioritic (II a) and quartzdioritic (II b) fields of Demirköy pluton. Few samples

plotted above the 1.1 line represent quartzdioritic phase which outcrops north of the Dereköy alkaline phase.

The Istranca Batholith and the subduction related typical batholithic terranes such as Coastal Batholith of Birtish Columbia, Sierra Nevada Batholith of California, Andean Coastal Batholith in Peru, and Papua-New Guinea plutons are comparatively plotted on molecular ratio  $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  diagram (Fig.9) Istranca Batholith has a very wider A/CNK range itself from 0,4 to 1,5 which plots as groups of distinct clustering. The magma spectrum of the Istranca Batholith covers an area pronouncedly wider than the whole ranges of the subduction related batholithic magmas generated in the island arc, welded arc accreted terrane, and continental margin arc setting. This remarks that Istranca Batholith must be generated in the different setting than subduction related setting. Extension of the continental margin arc setting. This remarks that Istranca Batholith must be generated in the different setting than subduction related setting. Extension of the continental lithosphere generates alkali basaltic to tholeiitic melts beneath the stretched continental crust (19, 20). Rising of the hot asthenospheric melts through the stretched continental crust result the increasing of the heat flux along the extensional belt. Emplacement of the hot asthenospheric melt within the progressively heated continental crust as sills trigger the fusion of the roof zone, and results generation of the batholithic magmas in the stretched crust (21). The alkali character of the Dereköy and Rosen plutons and coexistence with alkali basalt (12,14) in the East Srednogora belt reveal that Istranca-Srednogoran batholithic magmas were generated within the rift related stretched continental setting rather than subduction related island arc or continental margin arc setting.

Majority of the alkaline plutons were recorded with in the either intra continental extensional or continental

margin is generally distributed over a considerable region such as the Basin and Range province, (22). Colorado Mineral Belt (23) in the western USA, Bogon Gate rift synclinorium in New South Walley (24). Monzonite pluton emplaced with in the stretched belt along the continental margin are considered as to be product of the partial melting of the depleted lower continental crustal or subcontinental eclogites and granulutes (25, 26). Intracontinental extentional belts are typically represented by the Oslo Rift belt. High level multiple batholithic complexes in the Oslo Rift belt constituted by the multiple intrusion of gabbro, gabbromonzonite, monzonite syenite, alkali granite and biotite granite associations (27). The stretching event in the Istranca belt were followed by the ascending of the alkali basaltic volcanism which is product of partial melting in uprising asthenospheric diapir. Asthenospheric melts may underplated the thined continental crust along the Istranca and Burgas Synclinorium. The picritic and alkali basaltic volcanics of Late Cretaceous age located within the axial zone of the Burgas rift represents the eruptions of the underplated asthenospheric magma (12). Continental crust of the Istranca metamorphic belt and Thrace block were subjected by the high heat flux relasing from underplated asthenospheric magma and rised asthenospheric melts which emplaced as sills in the crust, and resulted the partial melting of the continental crust at the different levels along the stretched zone. Continental melting might be expected above the roof zones of the astherospheric sills, Rising of the continental melts froms the batholitic magma which were emplaced by the multiple pulsation in the weak zone. The dioritic (II a) and quartz dioritic (II b) magma of Demirköy pluton may be considered to be product of the partial melting of the undepleted lower continental crust amphibolite. Ascending of the tonalitic-dioritic melts as a intrusive mass may result the dragging up of the quasi-solid mafic material. Reprecipitation of semi-solid refractory mafic material forms the gabbroic (I) phase of the Demirköy

pluton. Mineralogical, textural and chemical gaps between diorite-quartzdiorite phase and gabbroic phase which exhibiting refractory cumulitic texture can be explain by the this formation mode. Gabbroic phase may represents the high level asthenospheric sills which precipitated as a consequence of cumulitic proces and then dragged up by the ascending of the lower crustal derived dioritic-tonalitic magmas. Fractional crystallization of the tonalitic magma results the formation of the concentric and zoned dioritic, quartzdioritic and tonalitic phases from margin to inward same mode as suggested by Bateman and Chappell (28) for Tuolumne pluton. Emplacement and fractional crystallization of the diorite-tonalite association was invaded by the intrusion of the granodioritic magma which probably derived by the portial pelting of middle crustal tonalitic gneissic source rocks. The later pulse of granodioritic magma may bollon out the tonalitic margin. Upward movements of the tonalitic and granodioritic magmas impart heat to the overlying heated upper crustal rocks which would triggered the partial melting of the undepleted hydrous metasedimentary and gneissic granitic rocks. Partial melting of the upper crustal K-feldspar rich rocks would give the monzogranite and syenogranitic magma. Succesive emplacement of the partly crystallized melts (29) of the granitic phase result the protoclassis in the granitic association of the Demirköy pluton. Intra and interplutonic progression from M type to I, to S and A type characteristic (30) of the composite multiple and zoned Demirköy pluton is expli-cabled by the successive melting of the various source rock at the different level of the entire section of rock column of teh stretched continental crust and multiple emplacement of these melt which canalized up through the weaks zone, and fractional crystalllization from margin to inwards.

Alkali monzonite magma of the Dereköy pluton may be product of the depleted lower crustal material which derived by the releasing of the high heat flux from the underplated

asthenospheric melts beneath the lower crust. Monzonitic magma must be ascended with a quasi solid mafic refractory which are represented by olivine, gabbro, pyroxenite, and monzogabbro peripheral phase of the Dereköy pluton. The zoning characters is also product of the fractional crystallization from margin to inward, Karacadağ pluton is also another composite and multiple pluton of Istranca Batholith. the emplacement of the dioritic of the dioritic phase was succeeded by the intrusion of the monzonitic phase porphyric caps of the plutonic mass were build up by the further pulsation of the magmas derived at the depth by the proceeding partial melting of the stretched crust, following the consolidation of the plutonic masses of the Istranca Batholith.

#### **Mineralizations Associated with Istranca Batholith**

Multiple emplacement of the Istranca Batholith resulted to formation skarn and porphyry type mineralizations skarn type mineralizations sited at the contact zone of granite (IV) and granodiorite phases of the Demirköy pluton. Porphyry type mineralizations can be divided into a deep seated stockwork type Mo-Cu mineralization and shallow seated porphyry Cu mineralization.

#### **Skarn type Mineralizations**

Skarn type W-Mo-Cu mineralization are observed and mined at İkiztepeler and Korutepe fields Skarnification located at the southern slope of İkiztepeler crest at the contact zone of the monzogranite and syneogranite phase and marble, and may be divided into a prograde inner-garnet-diopsite zone and outer epidote-chlorite zone in the İkiztepeler A gallery. Garnetdiopsite zone includes principally scheelite, andradite, grassular diopsite accompanied with chalcopyrite. Fine grained scheelite bearing garnet-diopsite skarn zone sited adjacent to the intrusive body and grades

to outer epidote-chlorite zone. However high grade (garnet-diopsite) assemblage along the E-W trending shear zone within the recrystallized hornfelsic marble in the B gallery of İkiztepeler field. Garnet-diopsite assemblage polong with linear trending along fracture zone and includes fine granined scheelite mineralization proximating to the intrusive body. Similar skarn occurrence also is observed in the Korudere field at the east of the granodiorite phase of Demirköy pluton. Garnet diopsite zone includes fine grained scheelite and povellite.

#### Stockwork type Mineralization

The skarnification and associated scheelite mineralization was succeeded by stockwork type Mo-Cu mineralization stockwork type mineralization principally sited within the strongly mylonitic and intensely altered part of the monzogranite-syenogranite-alkali granite phase of Demirköy pluton at the İkiztepeler field and with in the sheared zone in the skarnified skarn zone. Molybdenite mineralization occurs as veinlets filling smal cracks within the skarn zone and cataclastic granite accompanined with quartz pyrite and chalcopyrite. In the A gallery skarn zone was superposed by formation of the veinlets of molybdenite quartz chalcopyrite and pyrite. Mylonitic granite is cut by widespread molybdenite bearing quartz veins in B gallery. In the gallery C, E-W trending fractures\*within the shearing zones in mylonitic granite were filled by sulfide mineralization mainly containing pyrite, chalcopyrite with molybdenite.

\* This silisic assemblage was superseded by the potassic assemblage which is represented by intensive K-feldspathization within the granite phase of Demirköy pluton. Hydro-thermel perthitic-orthoclase entirely replaced after igneous plagioclase. Molybdenite mineralization accompanied with

the potassic assemblage was formed as veinlets constituents with perthitic-orthoclase biotite and molybdenite. Pegmatitic molybdenite occurrence is observed at Yudadere area within the cataclastic granitic outcrops located at about 10 km. east of Demirköy pluton. Molybdenite bearing K-feldspar veins has 60 cm. width, include coarse grained K-feldspar fine grained molydenite and minor pyrite and chalcopyrite. Potassic alteration is expressed by the widespread occurrence of hydrothermal K-feldspar, biotite and chlorite assemblage. The biotite dominant assemblage includes hydrothermal K-feldspar biotite quartz. K-feldspar occurs as coarse grained fresh perthitic orthoclase replaced after sericitized plagioclase and as veinlets with quartz biotite in the sheared surface. Secondary biotite occurs as fine grained aggregates of small flake pseudomorphous after hornblende and igneous biotite. Hydrothermal amphibole also observed as a constitutens of the K-feldspar quartz and biotite veinlets. Chlorite is accompanied with the K-feldspar quartz assemblage chlorite is observed as fine grained aggregates. Disseminated chalcopyrite pyrite are ubiquitous through the chlorite dominant potassic zone.

Destructive quartz sericite chlorite assemblage intensively overprinted on the potassic assemblage. Complete replacement of igneous plagioclase, orthoclase and hydrothermal K-feldspar by the quartz sericite chlorite assemblage is common within the destructive alteration zone.

Dereköy porphyry type mineralization is genetically related with D type and E type porphyries. D type porphyry consisted of coarse prismatic hornblende megacryst, euhedral plagioclase phenocryst set in fine grained aplitic groundmass. The E type porphyry also includes euhedral quartz in addition to hornblende and plagioclase phenocrysts in a aplitic groundmass. These porphyry dikes and small stocks cut the marble slate interlayering, clac-slate of Early

Jurassic age. Chalcopyrite and pyrite are observed as veinlets filling and disseminated within the altered part of the porphyries. Sericite, quartz assemblage is the dominant alteration type. This feldspar destructive alteration have intensively subjected to plagioclase phenocryst and aplitic matrix. Sericite is intensively replaced after plagioclase phenocryst and microlite. Potassic alteration is represented by the weakly developed secondary biotite aggregates replaced after hornblende. But chlorite epidote assemblage is very intense and widespread over the outer holes of the alteration pattern in and around the porphyry stocks and dikes. Plagioclase and hornblende phenocryst are replaced by the epidote chlorite pseudomorphs. Chlorite aggregates also replaced after igneous biotite. Anhydrite occurrence is widespreadly observed above the epidote chlorite assemblage. Principal ore minerals are chalcopyrite and pyrite which occurs as disseminated and veinlets fillings from within the quartz sericite zone. Disseminated bornite is also observed ubiquitously in the Dereköy prospect area. Enargite occurrence is seen as vein form within the highly altered volcanic cap spatially close to porphyry dikes.

#### **Comparision with the Balkanide Porphyry type Deposits**

Istranca Batholith is emplaced within the southeastern prolongation of the Balkanide magmatic belt extending from Banat to Timok-Serednogora and to Istranca zone, Metallogenetic provence including massive sulfide, skarn and porphyry type deposits associated with the Balkanide magmatic belt of Late Cretaceous age. Metallogenetic and petrologenic aspects of the porphyry and related skarn type mineralization have been pronounced by Ianovic et al. (2), Cioflica and Vlad (3) and Gunesch (4). Principal characteristics of the interrelationships of the massive sulfide and associated porphyry copper deposits have been introduced by Jankovic et al. (5), Bogdonov (6, 7, 8) within the Bor

provence in Timok and Panagjurishte in Srednogora belts. Sillitoe (9) have comparatively correleted with the petrological, tectonic and alteration features of the porphyry copper and associated skarn type deposits of the Balkanide belt in the light of the cordilleran perspective.

Porphyry type mineralization associated with Istranca Batholith can be assorted into two distinctive type based on the comparation with the Balkanide the Balkanide porphyry type deposits. Hornblende porphyry stocks and dikes related Dereköy porphyry prospect represents shallow steated sub-volcanic porphyry occurrence in contrast to the deep steated stockwork type Mo-Cu and skarn type scheelite copper İkiztepeler deposits related with the monzogranite-syenogranite-alkaligranite association of the Demirköy pluton. Dereköy porphyry prospect can be compared with Assarel (Petelov, Vlajkov-Vrkh, Tcar-Assen, Popova Dere) type deposits within the Panagjurishte provence Assareal type porphyry copper mineralization associated with quartzdiorite porphyry dikes were emplaced in the faulted mutual contact between volcanic rocks of Late Cretaceous age and crystalline basement complex consisted of Precambrian gneisses and granites. Porphyry dikes associated with the Assarel type porphyry mineralizations are related with the deep steated Elishtsa Batholith. Bor type porphyry copper mineralization underlying the massive sulfide deposits in the Timok provence represents the highest level porphyry copper occurrence within the Balkanide belt. Porphyry copper mineralization within the Bor provence (Bor, Veliki Krivelj, Valja-Strzh, Dimutri Potok and Majdanpeck) are genetically related with the andesite porphyry dikes cutting the volcanic pile but not pronouncedly related with the batholith underneath the volcanic rocks.

İkiztepeler stocwork type Mo-Cu and skarn type scheelite mineralization is the deep steated and deeply eroded exposure with in the Balkanide porphyry belt. Genetically and

spatially relationships between the granitic phase of Demirköy pluton and its porphyry caps are obliterated by means of the erosion of the porphyry roof of the pluton. High grade thermal metamorphism and partial melting of the host rock also delineate that Dereköy pluton have deeply eroded and considerable amount porphyry roof rocks were removed. Porphyry Cu-Mo mineralization associated with skarn type deposits in the Banat provence are genetically related with the deepsteated hypidiomorphic plutonic stock emplaced into the N-S trending fault zone with in the carbonate rocks of Mezosoic age. Emplacement of the plutonic stock into carbonate host enviroment resulted the formation of the both porphyry and skarn type deposits. Medet porphyry Cu-Mo deposits in the Panagjuristhe provence also associated with the deep steated plutonic intruson invaded into Precambrian gneisses and granites.

The well devoloped alteration pattern and widespread potassic alteration zone represented by K-feldspar and biotite assemblage within the granite phase of Demirköy pluton arount İkiztepeler field is the most characteristic hydrothermal alteration related with porphyry mineralization within .the Balkanide porphyry belt where hydrothmeral alteration patterns are not well devoloped. Medet porphyry copper mineralization accompained by the formation of the K-feldspar and biotite assemblage is the other deposits which potassic alteration is documented. The shallow steated porphyry mineralization are accompoined by dominantly quartz-sericide alteration. Potassic alteration is only represented by the weakly and locally developed biotites. Dereköy porphyry prospect has closely similar characteristic of the shallow steated dike-stock related porphyry mineralization within the Balkanide belt.

#### **Genesis of the Porphyry type Mineralization**

İkiztepeler porphyry molybdenum-copper deposit and

skarn type scheelite mineralization are genetically related with granitic phase of Demirköy pluton. The mineralization and hydrothermal alteration pattern of İkiztepeler area conforms to the classical zoned pattern expected in the bottoms of the stockwork type mineralization system which are characterized by the well developed K-feldspathization zone (potassic assemblage) and surrounding feldspar destructive zone (quartz-sericite assemblage) (31). Porphyry molybdenum system have been referred as subduction-related, rift related (32); as granodiorite system, granite system (Mutschler et al. 1980); as calc-alkaline and alkaline deposits (33) and fluorine deficient and fluorine rich system (34) in respect to their tectonic setting, petrological character and chemical composition of associated plutonic rocks and volatile content of magmatic system. Metallogenetic character of the batholithic system are determinated by the source rocks of the batholithic magma. Metallic constituents of the magmatic system are incorporated from the parentel source rock during the melting process or picked up from the overlying rock column while magma ascending up throught the overlying rock pile (35).

Ternary plot of Demirköy pluton on normatif orthoclase, albite, anorthite diagram display four distinctive group gabbro (I), diorite (IIa), tonalite (IIb), granodiorite (III), monzogranite (IVa) syenogranite, alkali granite (IVb) fields which conform to the tonalite granodiorite and granite fields of classification of Baker (36) (Fig.10). But clustering of the tonalite (IIb) of Demirköy pluton lie at the granodiorite-tonalite boundary of Baker (36) classification. Monzogranite, syenogranite, alkali granite association of Demirköy pluton lie within the granitic field of Baker (36). On the other hand granitic assemblage of Demirköy pluton plot in the centre of the interior triangle defines granitic rocks in sense of Tuttle and Bowen (37) (Fig.11) on normatif quartz, albite, orthoclase diagram. Granodiorite (III) and tonalite (IIb) phase of

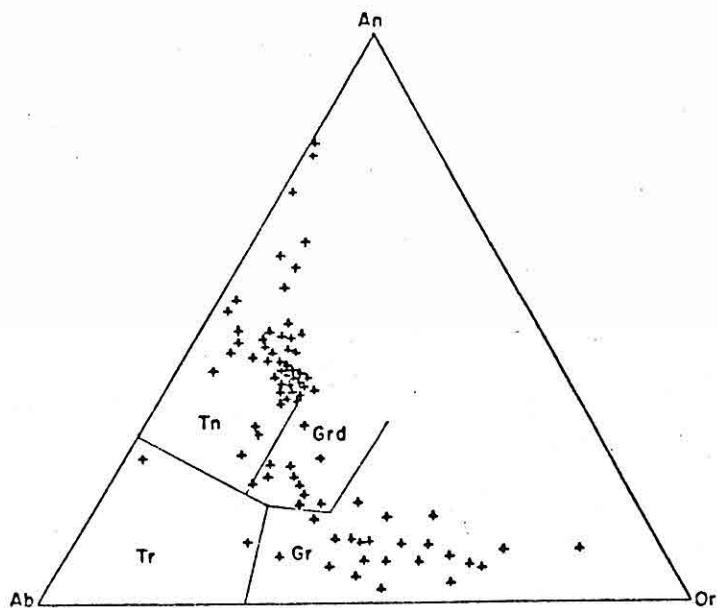


Fig 10- Tenary plot of Demirköy pluton on normatif orthoclase, albite, anorthite diagram.

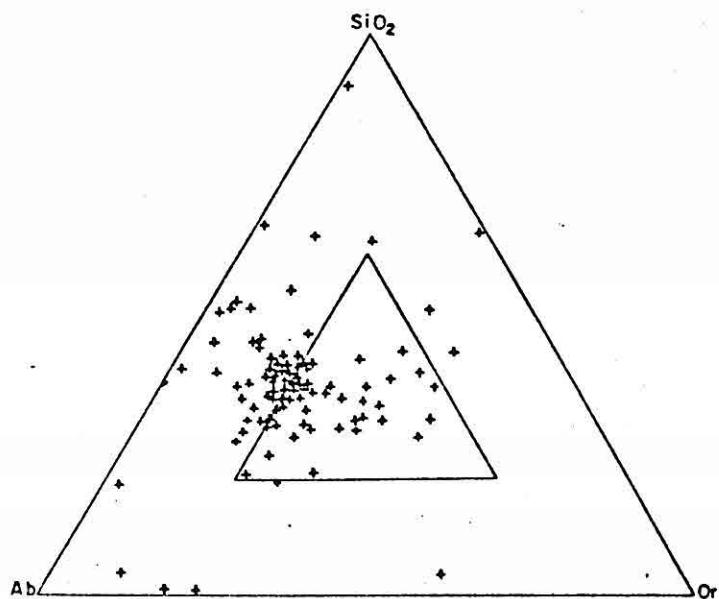


Fig 11- Tenary plot of Demirköy pluton on normatif albite, orthoclase, quartz diagram.

Demirköy pluton located at the Q-Ab line of the interior triangle. Monzogranite syenogranite phase of Demirköy pluton associated with porphyry Cu-Mo and skarn type scheelite mineralization conform with the granite molybdenite system of Mutschler et al. (31). High silica  $75 < \text{SiO}_2$  and potassium  $5 < \text{K}_2\text{O}$  content and peraluminous characters of syenogranite, monzogranite phase of Demirköy pluton (Figs. 4, 12) concide with Climax type stockwork molybdenum deposits of Westra and Keith (33). Monzogranite and syenogranite phase associated with İkiztepeler mineralization overlap the highest A/CNK is delineated by the Mo porphyries which exemplified by the Colorado mineral belt extentional deposits (Climax, Henderson, Mount Emmons) and British Columbian orocretianary belt compressional deposits (Boss Mountain, Endako) on the molecular ratio of  $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  versus  $\text{SiO}_2$  diagram (Fig.12).

Endoka and Boss Mountain Mo deposits associated with Cretaceous intrusion located within the Intermontane belt (38) related with the post accretion. A type subduction events (39). Quartz Hill alkali granite was emplaced in to Coast Range plutonic complex related with the transform or extentional faulting. Thomson Creek pluton enclosing the stockwork type molybdenite deposits was formed as a consequence of the combined effect of the westward dipping A type subduction and eastward dipping B type subduction (40) are also displays high A/CNK characters (41, 42). Beside this compressional porphyry molybdenum system Urad-Henderson (43), Mount Emmons (44) mineralization are associated with multiple granite intrusion of alkaline character which were emplaced in the extentional belt. Alkali granite porphyry is considered to be product of depleted lower crustal pyroxene granulite (45) which was underplated by the upwelling asthenospheric melt. Bimodal character of Colorado mineral belt including monzonite and alkali granite intrusions is resemble to the bimodal composition of Istranca Batholith. In both belt mineralizations are closely related

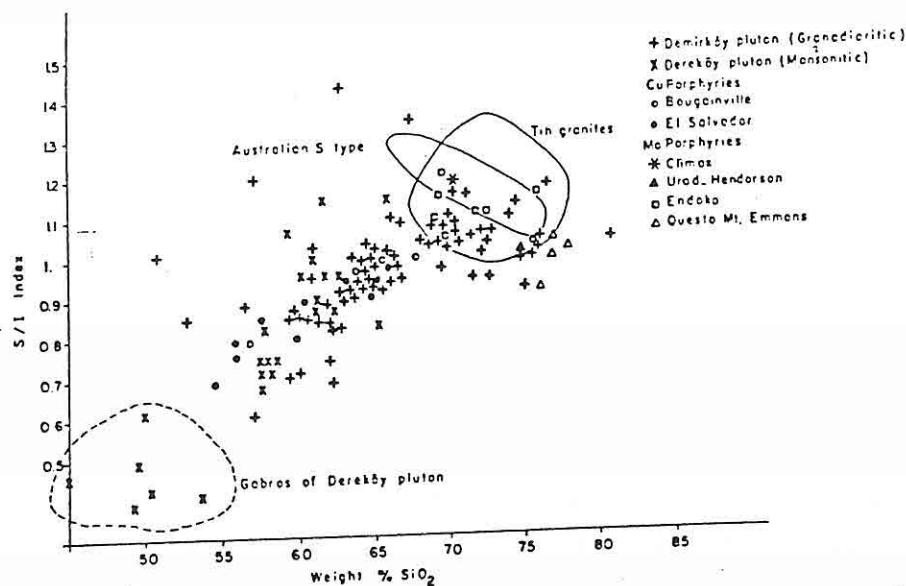


Fig 12- Cross tabulation of Istranca batholith and porphyry molybdenum deposits on molecular ratio of  $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ .

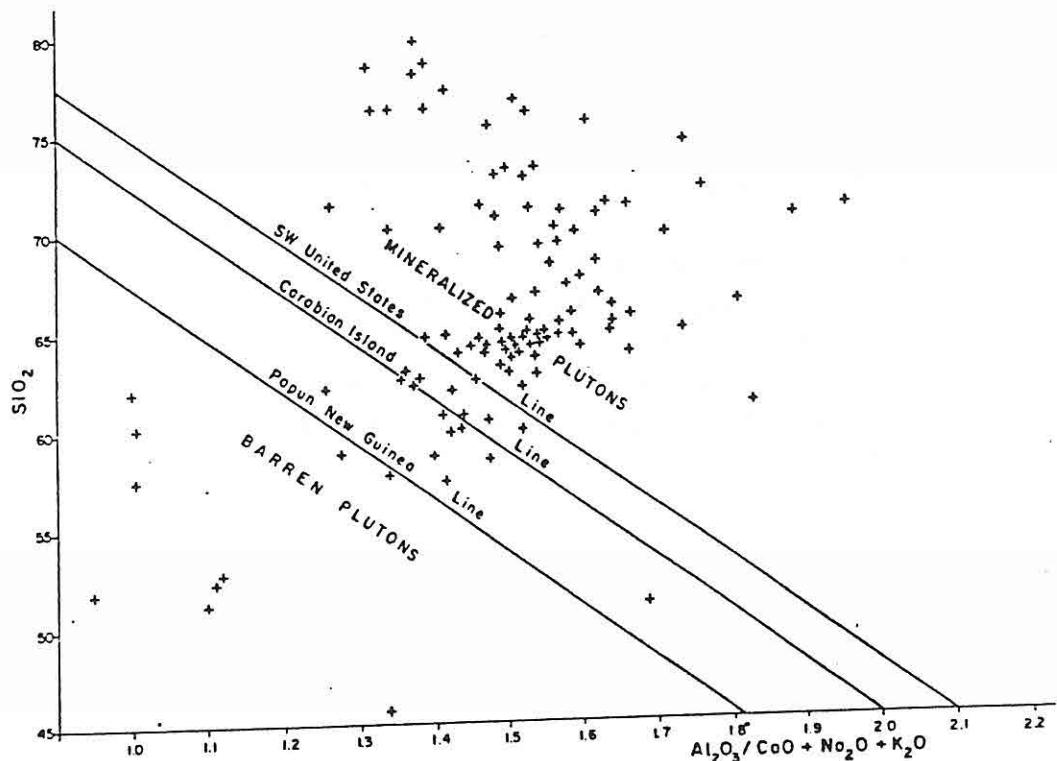


Fig 14- Plot of Istranca batholith on weight percent  $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  diagram.

with alkali granite association while monzonitic pluton are barren. But İkiztepeler deposit was formed at depth in respect to high level Colorado mineralization systems. Subvolcanic cap of the Demirköy pluton enterely eroded thus the high level apex portion of the porphyry system was dissected. Although İkiztepeler Molybdenum deposits is considered to be bottom of the high level porphyry system such as Colorado mineral belt molybdenum deposits.

Lead isotope analyses of two sample picked up from İkiztepeler A and B galleries (46) plot within the upper crustal field and very close to the upper crustal curve of (47) (Fig.13). The sample carried out from A gallery display very high  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and plot at highly radiogenic area in respect to upper continental curve whereas the sample obtained from B gallery closely plot on the continental curve  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  values. This case remarks lead isotope in the İkiztepeler area have been derived from two distinctive upper crustal source rock which include highly radiogenic and very highly radiogenic leads. Both of the sample A and B have very close values and plot at the end of the continental curve. Sarchesme and Columbian samples are less radiogenic in respect to rift related continental İkiztepeler porphyry Mo mineralization. On the other hand lead isotopes of the İkiztepeler mineralization overlaps the Henderson Mo porphyry deposits of Colorado mineral belt. But İkiztepeler deposits displays very high  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  value in respect to Henderson deposits.

Dereköy porphyry copper occurence related with the tonalitic porphyries plot at I type granitoid field and overlaps on Bougainville (48) and El Salvador porphyry copper deposits (49) (Fig.12). Overlapping of the Dereköy porphyry system emplaced in the intracontinental rift belt and the continental margin arc and arc continental collision type porphyry system reveal that these three distinctive type porphyry systems have orginated from lower continental

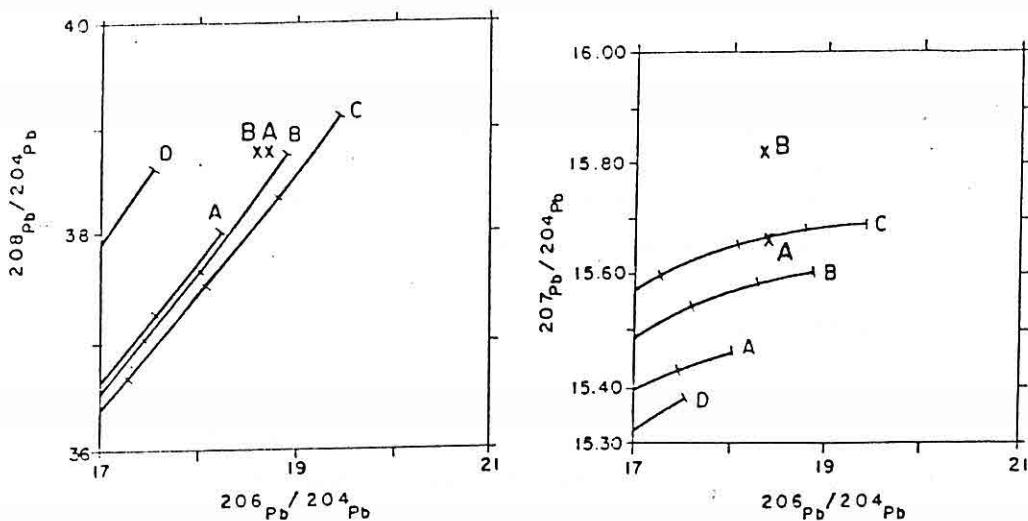


Fig 13- Plot of lead isotopes of İkiztepepler pluton.  
A- Mantle, B- Orogenic, C- Upper crust, D- Lower  
crust, A- Galery A, B- Galery B.

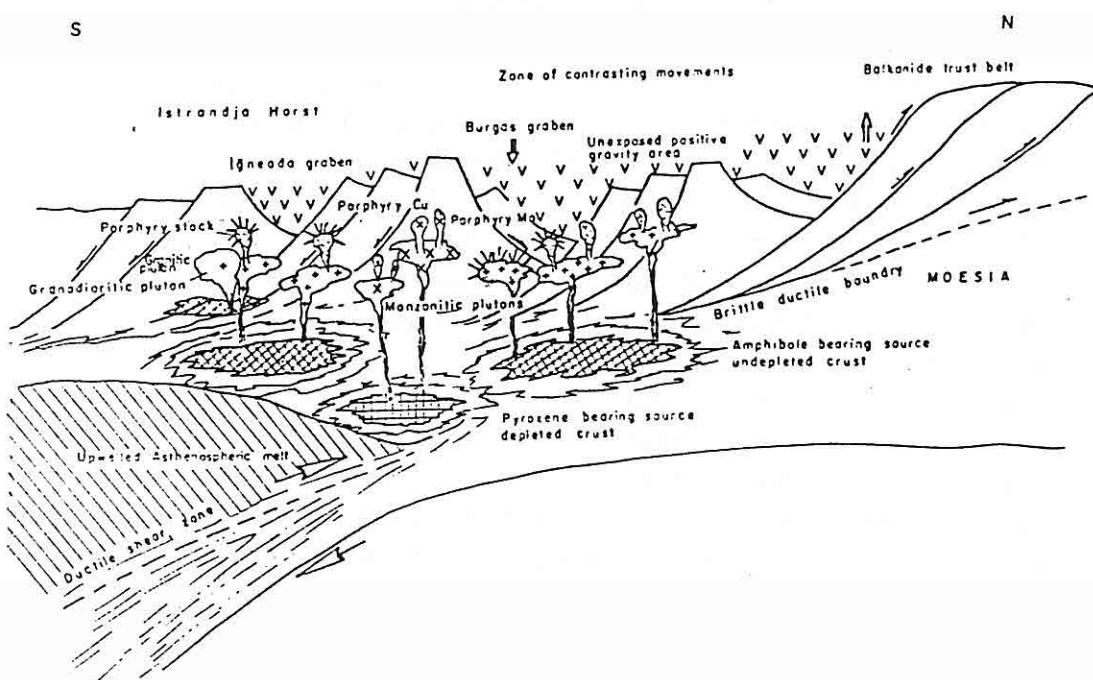


Fig 15- Tectonic setting of the Istranca batholith.

crustal material. Plutonic assemblage associated with İkiztepele and Dereköy mineralizations plot on the mineralized pluton fields of Papua-New Guinea (50) island arc and southwest USA (50) continental arc related porphyry systems expect the dioritic phase (IIa) (Fig.14).

#### Tectonic Setting

Banat-Timok-Srednogora-Istranca volcano-plutonic belt (SVP B) of Late Cretaceous age including batholithes consisting of gabbro-monzonite-syenite, gabbro tonalite granodiorite association are interpreted as either to be intrusions emplaced within the continental margin arc (51) intra arc basin (52) back-arc basin (53, 54) setting as a consequence of the subduction of the Vardar ocean beneath the Rhodope Belt, or within the rift zone opened above the suture belt extending between Moesian platform and Thrace block (55, 56, 57, 13). The formers suggestions on the developing of the (S VP B) are agreed on the subduction of the Vardar ocean beneath the Rhodope belt during the Late Cretaceous time whereas the Vardar ocean is considered that was terminally closed in the latest Jurassic time (58, 59, 60). Disappearing of the Vardar ocean by the Late Jurassic collision excludes the former suggestions oceanic domain existed between Moesian platform and Rhodope fragment was closed in the Albian time (61, 62). Post-collisional subduction of oceanic crust and lower continental crust of the Moesian platform beneath the Rhodope belt (56, 62) resulted the opening of the (S VP B) rift within the overriding Rhodope block coeval with the northward transporting of the thrust sheet over the underriding Moesian platform. Upwelling of the mantle derived melts underplating beneath the NE-SW stretched and thinned Rhodope block resulted the generation of the three modal alkaline, basic and acidic volcanic (14, 1, 12) by the partial melting of the crust and asthenospheric segregation. Batholithic magmas which tonalitic and granodioritic, granitic and monzonitic

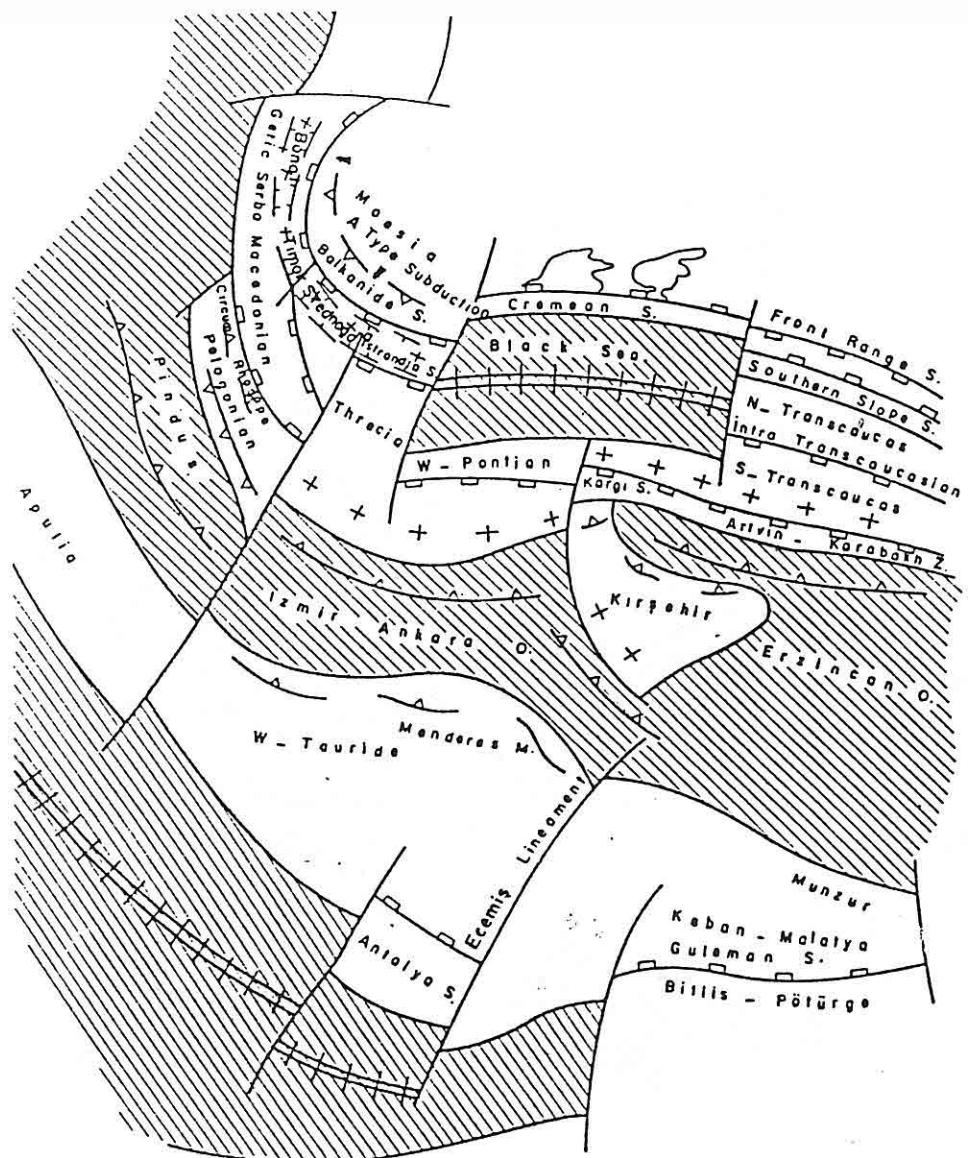


Fig 16- Paleo Tectonic map of Thrace in Late Cretaceous time.

PORPHYRY TYPE MINERALIZATIONS

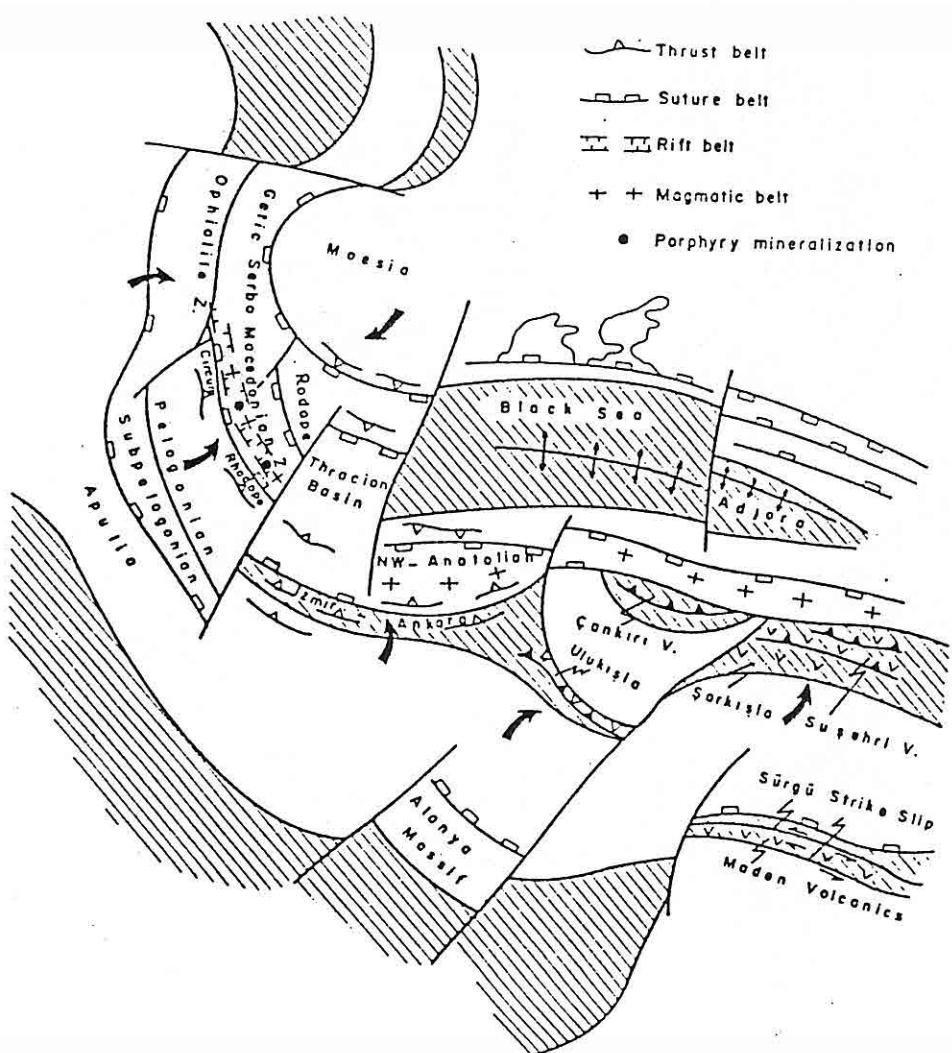


Fig 17- Paleo Tectonic map of Thrace in Eocene time.

composition were generated by the partial melting of the respectively undepleted lower crustal amphibolites, middle and upper crustal geneissic rocks and depleted lower crustal or subcontinental mantle granulite and eclogites. Porphyry type mineralization within the Balkanide belt were occurred related with the crustal derived plutonic rocks (Figs. 15, 16).

Pelagonian belt was commenced to subduction beneath the Rhodope belt during the Eocene-Oligocene time as a consequence of the reactivation of the Vardar suture belt (62, 57). The Almopias nappes thrusted southward over Pelagonian belt and under thrusted beneath the Kerdillon nappes during the Eocene time (59). The Transbalkan-strip (55, 56) volcanic and plutonic belt extending along the Serbo-Macedonian, Vardar belt within the NW-SE thrusting zone might be formed as a consequence lithospheric detachment of the subducted lower crust and sinking to mantle. Detachment and sinking of the thickened cold lithospheric blob is conceded by the ascending of the hot asthenospheric melts which resulted melting of the overlying crustal rocks. Bucim and Serbo-Macedonian porphyry occurrence (63) and antimonite deposits of Serbia and Macedonia (14) were occurred related with these magmatism of Eocene-Oligocene age (Fig.17).

#### References .

- (1) Popov,P., Magmato-tectonic features of the Banat-Srednogorie Belt. Geol. Balc. 11, 43-72, 1981.
- (2) Ianovici,V., Vlad,S., Borcos,M., Bostinescu,S., Alpine porphyry copper mineralization of West Romania. Mineral Deposita 17, 307-317, 1977.
- (3) Cioflica,G., and Vlad,S., Copper sulfide deposits related to Laralian magmatism in Romania. In. S.Jancovic, and R.H.Sillitoe (edited) European Copper deposits Belgrade, 67-72, 1980.

- (4) Gunenesch,K.A., Laramide Igneous rocks and related porphyry copper occurrences of southwest Romania. In: G.G.Amstutz (edited) Ore genesis the state of the art. Springer-Verlag, 319-335, 1982.
- (5) Jankovic,S., Terzic,M., Aeksic,D., Karamata,S., Spasov, T., Jovanovic,M., Milicic,M., Miskovic,V., Gurubic,A., and Antonijevic,I., Metallogenic features of copper deposits in the volcano intrusive complexes of the Bor District Yugoslavia. In European Copper deposits (Edited by Jankovic,S., and Sillitoe,R.H.) Belgrade, 42-49, 1980.
- (6) Bogdonov,B., Metallogeny of Srednogora zone in context of plate tectonic. In: S.Jankovic (edit) Metallogeny and plate tectonics the Northeastern Mediterranean. Belgrade, 493-505, 1977.
- (7) Bogdonov,B., Massive sulfide and porphyry copper deposits in the Panagjurishte district Bulgaria. In: S.Jankovic and Sillitoe,R.H. (edited) European Copper deposits, 50-58, 1980.
- (8) Bogdonov,B., Hydrothermal system of massive sulfide, porphyry copper and vein type copper deposits of Srednogora zone in Bulgaria. In: Proceeding of sixth Quadennial IAGOD Symposium (edited). Janalidze,T.V. and Tvalchrelidze,A.G.) 63-66, 1984.
- (9) Sillitoe,R.H., The Carpathian Balkan porphyry copper belt, Cordilleran perspective. In Jankovic,S. and Sillitoe,R.H. (edited) European Copper Deposits, 26-35, Belgrade, 1980.
- (10) Üşümezsoy,Ş., Igneous and metamorphic Geology and mineralization of Istranca Region. Istanbul Earth Sciences Review, 3, 277-294, 1982.
- (11) Aykol,A., Geochemistry and petrology of the Demirköy pluton "in Turkish" Istanbul Teknik Universitesi Unpublished Thesis, 1979.
- (12) Popov,P., Bairaktarov,I., and Marinov,T., Magmatism and structure of the Eastern part of the Burgas Ore Region I. Characterization of the magmatic formations. Geologica Balcanica 9, 109-124, 1979.
- (13) Dobovski,C., Magmotectonic features of Upper Cretaceous intrusives in the Srednogorie zone; Field and Experimental Evidence for a Rift Model: Geologic a Balcanica 4, 15-29, 1980.
- (14) Vassileva,S.G., The Upper Cretaceous Magmatism in Srednogorie zone Bulgaria: A Classification Attempt and some implications-Geologica Balkanica 10, 15-36, 1980.

- (15) Aydin,Y., Etude petrographique et geochemique de la partie centrale du massif d' Istranca Turquie Nancy, France; Thesis. Unpublished, 1974.
- (16) Lewis,R.S., Thor,H.K., Bennett,E.H., and Holl,W.E., Lithologic and chemical characteristic of the Central and Southern part of the Southern Lobe of the Idaho Batholith U.S. Geological Survey Professional, paper 1436, p.171-196, 1987.
- (17) Toth,I.M., Petrology and origin of the Bitterroot Lobe of the Idaho Batholith: In U.S. Geological Survey Professional paper 1430, p.9-58, 1987.
- (18) Halliday,A.N., and Stephens,W.E., Crustal Controls on the genesis of the 400 Ma old Caledonian granites. Physics of the Earth and lanetary interiors 35, 89-104, 1984.
- (19) Mc Kenzie,D., The generation and compaction of partially molten rock. J.Petrology 25, 713-65, 1984.
- (20) Mc Kenzie,D., and Bickle,M.J., The Volume and composition of melt generated by extension of lithosphere Jouhal of Petrology, v.29, p.3, pp.625-679, 1988.
- (21) Huppert,E.H., and Sparks,S.J., The Generation of Granitic Magmas by Intrusion of basalt into Continental Crust. Journal of Petrology, 29, 599-624, 1988.
- (22) White,W.H., Bookstrom,A.A., Kamili,R.J., Ganster,M.W., Smith,R.P., Ranta,D.E., Steininger,R.C., Character and origin of Climax type molybdenum deposits-Econ. Geol. 75th. Anniv, vol.270-316, 1981.
- (23) White,R.S., Spencer,G.D., Fowler,S.R., Mc Kenzie,D., Westbrook,G.K., and Bowen,A.N., Magmatism at rifted margins-Nature 330, 339-44, 1987.
- (24) Jones,G.J., The Goonumbla porphyry copper deposits, New South Wales-Econ. Geol. 80, 591-613, 1985.
- (25) Miller,C.F., Monzonitic plutons, California and a model for generation of alkali-rich near silica-satureted magmas. Contrib. Mineral, Petrol 67, 349-355, 1978.
- (26) Simmons,E.C., and Hedge,C.E., Minor-element and Sr isotope geochemistry of Tertiary stock Colorado mineral belt. Contrib. Min. Pet. 67, 379-391, 1978.
- (27) Pedersen,F.D., An outline of the geology of the Hurdal area and the Nordli granite Molybdenite, deposits. In Olerud,S. and Ihlen,P.M. (edited) Metallogery associated with the Oslo paleoryt. 7th. IAGOD. Symposium, and Nordkaloft project meeting. Excursion quide No.1, pp.18-23, 1986.

- (28) Bateman,P.C., and Chappell,B.W., Crystallization, fractionation and solidification of the Tuolumne Intrusive series. Yosemite National Park, California-Geol. Soc. Bull., 90, 465-482, 1979.
- (29) Hibbart,M.J., Deformation of incompletely crystallized magma system. Granitic geneisses and their tectonic implications-Journal of Geology, vol.95, p.543-561, 1987.
- (30) Pitcher,W.S., Granite typology, geological environment and melting relationships. In M.P. Atherton M.P. and Gribble C.D. (edit) Migmatites, Melting and Metamorphism. Shiva Geology Series, 1983.
- (31) Mutschler,F.E., Wright,E.G., Ludington,S., and Abbott, J., Granite Molybdenite Systems-Economic Geology v.76, pp.874-897, 1981.
- (32) Sillitoe,R.H., Types of porphyry molybdenum deposits-Mining mag., June 1980, p.550-553, 1980b.
- (33) Westra and Keith, Classification and Genesis of stock Molybdenum Deposits-Economic Geology 76, 843-873, 1981.
- (34) Theodore,T.G., and Menzie,W.D., Fluorine-deficient porphyry molybdenum deposits in the Western North America Cordillera-In Proceedings of the Sixth. Quadrennial IAGOD Symposium, 1984.
- (35) Anderson,P., Regional timespace distribution of porphyry deposits. A decisive test for the origin of metals in magma-related ore deposits-In Proceedings of the fifth Quadrennial IAGOD Symposium, 35-48, 1980.
- (36) Baker,F., Troudhjemite definition enveriorment and hypothesis of origin-In: Baker (ed.) Trondhjemites Dacites and Relates Rocks Elsevier Amsterdam, 1-12, 1979.
- (37) Tuttle,O.F., and Bowen,N.L., Origin of granite in the light of experimental studies in the system Na Al  $\text{Si}_3\text{O}_8$ -K  $\text{AlSi}_3\text{O}_8$   $\text{SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  - Geol. Soc. Am. Meu. 74-153, 1958.
- (38) Soregaroli,E.A., Geology and genesis of the Boss Mountain Molybdenum. Deposits, British Columbia-Econ. Geol. 70, 4-14, 1975.
- (39) Lambert,R.S.J. and Chamberlain,V.E., Cordelleria revisited, with a three-dimensional model for Cretaceous tectonics in Biritish Columbia-Journal of Geology 96, 47-60, 1988.

- (40) Skipp,B., Basement thrust sheets in the Clear Water orogenic zone, Central Idaho and Western Montana-Geology, v.15, 1987.
- (41) Hall,W.E., Schmidt,E.A., Howe,S.S., and MJ.Broch, The Thompson Creek, Idaho, porphyry molybdenum, deposits-an example of a fluorine-deficient molybdenum granodiorite system-In Proceedings of the Sixth. Quadrennial IAGOD Symposium, 351-357, 1984.
- (42) Lewis,R.S., Thor,H.K., Bennett,E.H., and Holl,W.E., Lithologic and chemical characteristic of the Central and Southern part of the Southern Lobe of the Idaho Batholith U.S. Geological Survey Professional, paper 1436, p.171-196, 1987.
- (43) Wallace,S.R., Mc Kenzie,W.B., Balir,R.G. and Muncaster, N.K., Geology of the Urad and Henderson Molybdenite deposits, Clear Creek County, Colorado, with a section an a comparition of these deposits with those at Climax, Colorado-Econ. Geol. 73, 325-368, 1978.
- (44) Thomas,J.A., and Galey,J.T., Exploration and Geology of the Mt Emnions Molybdenite deposits, Gunnison County Colorado-Econ. Geol. 77, 1085-1104, 1982.
- (45) Simmons,E.C., and Hedge,C.E., Minor-element and Sr isotope geochemistry of Tertiary stock Colorado mineral belt. Contrib. Min. Pet. 67, 379-391, 1978.
- (46) Wagner,G.A., Pernica,E., Seeliger, Lorenz,B.I., Begemann,F., Schmittstrecker,S., Eibner,C., and Öztuna-İl,Ö., Geochemische und isotopische characteristika fruher Rothstoffquellen für Kupfer, Blei, Silber und Guld in der Turkei-Jahrbuch des Romisch-Germanischen Zentralmuseums, 1986.
- (47) Doe,B.R., and Zartman,R.E., Plumbotectonics the Phanerozoic-In Barnes,H.L. (edited). Geochemistry of Hydrothermal ore deposits. John Wiley New York 22-70, 1979.
- (48) Ford,J.H., A chemical study of alteration at the Panguna Porphyry copper deposits, Bougainville, Papua New Guinea-Econ. Geol. 73, 703-720, 1978.
- (49) Gustafson,L.B., and Hunt,J.P., The porphyry copper deposits at El Salvador, Chile-Econ. Geol. 70, 857-912, 1975.
- (50) Feiss,P.G., Magmatic sources of copper in Porphyry copper Deposits. Econ. Geol. 73, 397-404, 1978.
- (51) Boccaletti,M., Manetti,P., Peccerilla,A., Balkanides as an instance of back-arc thrust belts-Geol. Soc. Am. Bull. 85, 1077-1083, 1974.

- (52) Aiello,E., Bartoline,C., Boccaletti,M., Gocev,P., Karaqjuleva,J., Kostadihov,V., Manetti,P., Sedimentary features of the Srednogorie zone (Bulgaria)-Sedimentary Geol., 19, 39-68, 1977.
- (53) Hsu,K.J., Bernailli,D., Genesis of the Tethys and the Mediterranean-In Hsu,K.J. Moutadert,L. et al. Initial Reports Deep Sea Drilling Project, 42, p.1 Washington U.S. Gov. Print. off. p.943-949, 1978.
- (54) Boccaletti,M., Manetti,P., Peccerillo,A., Stanisheva-Vassileva,G., Late Cretaceous high-potassium volcanism. In Eastern Srednogorie Bulgaria-Geol. Soc. Am. Bull. 80, 439-447, 1978.
- (55) Boncev,E., Lineament-geosynclinal riftogenesis - Geologica Balcanica 6, 85-100, 1976.
- (56) Boncev,E., Geotectonic position of the Balkanides-Geologica Balcanica 8, 85-100, 1978.
- (57) Antonievic,I., Gurubic,A., Jordjevic,D.M., The Upper Cretaceous Paleorift in Eastern Serbia-In: Jankovic,S. (edit). Metallogenesis and concepts of the Geotectonic Development of Yugoslavia Belgrade Univ., Dept. of Econ. Geol., 315-339, 1974.
- (58) Jacobsen,V., Structure and Geotectonic evolution of the Hellenides. Proceed. 6th. Colloq. Geol. Aegean Region, Athens 1977, 31, 1978.
- (59) Papanikolau,D.J., The three metamorphic belts of the helenides. In Dixon,J.E., and Robertson,A.H.F. eds. Geol. Soc. Louden Spec. Pub. 17, p.551-561, 1985.
- (60) Mauntrakis,D., The Paleonian zone in Greece: A polyphase deformed fragment of the Cimmerian continent and its role in the Geotectonic evolution of the Eastern Mediterranean-Journal of Geology. 94, 335-347, 1986.
- (61) Gurubic,A., Yougoslavie. In J. Decoud and other (ed.). Geologic des pays Europeens. Bordas and 26th. International Geological Congress Paris, France (Dunod), 291-342, 1980.
- (62) Burchfiel,B.C., East European Alpine System and Carpathian orocline as an example of collision tectonics-Tectonophysics, 63, 36-61, 1980.
- (63) Jankovic,S., Petrokovic,M., Tomson,N., and Krovoov,V., Porphyry copper deposits in the Serbo Macedonian province southeastern Europe-In Jankovic,S., and Sillitoe,R.H. (edited) European Copper Deposits, 96-102, Belgrade, 1980b.

- (64) Mudrinic,C., The origin of the ore components and the geochemical characteristics of the antimony deposits of Serbia and Macedonia (Yugoslavice)-Proceeding of the Sixth Quadrennial IAGOD Symposium. Stuttgart, p.161-167, 1984.



CATALCA DOLAYINDAKİ LEVAZIM BİRLİĞİ (İSTANBUL İLİ)  
ALANININ JEOLÖJİSİ ve MUHENDİSLİK JEOLÖJİSİ

NURI GGRUNEV, Y.O.Mühendislik Fakültesi, İstanbul

ÖZET

Bu çalışma Catalca kazası yakınında yer alan 1. Ordu'ya ait bazi bina ve barakaların duvar, kırış ve kolonlarında görülen ve zeminle ilişkili olduğu belirlenen kırık ve çatlak sorununun incelenmesi amacıyla yapılmıştır. Bu çalışmanın sonucunda sözü edilen yenilmelerin temel zemininin nitelikini bozan yüzeysel suların neden olduğu ortaya konmuş, bina temellerine bu suların sizmalarının mani olummasıyla sorunun giderilebileceği sonucuna ulaşılmıştır.

GEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY OF COMMISSARY  
UNIT AREA AROUND CATALCA (ISTANBUL)

ABSTRACT

In this study Geological and, soil mechanical properties of an area, near Catalca town were investigated. In the area where the Army buildings and barracks were built, the columns and the walls of the barracks display failures in the forms of fractures and joints. As a result of this study it has been established that such failures are closely related to the action of surface water and can be improved when the water is prevented from seeping into the basement of the buildings and barracks.

## GİRİŞ

İstanbul-Catalca yakınlarında bulunan 1. Ordu Levazım Depolarındaki zemin problemlerinin ve yapılarda meydana gelen çatlamaların incelenerek bir rapor düzenlenmesi talep edilmiştir. İnşaat alanında incelemeler yapılarak, gerek arazi gözlemleri ve gerekse alınan numunelerin laboratuvar incelemelerinden, alanın temel zemin durumu değerlendirilmesi yapılmıştır.

## BÖLGESEL JEOLOJİ

Genelde ileri derecede metamorfik birimlerden oluşan temelin hemen üzerinde daha az metamorfik kayaçlar bulunurlar. Tüm bu metamorfik seri üzerine Eoseden başlayan çökel kayaları diskordan olarak yer alırlar [1].

## EGKİ TEMEL

Temel kayaçları hakkında çeşitli çalışmalar tarafından birbirleriyle çelişen fikirler ortaya atılmıştır KSIAZKIEWICZ [2]. Yaklaşık E-W doğrultusunda çıkarmış olduğu kesitlerden gnayşların Devoniyyeden daha yaşlı olduğunu, diyoritik sekulular ile metamorfik seriler üzerine diskordan olarak gelen kuvarsitlerin, fillatlar ve parlak sistlerin sırası ile alt-orta ve üst devoniyen yaşında olduğunu, mermelerin ise karboniferde çökelmiş olduğunu belirterek yöredeki volkanitelere de üst karbonifer-permiyen yaşını vermiştir. PAMİR ve BAYKAL [3] Yıldız dağlarındaki gnayşları, Kambriyen olarak kabul etmişlerdir. AKARTUNA [1] ise Catalca-Karacaköy bölgesindeki metamorfitleri, Gnayşlar ve Kuvarsitsist serilerini iki ayrı birim olarak görmüş ve bu ileri metamorfik kayaclara Silüriyen ve Orta Devoniyen yaşını vermiştir. BURKUT [4] Istranca Masifine ait metamorfik kayaçları jenitik olarak incelerken, bu kayalara belirgin bir yaş vermemiştir. AYDIN [5] Kırklareli gnayı olarak bilinen birimin esasında

yeşil sist fasyesinde metamorfizma geçirmiş fakat birincil tekstürüünü muhafaza etmiş bir monzogranit olduğunu savunmuştur. Rb-Sr yöntemi ile yapılmış olan yaş tayininde bu birimin yerleşme yaşının 250 my., metamorfizma yaşının ise 150 my. olarak saptamıştır. AYKOL [6] Demirköy sokulumuna ait 115 örneğin majör ve iz elementleri bakımından sistematik dağılımlarını incelemiştir, ayrıca Demirköy sokulumunun iki ayrı magmadan türedigini ve bu magmaların ayrı ayrı katılaşarak farklılastıklarını belirtmiştir. ÖZTUNALI ve UŞENMEZSOY [7] Istranca Masifindeki kuvarslı feldispatlı şistlerde güney istikametinde potasyum feldspat megablastlarının dereceli olarak artmasının izlendigini ve başlangıcta hakim olan sistozitenin megablastların artması sonucu azaldıklarını, porfiroblastik dokulu bir granitik kayacın olustugunu ileri sürmektedir. GEORGI, A., CHATALOV [8] Bulgaristan'da Para ve Orta metamorfik kayaçların yaşının bazı çalışmalar tarafından Prekambriyen olarak kabul edildigini açıklamıştır. İLKISIK [9] yapmış olduğu jeofizik ölçüm ve hesaplamalar ile Kırklareli yöresinde kitasal kabuk kalınlığının 38-42 km arasında değiştigini saptamıştır. Yukarıda anılan araştırmacılar genellikle Yıldız dağlarını ve burada yüzeylenmiş olan temel kayalarını öz olarak ele almaktadırlar. Oysa çalışma alanını ayrıntılı bir şekilde incelemiştir olan Akartuna [1] çalışmalarında bölgedeki tüm jeolojik sorunları derinlemesine irdelemiştir.

#### EOSEN

Eski temel üzerine diskordan olarak gelen Eosen, konglomera, kumtaşı ve nadir olarak marndan oluşan Lütesien-Oversiyen seviyeleri ile kumtaşı, kireçtaşı, kil, konglomera arakatkılı kalın marnlar içeren Oversiyen-Priabonyen seviyeleri ile temsil edilirler. Birimden derlenen Nummulites concortus DESH., Nummulites striatus BRUG., Nummulites rouaulti d'ARCA, Orbitolites complanatus LAMK., Alveolina gibi fosillerden birime Eosen yaşı verilmistir.

NEOJEN

Üst Miyosen birimleri Congeria'lı kireçtaşları, konglomeralar ve ince katmanlı kum, kil ve marn'dan oluşan bir karton serisi (balıklı seri) ile temsil edilmektedir. Bu birimden Congeria, Nummulites, Operculina, Rotalia, Bryozoa ve Melobesia gibi fosiller derlenmiştir.

PLİYOSEN

Genellikle kırmızı renkli, kumlu, killi, çakıllı, kumtaşı ve konglomeralarla temsil edilmiştir. Kum, kil ve çakıllar arasında muhtelif büyüklükte, silislesmiş ağaç gövdelerine rastlanmaktadır. Çakıllar değişik renkte radiyolarit, jasp, çakmaktası, kuvars, kuvarsit ve değişik kökenli metamorf kayaların çakıllarından oluşmaktadır.

KUVATERNER

Kuvaterner, kumul ve alüvyonlardan meydana gelmiştir.

İNCELEME ALANININ JEOLOJİSİ

İnceleme alanı İstanbul ili-Catalca kazasına yaklaşık 7-8 km uzaklıkta Gökcəali köyü yakınında, asfalt karayolunun doğusunda metamorfik kayalardan oluşan bir yamacın eteginde bulunmaktadır (Şekil 1). Geniş bir düzlux halinde olan bu alan pratikte düz ve engebesizdir.

İnceleme alanında, bölgenin temelini gnays, kuvarsit ve kuvarsitsist (Levha 1, Şekil 1), mikasist ve fillat gibi metamorfik kayalar oluşturmaktadır. Bu birimleri granitik intrüzifler kesmiştir. Metamorfik ve granitik birimler üzerinde Eosenden başlayan çökel kayalar diskordan olarak yer alırlar (Levha 1, Şekil 2).

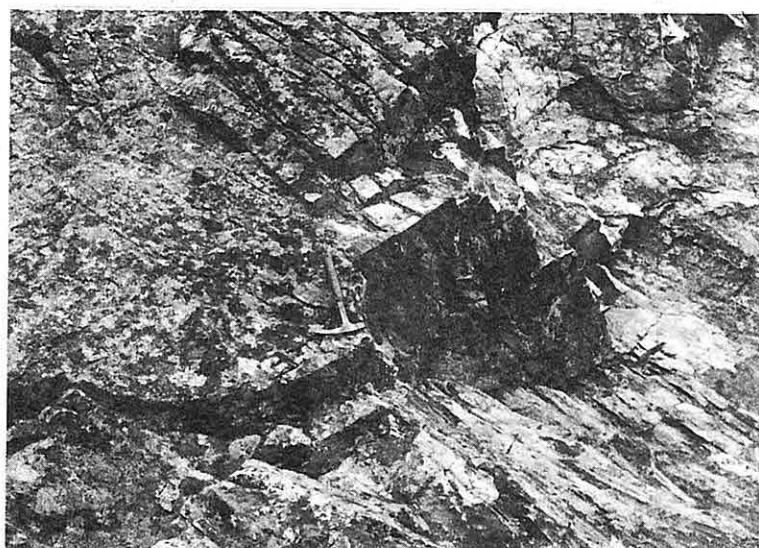


Şekil 1: İnceleme alanının mevki haritası

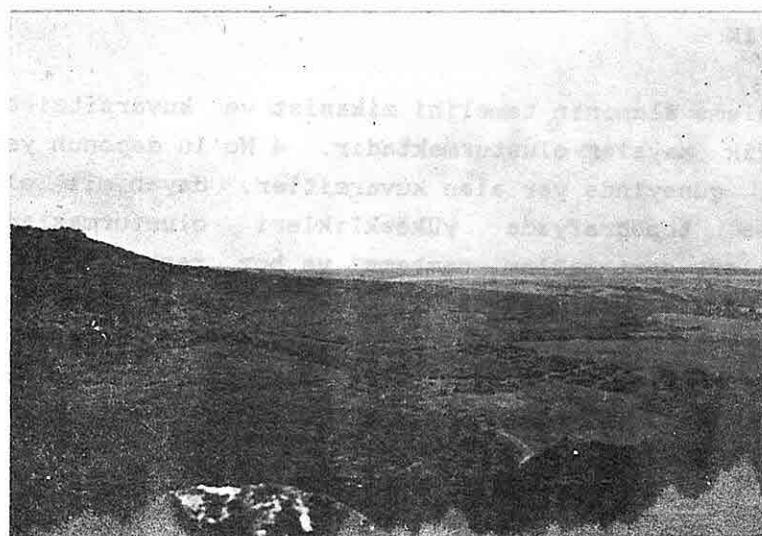
#### PALEOZOYİK

İnceleme alanının temelini mikaşist ve kuvarsitsist gibi metamorfik kayalar oluşturmaktadır. 4 No'lu deponun yaklaşık 50-60 m. güneyinde yer alan kuvarsitler, dayanıklı olmaları nedeniyle topografyada yükseklikleri oluşturmaktadır. Kuvarsitler, sert-sağlam, pembe-msi ve boz renkte, ince orta iyi katmanlı, som, dayanıklı, iyi gelişmiş eklem takımına sahiptir. Az miktarda mika pulları (serisit) içermektedir. Kuvarsitler N 15 E doğrultuludur. Birimin eğimi ise SE ya 31 derecedir. İnceleme alanının genel jeolojisine ait skec harita Şekil 2'de verilmüştür.

LEVHA I



1

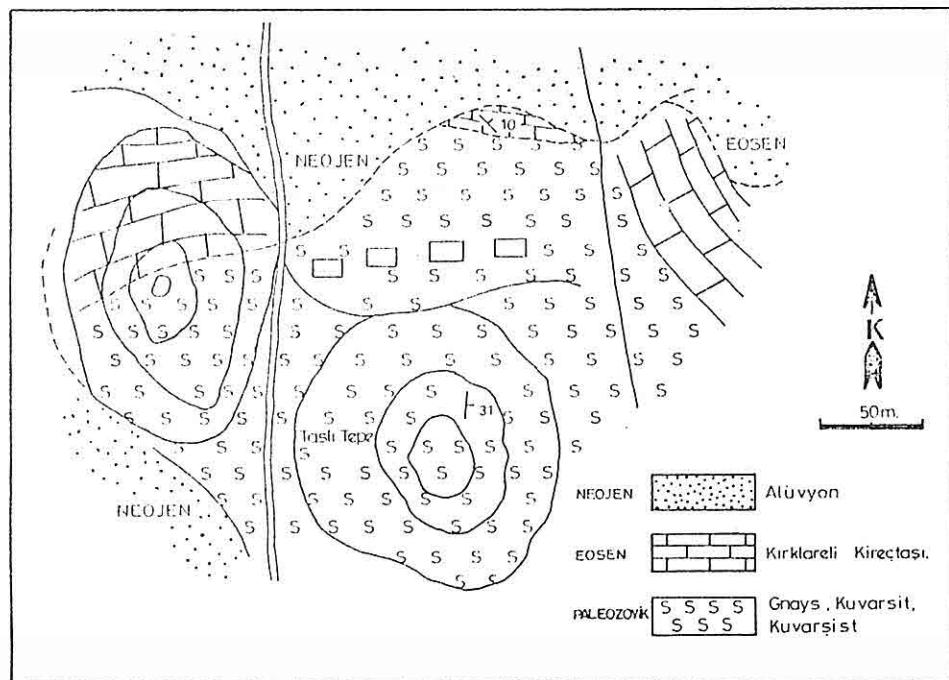


2

L E V H A I

1. İnşaat alanının temelinde yer alan Metamorfik Kuvarsitleri yakından gösterir fotoğraf.

2. İnşaat alanının yakın dolayında temel ve onun üzerini örten genç örtü birimlerini gösteren fotoğraf. Ekili arazi iki birimin yaklaşık sınırlına karşılık gelmektedir.



Şekil 2. İnceleme alanının ve yakın dolayının genel jeolojisini gösteren skeç harita.

7 No'lu gözetleme kulesi civarında kuvarsitler iyi gelişmiş eklem takımına sahip olup hafif kıvrımlıdır.

9 No'lu barakanın civarında metamorfik sistler bloklar halinde, boz-sarı renkte, ince taneli, çögünlükla bozusmuştur.

#### EOSEN

Eosen kireçtaşları inceleme alanının kuzeyinde mostra vermektedir. Eski temel üzerinde diskordan olarak oturur. Birim yüzeyde boz renkli ve çokca erimelidir. Sıkı, sert, orta kalınlıkta, yeniden billurlasmalı ve bol fosillidir.

Genellikle ak, boz renkli, altere, kof olup kırık yüzeyleri boyunca gelişmiş erime boşlukları mevcuttur. Karst boşluğunun içini dolduran travertenlere yer yer rastlanmaktadır.

#### KUVATERNER

##### a- Alüvyon

İnceleme alanının yakın doğusundan geçen dere yatağı boyunca mostra vermektedir. İnceleme sahasında en genç birim olup, alttaki birimleri diskordan olarak örter. Taneleri olup, alttaki birimleri diskordan olarak örter.

##### b- Traca

İnceleme alanının doğusunda metamorfik sistleri diskordan olarak örten traca malzemesi gözlenmiştir.

#### ZEMİN PROFİLİ

Zeminin yapısını belirleyebilmek için actırılan inceleme çukurlarında zemin üst yüzeyinden itibaren 80 cm. kalınlıkta değişik boyutlarda çeşitli kayaların çakıllarını içeren dolgu seviye ile bitkisel toprak tabakası, altında kahverenkli çakıllı kumlu, siltli kil tabakası, en alta ise bölgenin genel temelini oluşturan metamorfik kayalar yer almaktadır.

#### YERALTI SUYU DURUMU

İnceleme alanında actırılan muayene çukurlarında önemli olabilecek, yeraltı suyuna rastlanılmamıştır.

#### ARAÇ ve LABORATUVAR DENEYLERİ

İnceleme alanında yerinde cep penetrometresiyle yapılan ölçümelerin yanı sıra temel çukurlarından alınan örselenmiş zemin numuneleri üzerinde laboratuvar deneyleri yapılmıştır. Temel zeminini teşkil eden tabakanın ince daneli kısmı için kıvam limitleri:

Likit limit  $w_L$  % 36

Plastik limit  $w_p$  % 25

Plastiklik indisi  $P_i$  % 11

değerleri elde edilmiş ve düşük plastisiteli siltli kıl olduğu belirlenmiştir.

#### MUHENDİSLİK JEOLOJİSİ

Insaat alanında mühendislik jeolojisi ve temeli oluşturan birimlerin zemin özelliklerinin değerlendirilebilmesi için sahada jeolojik çalışmalar yapılmıştır. Ayrıca araziden derlenen numuneler üzerinde laboratuvar deneyleri gerçekleştirilmış, actırılan temel çukurları ayrıntılı incelenmiştir. Metamorfik ve çökel kayaların yer aldığı bu alanda katman eğim ve doğrultuları ile farklı formasyonların dokanak özellikleri yerinde yapılan gözlem ve ölçümler ile incelenmiştir.

Insaat alanında heyelan olasılığı ve yeraltı suyu etkisi araştırılmıştır. İnceleme konusu arazide zemin akmalarına ve toprak kaymalarına işaret eden heyelan belirtilerine rastlanmamış olup arazinin jeomorfolojik açıdan stabil olduğu belirlenmiştir.

Actırılan inceleme çukurlarında önemli olabilecek yeraltı suyuna rastlanmamıştır. Ancak betonarme depoların ve barakaların çevrelerine drenaj yapılmamış olması nedeniyle yüzeysel sular temel altına sızmış ve zeminin taşıma gücünü zayıflatmıştır. Bu nedenle temellerde farklı oturmalar meydana gelerek yapılarda çatlakların oluşmasına neden olmuştur.

## SONUÇLAR

İnceleme konusu arazide zemin akmalarına ve toprak kaymalarına işaret eden heyelan belirtilerine rastlanmamış olup arazinin jeomorfolojik açıdan stabil olduğu belirlenmiştir.

Açtırılan inceleme çukurlarında önemli olabilecek yeraltı suyuna rastlanmamıştır.

Depo ve barakaların çevresinde temel zeminini yüzeysel suların zararlı etkisinden korumak amacıyla drenaj tedbirleri alınması halinde çözüm sonuca kavuşturulmuş olacaktır.

## KAYNAKLAR

- (1) AKARTUNA, M., Çatalca-Karacaköy Bölgesinin Jeolojisi. İ.U. Fen Fakültesi Monografileri, 1953.
- (2) KSIAZKIEWICZ, M., Sur la geologie de l'Istranca et des territoires voisins, CRACOVIE, 1930.
- (3) PAMIR, H. N., BAYKAL, A. F., Istranca Masifinin Jeolojik yapısı, T.J.K. Bülteni, Cilt 1, Sayı 1, ANKARA, 1947.
- (4) BURKUT, Y., Istranca Kristalen Masifinin Petrojeonezi. Madencilik Cilt III, No 4, 165-180, 1966.
- (5) AYDIN, Y., Etude Pétrographique et Géochimique de la partie entrale du Massif D'istranca (Turquie). Luniversite de NANCY, 131 pp, 1974.
- (6) AYKOL,A., Kırklareli-Demirköy Sokulumu'nun Petrolojisi ve Jeokimyası (Doçentlik Tezi), İ.T.U.Maden Fakültesi, 204 s., 1979.

*ÇATALCA LEVAZIM BİRLİĞİ ALANININ JEOLOJİSİ*

(7). ÖZTUNALI, Ö. ve USENMEZSOY, S., Istranca Masifinin "cekirdek" kayaçları ve petrojenetik evrimi, T.J.K. ALTINLI Simp., 1979.

(8) GEORGİ,A., CHATALOV, Recent Development in the geology of the stranza zone in BULGARIA, Bulletin Technical Univ. of İSTANBUL, Vol 41, pp 433-465, 1988.

(9) İLKİŞIK, M., Trakya'da Yerkabuğunun Manyetotelurik yöntemle incelenmesi (Doktora Tezi), Mad. Fak., İSTANBUL, 1988.

UNTERSUCHUNG DER AUFBEREITBARKEIT UND MANCHE  
EIGENSCHAFTEN DER CHROMIT-LAGERSTAETTE KIZILDAĞ  
IN DER NAEHE EĞİRDİR-ISPARTA/TÜRKEI

Dr.-Ing. Ahmet YAMIK

Dr.-Ing. Mustafa KUŞÇU

Akdeniz Universitaet, Fakultaet für Ingenieur wesen in  
Isparta/Türkei

KURZFASSUNG

Das Nebengestein der Chromit-Lagerstaette Kızıldağ ist Harzburgit. Chromit ist sowohl linsenförmig als auch stratigraphisch massiv, gebändert und als Leopardenerz mit Dunit überzogen anzutreffen.

Hauptmineral ist Chromit, wobei in geringen Mengen Heazlewoodit, Millerit, Spinell und/oder Magnetit vorkommen. Gangminerale sind Olivin, Serpentin, Chlorit (Pennin, Kaemmererit, Klinochlor, Leuchtenbergit), Tremolit, Grunerit, und in Spuren Calcit.

$\text{Cr}_2\text{O}_3$ -Gehalt der Verezung liegt jenach der Lagerstaette zwischen 30-45 %. Etwa zehn dieser Lagerstaetten werden von privaten Unternehmern abgebaut.

Die Lagerstaetten sind in zwei Lagerstaetten-Typen unterteilt und jeweils Proben genommen. Diese Proben wurden unter 2,0 mm zerkleinert und in Kornklassen 1-2 mm; 0,5-1,0 mm; 0,315-0,5 mm; 0,2-0,315 mm; 0,1-0,2 mm und -0,1 mm klassiert-Diese wurden bei der Herdaufbereitung verwendet. Zum Schluss

wurden die Ergebnisse der Herdaufbereitung kommentiert. Die besten Resultate wurden mit den Kornklassen 0,2-0,315 mm der beiden Lagerstaettentypen erzielt; und zwar bei dem östlichen Teil ein Konzentrat mit 51,88% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalt und 95,52% Ausbringen und beim westlichen Teil der Lagerstaette ein Konzentrat mit 53,50% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalt und 94,09% Ausbringen.

## ÖZET

Kızıldağ krom yataklarının yan kayacı harzburjittir. Krom cevherleşmeleri mercek ve stratiform şekilde masif, benekli, bantlı, leopar doku ve yapılarda dunitik kılıflarla sarılı olarak bulunur.

Kromit kütlelerinde başlıca cevher minerali kromit iken çok az olarak heazlavoodit, millerit, spinel ve/veya manyetit saptanmıştır. Gang mineralleri ise olivin, serpentin, klorit (pennin, kemmererit, klinoklor, leuhtenbergit), tremolit, kromlu-tremolit, grunerit ve çok az kalsittir.

Cevherleşmelerin Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tenörü %30-45 arasında yatağa bağlı olarak değişmekte ve söz konusu yataklardan on kadarı halen özel sektörce zaman zaman işletilmektedir.

Yukarıda genel özellikleri belirtilen iki grup krom yatağından alınan örnekler -2.0 mm'ye ufalandıktan sonra, -2,0 +1,0, -1,0+0,5, -0,5+0,315, -0,315+0,2, -0,2+0,1 ve -0,1 mm tane sınıflarına ayrılmış laboratuvarlarda Wilfley sallantılı masasında denenmiş ve zenginleştirilen örneklerin analiz sonuçlarına bağlı olarak zenginleştirme başarıları yorumlanmıştır.

Sonuçta, Doğu kesimi krom yatakları için -0,315+0,2 mm tane sınıfında %51,88 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tenörlü kromit konsantresi %95,52 verimle üretilmiştir.

## 1. EINFÜHRUNG

Chromit-Lagerstaette Kızıldağ liegt etwa 25 km südöstlich von Isparta-Eğirdir und breitet sich auf einer Fläche von 49 km<sup>2</sup> in Harzburgiten aus.

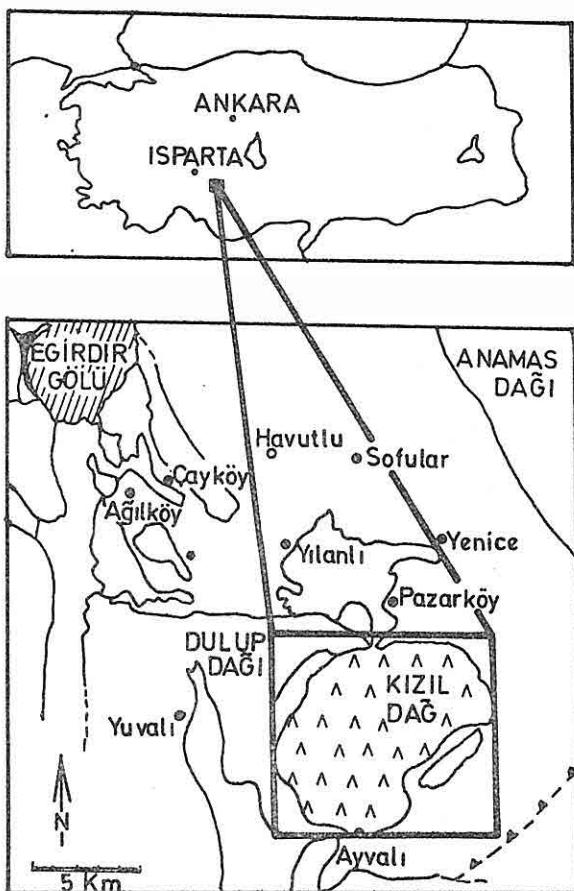


Abb. 1. Locationskarte der Lagerstaette

Das Chromit-Vorkommen Kızıldağ wurde entsprechend seiner geographischen Lage in westliche und östliche Lagerstaetten unterteilt und getrennt untersucht. Obwohl in der Region Kızıldağ zahlreiche Chromit-Massen vorkommen, wurde die erste Untersuchung dieser Art von Kuşçu (1) vorgenommen. Die vorherigen Arbeiten in dieser Gegend waren mehr petrographisch oder allgemein geologisch orientiert (2,3,4).

Chromit-Vorkommen dieser Region sind als kleine Lagerstaetten bekannt, weil die Schürfarbeiten nicht mit Bohrungen unterstützt wurden. In den letzten Jahren bauen manche Unternehmer Chromit dieser Region ab.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Geologie, Mineralogie und die Aufbereitbarkeit der Chromit-Lagerstaetten untersucht.

## 2. GEOLOGIE

Im untersuchten Gebiet kommen dem Antalya-Komplex angehörend Schlangenformation (4), Dulup-kalkstein (3) und Kizildağ Harzburgiten (2) vor (Abb.2).

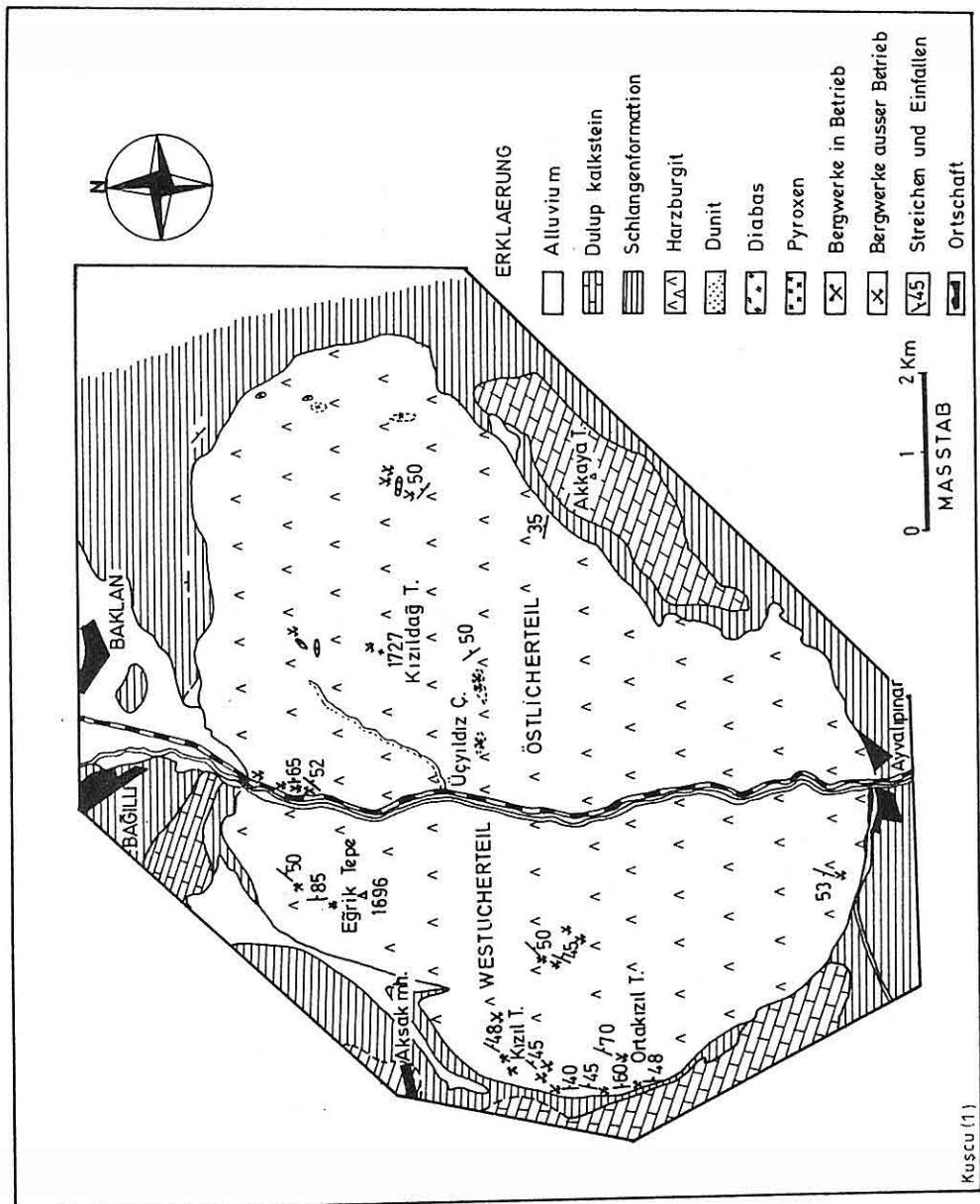
In der Region wird die Schlangenformation mit roten Radiolariten und manganhaltigen Kalksteinen vertreten (1). Grosse Flaechen bedeckende Dulup-Kalksteine werden in dolomitische, oolitische, resifal-und alghaltige Komponenten unterteilt (3).

Peridotit-Massiv von Kizildağ besteht aus Harzburgit, Pyroxenit-, Diabas-, Gabbro-Pegmatit-Massen. Pyroxenit, Diabas und Gabbro-Pegmatiten kommen im Massiv zum Teil gangförmig vor. Harzburgit beinhaltet Olivin, Orthopyroxen, klinopyroxen, und auch in geringen Mengen Chromiten. Serpentinisierung im Massiv wird kaum beobachtet. Unter diesen Gesichtspunkten ist das Massiv ein typischer Tektonit.

Im untersuchten Gebiet befindet sich auf dem Kizildağ-Harzburgit, die Schlangenformation, aufder wiedeiüm Dulup-Kalkstein liegt (1).

## 3. CHROMIT-LAGERSTAETTEN

Chromit-Massen der Region zeigen an etwa 30 verschiedenen Stellen Ausbisse.(Abb.2). Chromit-Vorkommen wurden je nach ihrer geographischen Lage und ihrer Eigenschaften in östlicher und westlicher Teil unterteilt (1) Wahrend die Maechtigkeit der Gaenge von Lagerstaette zu Lagerstaette sich aendert (max.5,5m), erreicht die seitliche Ausbreitung bis zu 50 m. Östliche Chromit-Vorkommen haben NW-SO Richtung mit



Einfallen von  $35^{\circ}$ - $65^{\circ}$  in NO. Die Westlichen haben NO-SW Richtung und  $60^{\circ}$ - $70^{\circ}$  Einfallen in SO. In Duniten eingeschlossene Chromit-Massen zeigen überwiegend magmatische Baenderungen und linsenförmiges Gebilde. Durch tektonische Beanspruchung plastisch deformiertes und relativ kleines Chromit-Vorkommen Kizildağ zeigt die typischen Eigenschaften der alpinischen Chromit-Lagerstaetten. Diese sind Linsenförmigkeit, kleines Ausmass, deformierte Massen sowie mineralogische und chemische Eigenschaften (8,9).

Chromit-Lagerstaetten liegen im allgemeinen in ihrer originalen Lage. Teilweise sind manche durch die plastischen Deformationen hervorgerufenen Abfliessen der Chromit-Massen sowie durch die tektonische Beanspruchung Störungen und Verwerfungen zu beobachten.

#### 4. MINERALOGIE

Von Chromit-Massen genommenen Proben wurden Schlitte hergestellt. Diese wurden dann mit Hilfe des Mikroskops und Röntgen-Diffraktion analysiert und dabei sind folgende Minerale festgestellt worden: Chromit, Heazlewoodit, Millerit, Spinelle und/oder Magnetit. Als Gangmineralien sind Olivin Ortho-Pyroxen, Tremolit, chromhaltiger Tremolit, Serpentin, Kaemmererit, Klinochlor, Pennin, Leuchtenbergit, Grunerit und in geringen Mengen auch Calcit bestimmt worden.

Die Korngrößen der untersuchten Chromit-Teilchen liegen zwischen 3 mm und 100  $\mu\text{m}$ . Die Korngrößen der in Chromit-Massen auftretenden und serpentinierten Olivin-Teilchen (Abb.3d) schwanken sehr und liegen im allgemeinen zwischen  $\mu\text{m}$  und einigen mm.

#### 5. STRUKTUR UND TEXTUR

Chromit kommt vorwiegend als Massiverz (3a), Sprenkelerz (3b), Leopardenerz und Baendererz (3c) vor. In manchen Lagerstaetten kann nur eine dieser Bildungsformen oder aber einige zusammen angetroffen werden.

Bei dem Baendererz wechseln sich Chromit und Dunit ab. Die Dicke der Baender ändert sich zwischen einigen mm und cm. Bei dem am seltensten angetroffenen Leopardenerz erreichen die Korgrößen der Chromit-Teilchen bis zu 2 cm. Bei dem Sprenkelerz liegt Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalt höher und wird häufiger als die beiden vorhergehenden angetroffen (Abb. 3b). Am häufigsten und am reichsten kommt in der Umgebung das Massiverz vor.

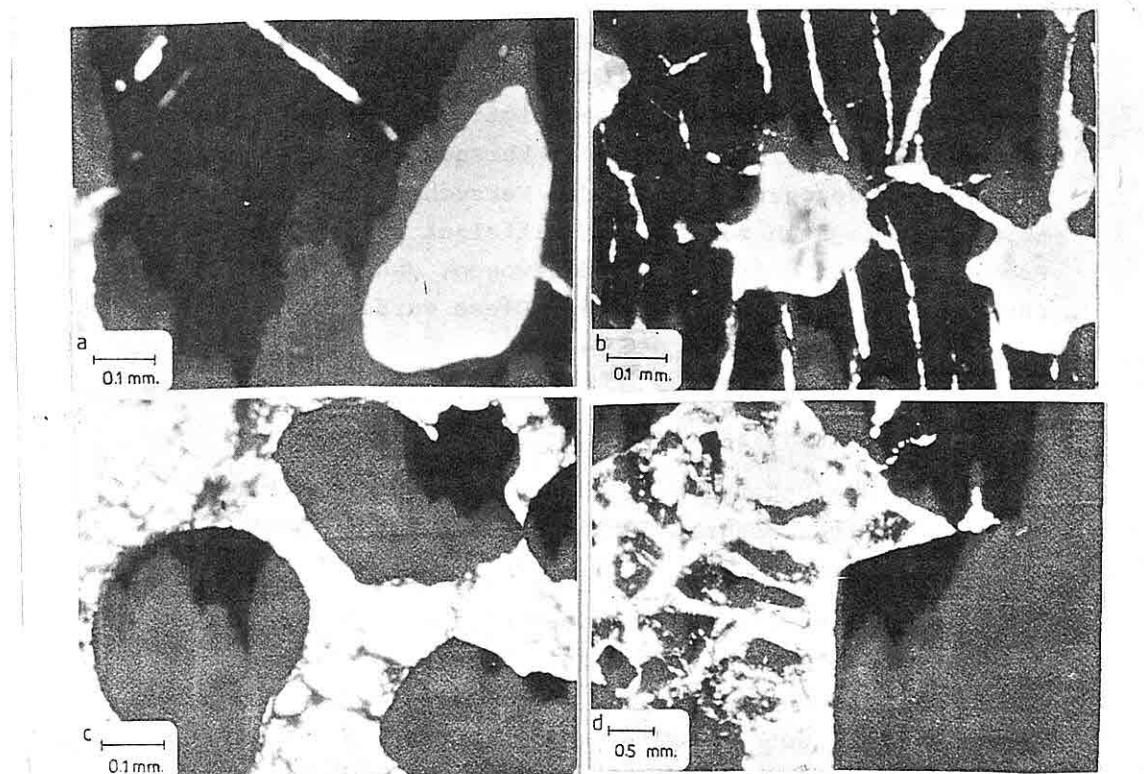


Abb. 3.a) Massiverz, Chromit (schwarz), Olivin und Serpentin (hell)  
 3.b) Sprenkelerz, Chromit (schwarz), in Klüften Serpentin und Olivin (hell)  
 3.c) Leopardenerz, zwischen gerundeten Chromit-Teilchen (Schwarz) Olivin (hell).  
 3.d) Massiverz, im rechten oberen Eck Chromit (schwarz) und zwischen Chromit-Teilchen netzartig Serpentin und Olivin (hell).

## 6. AUFBEREITUNG

### 6.1. Probenvorbereitung

Die in Region Isparta-Eğirdir von als östlich und westlich bezeichneten Chromit-Vorkommen genommenen Proben wurden getrennt im Backenbrecher zweistufig unter 1 cm zerkleinert (10) Danach wurden sie im Prallbrecher - 2mm aufgeschlossen. Diese wurden anschliessend in Kornklassen 1,0-2,0; 0,5-1,0; 0,315-0,5; 0,2-0,315; 0,1-0,2 und -0,1 mm klassiert.

### 6.2. Anreicherungsversuche

Die oben angegebenen Korngrößenklassen der beiden Erztypen wurden auf Wilfley Schüttelherd angereichert. Die Versuchsbedingnungen waren wie folgt: 2,5° Neigung; 1,5 cm Hubhöhe; 210 Hübe/min. Bei jedem Versuch wurden Konzentrat und Berge abgezogen. Nur bei den Versuchen mit Kornklassen -0,1 mm wurde auch zusätzlich Mittelgut ausgetragen. Die Produkte wurden getrocknet und gewogen, danach wurden Proben für chemische Analysen genommen. Diese wurden dann aufgemahlen und chemisch analysiert.

## 7. VERSUCHSERGEBNISSE

Durch die Untersuchung der Produkte unter Mikroskop wurde der Aufschlussgrad für beide Erztypen zwischen 0,2-0,315 mm ermittelt.

In Tabelle 1 sind die Versuchsergebnisse der Erzproben des westlichen Typs ersichtlich. Es ist eine leichte Zunahme der Konzentrat-Chromitgehalte mit feiner werdender Korngröße festzustellen, wobei  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Gehalte unverändert bleiben. Das höchste Ausbringen mit 94,09 % und der höchste Chromit-Gehalt von 53,50 % wurden mit der Korngrößenklasse 0,2-0,315 mm erzielt. Chromit-Gehalt der Berge ist mit 16,77 % ziemlich niedrig. Das Massenausbringen der Korngrößenklasse 0,1-0,2 mm bezogen auf der Gesamtaufgabe beträgt 19,85 %. Der  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -Gehalt des Konzentrats dieser Korngrößenklasse betrug 53,63 % mit einem Ausbringen von 87,23%. Bei der Korngröße -0,1 mm

erreichtes Konzentrat hat einen  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -Gehalt von 52,39 %; allerdings das Ausbringen mit 54,61% ist niedrig. Bei den gröberen Korngrößenklassen erzielte Ergebnisse sind, mit größer werdender Korngröße, schlechter.

Aus den Proben des westlichen Erztyps wurde ein Mischkonzentrat mit  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -Gehalt von 49,57% und Wertstoffausbringen von 81,82% hergestellt. Das Massenausbringen war 70,02 %.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Gehalt des Konzentrats betrug 16,93 % und das Cr/Fe - Verhältnis 2,86 (Abb. 4 und 5).

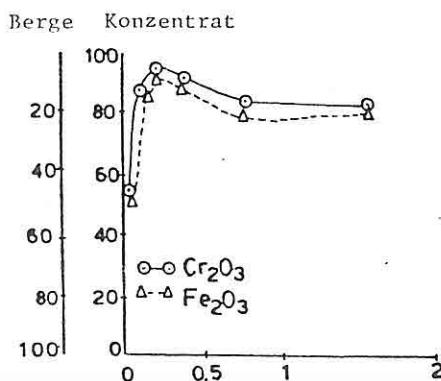


Abb. 4-  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ - und  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Ausbringen in den Konzentraten und Bergen des westlichen Erztyps in Abhängigkeit der Korngröße

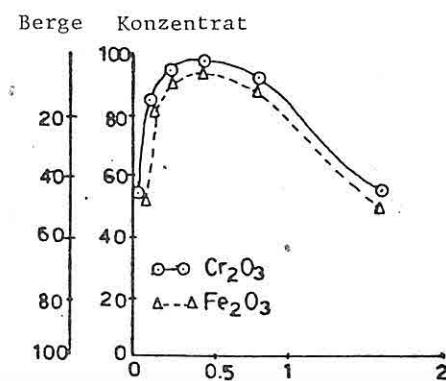


Abb. 5-  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ - und  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Ausbringen in den Konzentraten und Bergen des östlichen Erztyps in Abhängigkeit der Korngröße.

In Tabelle 2 sind die Versuchsergebnisse der Erzproben des östlichen Typs aufgeführt. Wie aus der Tabelle 2 zu ersehen sind, mit feiner werdender Korngröße, nehmen die Konzentrat-Chromitgehalte zu (von 46,24 % auf 53,22 %), während  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Gehalte etwa gleich bleiben. Der höchste  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -Gehalt mit 53,22 % wurde bei der Korngrößenklasse -0,1 mm erreicht. Dabei das Wertstoffausbringen mit 53,99% ist ziemlich niedrig. Der 2,68 prozentige Massenanteil der Aufgabe befindet sich in der Korngrößenklasse 0,5-1,0 mm und deren Wertstoffausbringen traegt 90,86 %. Bei den nach gröberen Kornklassen nehmen die  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -Gehalte der Konzentrate ab. Aus den Proben des östlichen Erztyps wurde ein Mischkonzentrat mit einem  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -Gehalt von

Table 1. Metallbilanz der Heidaufbereitungsversuche mit den Proben des westlichen Erztyps

Körnergrösse (mm)	PRODUKTE	Massen (%)	Auf Körnergrösse bezogene Ergebnisse			Aufgabe bezogenes Ausbringzen		
			Gehalt %Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Körnergrössenklasse %Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ausbringzen %Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Massen (%)	Verteilung %V Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%V Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
-2,0+1,0	Konzentrat	77,23	37,04	13,92	81,68	80,47	7,07	6,17
	Berge	22,67	28,38	11,60	18,32	19,53	2,07	1,39
	Aufgabe	100,00	35,08	13,44	100,00	100,00	2,14	7,56
-1,0+0,5	Konzentrat	68,88	44,14	15,61	82,28	79,28	13,35	13,89
	Berge	31,12	21,04	9,03	17,72	20,72	6,03	2,99
	Aufgabe	100,00	36,95	13,56	100,00	100,00	19,38	16,88
-0,5+0,315	Konzentrat	78,52	51,51	16,91	92,10	98,49	13,27	16,11
	Berge	21,48	16,14	8,04	7,9	11,51	3,63	1,38
	Aufgabe	100,00	43,91	15,00	100,00	100,00	16,90	17,49
-0,315+0,2	Konzentrat	83,30	53,50	17,91	94,09	91,63	12,59	15,88
	Berge	16,70	16,77	8,17	5,91	8,37	2,52	0,99
	Aufgabe	100,00	47,37	16,28	100,00	100,00	15,11	16,87
-0,2+0,1	Konzentrat	77,54	53,63	17,50	87,23	84,78	15,39	19,46
	Berge	22,46	27,08	10,84	12,77	15,22	4,46	2,85
	Aufgabe	100,00	47,67	16,00	100,00	100,00	19,85	22,31
-0,1	Konzentrat	42,60	52,39	17,40	54,61	50,30	8,35	10,31
	Zwischengut	43,70	35,84	13,61	38,38	40,48	8,58	7,25
	Berge	13,70	20,66	9,9	7,01	9,22	2,69	1,33
	Aufgabe	100,00	40,83	14,72	100,00	100,00	19,62	18,89
	Summe		42,42	14,91		100,00	100,00	100,00

Tabelle 2. Metallbilanz der Herdaufbereitungsversuche mit den Proben des östlichen Erztyps

Korngrösse (mm)	Produkte	Auf Korngrösse bezogene Ergebnisse			Aufgabe bezogenes Ausbringen		
		Gehalt Massen %	%Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Körperflossenklasse bezogenes Ausbringung	Nassen Massen	%	%V Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
-2.0+1.0	Konzentrat	52.23	46.24	14.93	55.91	55.14	6.97
	Berge	47.77	39.84	13.27	44.09	44.86	6.38
	Aufgabe	100.00	43.18	14.13	100.00	100.00	13.35
-1.0+0.5	Konzentrat	85.49	48.08	15.21	90.86	88.95	19.39
	Berge	14.51	28.50	11.13	9.14	11.05	3.29
	Aufgabe	100.00	45.24	14.62	100.00	100.00	22.68
-0.5+0.315	Konzentrat	91.50	50.74	15.79	96.69	95.26	15.87
	Berge	8.50	18.59	8.43	3.31	4.74	1.48
	Aufgabe	100.00	47.99	15.16	100.00	100.00	17.35
-0.315+0.2	Konzentrat	86.52	51.88	15.54	95.52	93.26	10.94
	Berge	11.48	18.75	8.69	4.48	6.74	1.42
	Aufgabe	100.00	48.07	14.75	100.00	100.00	12.36
-0.2+0.1	Konzentrat	74.92	52.02	16.06	83.88	81.34	12.44
	Berge	25.08	29.81	10.99	16.12	18.66	4.17
	Aufgabe	100.00	46.44	14.78	100.00	100.00	13.03
-0.1	Konzentrat	43.57	53.22	16.00	53.99	50.34	7.69
	Zwischenzug	36.35	38.48	13.13	32.76	34.50	6.42
	Berge	20.08	28.37	10.51	13.25	15.16	3.52
	Aufgabe	100.00	42.95	13.84	100.00	100.00	17.65
	Summe		45.58	14.55		100.00	100.00

80,80 % produziert, dessen Massenausbringen . betrug 73,30%.

## 8. ERGEBNIS

Chromit-Vorkommen Kızıldağ zeigt die typischen Eigenschaften der alpinen Lagerstaetten.

In Harzburgiten mit Duniten umschlossene Chromit-Vorkommen sind von kleinem Ausmass und treten linsenförmig und magmatisch veraenderter Form auf.

Mineralinhalt der Lagerstaette sieht wie folgt aus:

Chromit, Heazlewoodit, Millerit, Magnetit, und/oder Spinell, Olivin, Pyroxen, Tremolit, chromhaltiger Tremolit, Serpentin, Grunerit, Chlorit (Kaemmererit, Klinochlor, Pennin, Leuchtenbergit) und in geringen Mengen Calcit.

Mit den aus der Region genommenen Erzproben mit Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- Gehalt von 35-45% sind Herdaufbereitungs-versuche durchgeföhrt worden. Als optimale Korngrössenklasse stellte sich der Kornband 0,2-0,315 mm heraus.

Die besten Ergebnisse wurden mit dieser Kornrösseklasse erzielt und zwar bei dem westlichen Erztyp wurde ein Konzentrat mit 53,50% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und 94,09% Ausbringen und bei dem östlichen Erztyp ein Konzentrat mit 51,88% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und 95,52 % Ausbringen hergestellt.

Schliesslich wurden Mischkonzentrate hergestellt und das Mischkonzentrat aus dem westlichen Erztyp betrug einen mittleren Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalt von 49,52% mit einem Ausbringen von 81,82% und das aus dem östlichen Erztyp produzierte Mischkonzentrat enthielt 50,25 % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und dessen Ausbringen war 80,80% .

Die Herdaufbereitung wird in den Gegenden, wo keine Wasser-Knappheit besteht, wegen ihrer niedrigen Investitions- kosten, einfacher Bedienung und niedriger Wartungs-und Instandhaltungskosten bevorzugt angewandt.

## SCHRIFFTUM

- 1- Kuşcu, M., 1989, Kızıldağ (Eğirdir - Isparta) Krom yataklarının Özellikleri: Sel.Üni.Müh.Mim.Fak. Dergisi Yerbilimleri Seksiyonu (Baskıda).
- 2- Juteau, T., 1975; Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie): Mém.Sci. Terre Naney, 32.
- 3- Dumont, J.F., ve Kerey, E., 1977; Eğirdir gölü güneyinin temel jeolojik etüdü: Türkiye Jeol.Kur.Bült., 18, 169 - 174.
- 4- Waldron, J.W.F., 1982, Antalya karmaşığının stratgrafisi ve sedimanter evrimi. M.T.A. Enstitüsü dergisi, 97/98, 1-20.
- 5- Lefèvre, R., 1967; Un nouvel élément de la géologie du Taurus (Uliyçien: Les nappes d'Antalya (Turquie)) C.r. Séances Acad. Sci., t.265, p.1365-1368 fileri. 1967.
- 6- Brunn, J.M., Graciansky, P.C. de; M., Juteau, T., Lefèvre, R., Marcoux, J., Maund, O., ve Poisson, A., 1970, Structures: Matériaux et corrélations stratigraphiques dans les Taurides occidentales: Bull. soc. Geol. Fr (7) 12, 515 - 551.
- 7- Brunn, J.H., Dumont, J.F., Graciansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J., Monod, O., ve Poisson, A., 1971; Outline of the geology of the Western Taurids in Campbell A.S. ed. Geology and History of Turkey: Petrol. Explor. Soc.Libya., Tripoli, 235 - 252, No. 1-160. 1971.
- 8- Engin, T., 1981; Türkiye'de Krom Madenciliğinin sorunları: Yerbilimlerinde Panel, T.J.K. ve J.M.O. yayını, 6 - 10.
- 9- Uşumezsoy, S., 1986; Kefdağ ve Sarıdağ (Guleman), Krömit kitlelerinin oluşumu üzerine yeni bir yaklaşım: Geo. Müh. Dergisi. 29, - 47-60.
- 10- Yamık, A., Çilingir, Y., 1988, "Dyna Whirlpool konsantratörü ve sallantılı masa ile örnek bir kromit cevherinin laboratuvar çapta zenginleştirilebilirliğinin araştırılması"; Akad. Üniv., Isp.Müh.Fak. V.Mühendislik Haftası, Isparta.



EOCENE BENTHONIC FORAMINIFERA FROM ELAZIG REGION  
(E. ANATOLIA/TURKEY)

Niyazi AVSAR

Department of Geological Engineering, Faculty of Engineering and  
Architecture, Cukurova University Adana-TURKEY

**ABSTRACT**

Middle and Upper Eocene sediments from Elazig region have different features especially in vertical and lateral directions. They are represented by conglomerates, sandy limestones, alternating sandstone and clay, and fossiliferous limestones containing abundant benthonic foraminifera. Characteristic Tethyan benthonic foraminifera have been recognized from the Eocene sediments. Twenty-two species of benthonic foraminifera have been systematically described and sixteen of them illustrated.

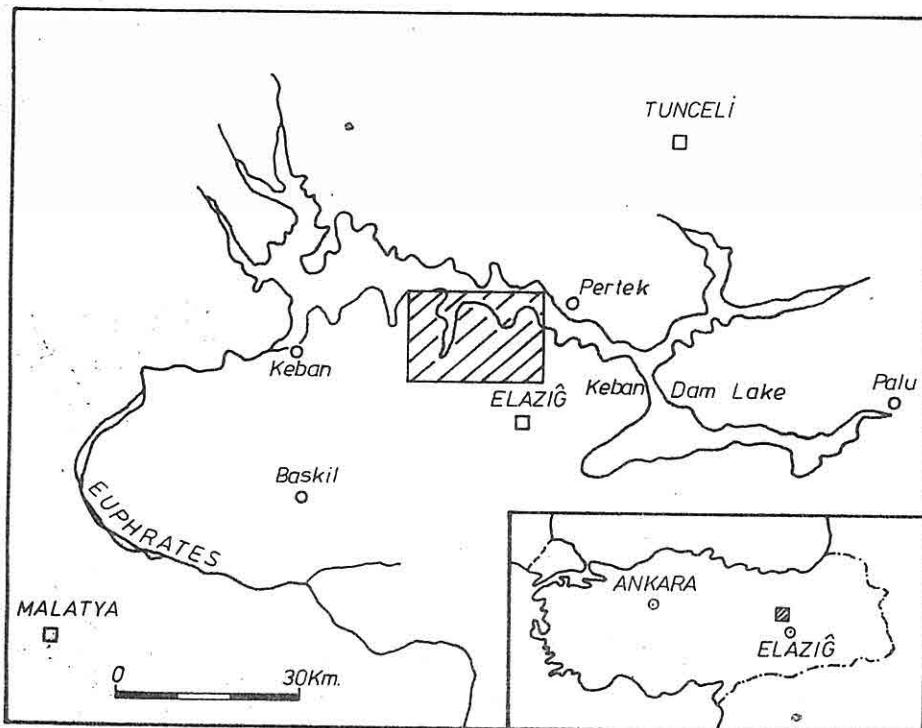


Figure 1 Location map of the studied area.

#### INTRODUCTION

The studied area is situated in the northwest of the Elazığ province, Eastern Anatolia (Figs. 1, 2).

The Eocene benthonic foraminiferal associations of the Tethyan region in the eastern part of Anatolia are scarcely known. The first detailed information about the stratigraphic distribution and micropaleontologic investigation of the benthonic species of the marine Oligocene were carried out by Sirel et al (1) in the Palu region. The stratigraphic and micropaleontologic features of benthonic foraminifera of the Eocene beds in the vicinity of Elazığ and some useful information on the biostratigraphic distribution of the Eocene benthonic foraminifera of the Elazığ region were recently done by Avşar (2). Many other authors have added valuable data on the stratigraphic, sedimentological and tectonic features of Tethyan sediments of the Elazığ region.

The purpose of this study is to present the foraminiferal assemblage of the region and to give detailed systematic description of the Eocene benthonic foraminifera of the Elazığ region.

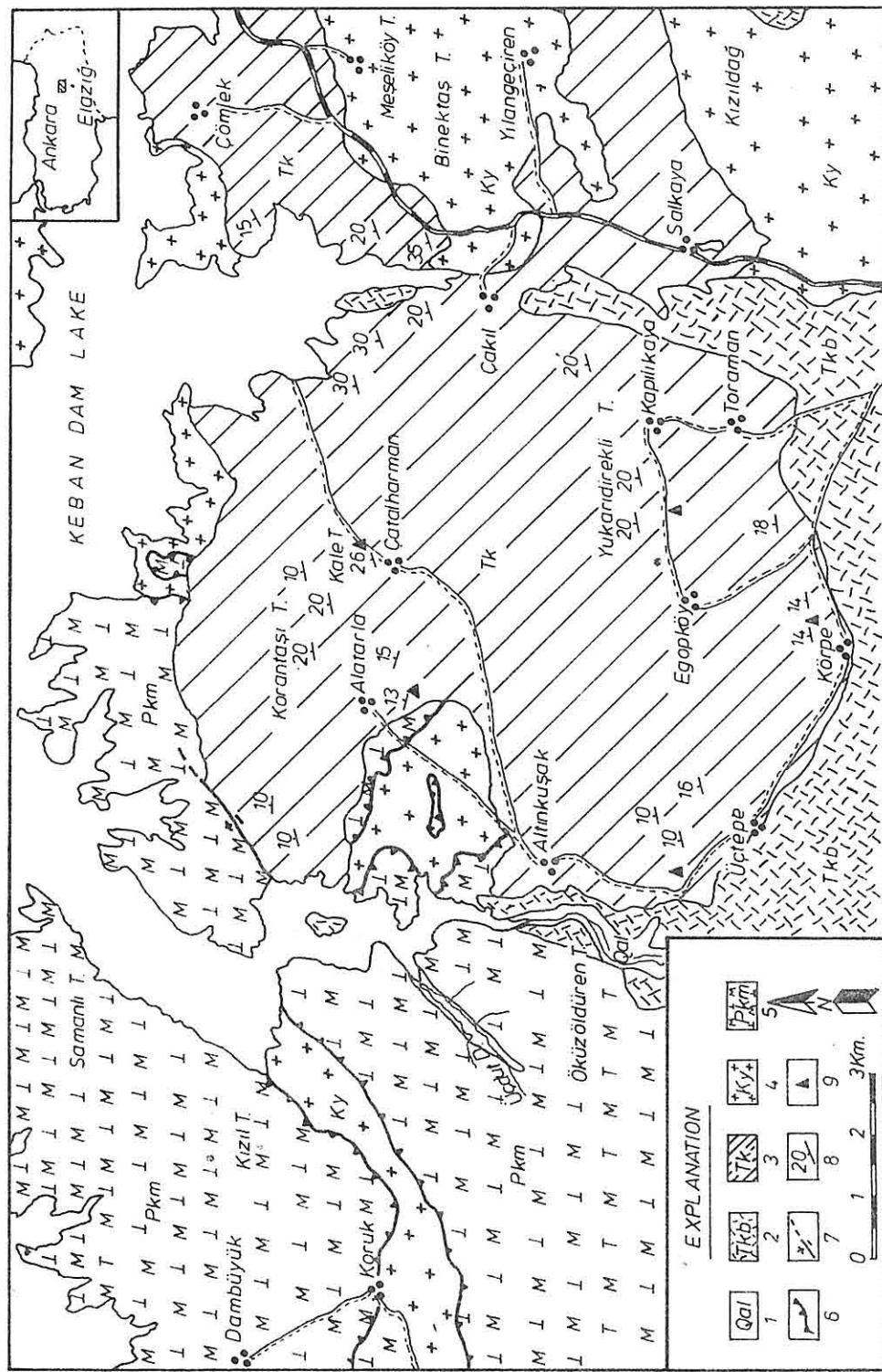


Figure 2. Geological map of the studied area. 1 Plio-Quaternary, 2 Karabakr Formation, 3 Kirkgecit Formation, 4 Yuksekova Complex, 5 Keban Metamorphics, 6 Thrust Fault, 7 Fault, 8 Strike and dip, 9 Stratigraphic section place.

## SYSTEMATIC DESCRIPTIONS

Family NUMMULITIDAE

Genus Nummulites Bruguiere'Nummulites perforatus (De Montfort)

Pl. I, figs. 1-4, 8-9.

1911 Nummulites perforatus (Montfort), Boussac (3) Pl.XXII, Fig.1.1963 Nummulites perforatus perforatus (Montfort), Bieda (4), Pl. XIII, figs. 2,3,5,7. Pl.XV, Figs.1-8.1967 Nummulites perforatus (Montfort), Nemkow (5), Pl.XXI, Figs. 6-8.1972 Nummulites perforatus (Montfort), Blondeau (6), Pl. XXXIV, Figs. 6-11.1978 Nummulites perforatus (Montfort), Ozyegin (7), Pl.XIV, Figs. 1-3.1979 Nummulites perforatus (Montfort), Kenawy (8), Pl.III, Figs. 9a-9b.

## Description

Form A : Test slightly inflated and lenticular, the surface shows indistinct, irregularly shaped, septal filaments which run from the middle part of the test to the margin. There are a large number of granules. The position of the granules in relation to the septal filaments is not constant, in some cases they are touching, in other cases the granules are situated between the septal filaments. Diameter is 4,1-6,7 mm. and thickness is 2,0-3,6 mm.

In the equatorial section, the protoconch is about 0,5 mm in diameter, and it is also larger than the deuteroconch. The width of the spacing of whorls is large, being reduced towards the end of the spiral.

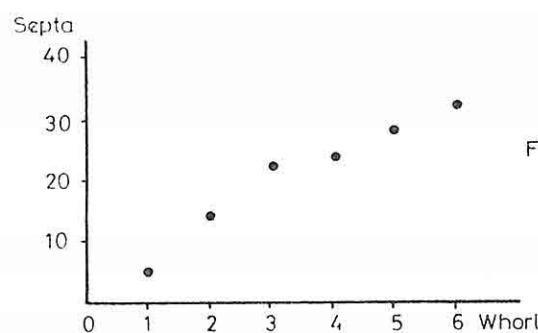


Figure. 3: The relationship between septa and whorl in the Nummulites perforatus.

The septa are regularly bent and somewhat inclined. The chambers are isometric in the first whorls. In the following whorls, the height of the chambers is smaller than their width, the height/width ratio being 1/2.

Form B : It is about 50 mm. in diameter. Its thickness is 12 mm. In the equatorial section, its first chamber is very small. Other characteristic features are the same as the macrospheric form.

#### Distribution :

It is found in the limestones with *Fabiania cassis* (Oppenheim), *Halkyardia minima* (Liebus), *Eorupertia magna* (Le Calvez), *Maslinella* aff. *chapmani* Glaessner and Wade, *Linderina brugesi* Schlumberger, *Chapmanina gassinensis* (Silvestri), *Alveolina fusiformis* Sowerby, *Asterigerina rotula* (Kaufmann), *Discocyclina* sp., *Nummulites* sp., in the Alatarla section. Around the Cakıl and Salkaya, it has been individually picked up with *Assilina spirae* (de Roissy)

Stratigraphic Level : Upper Lutetian.

The nummulites belong to *Nummulites fabianii* group :  
Pl. I, figs. 5-7, 10-12, 15.

The nummulites picked up under this group are different from *Nummulites fabianii* (Prever). Also, these species are different from *Nummulites fichteli* Michelotti that are characteristic of Oligocene. Our species are found together with the characteristic foraminifera of Upper Eocene and we have no doubt about their age. Paleontologists that work on the nummulites all over the world have indicated their problems about naming this kind of nummulites (3, 9, 10). This kind of chaotic naming continues. These nummulites are included in the *Nummulites fabianii* (Prever) group in this work because of the rarity of the nummulites. The micropaleontological investigation of this species is given below.

#### Description

Form A : Test small, slightly inflated lenticular, with a rounded margin. The surface is covered by a reticulum generally arranged in two different ways. Its mesh is rectangular shaped on the margin and near the margin, and it has a reticulum towards the center of the test. Diameter is 4,2-5,1 mm. and its thickness is 2,3-3,2 mm.

In the equatorial section, the dimension of the first chamber is about 263 microns in spherical and protoconch 288 X 361 microns, deutoconch 175 X 350 microns in oval. The spiral lamina is growing progressively until the end of the penultimate whorl.

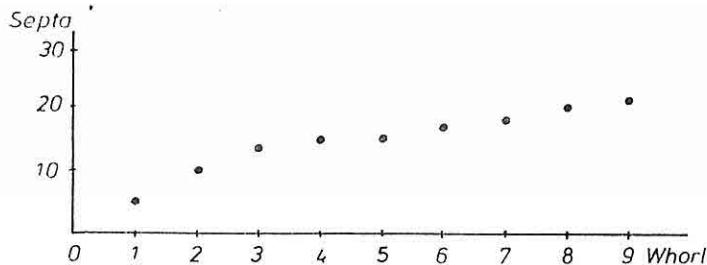


Figure 4. The relationship between septa and whorl  
*Nummulites ex gr. fabianii*.

Septa are rectilinear, slightly recurved and slightly inclined to the spiral lamina of the previous whorl. The chambers are subquadrate or slightly longer than higher in the early whorls, but later become decisively rectangular and towards the last whorl the chambers are 2-3 times longer than higher.

Form B : Test lenticular, with a sharp margin, and it has a slightly swollen in the center. Its diameter is 8-10,6 mm. and thickness is 1,4-3 mm. In the equatorial section, the first chamber is very small. Other characteristics are the same as the macrospheric form.

#### Distribution

It is found in the limestone with Nummulites fabianii (Prever), Nummulites striatus (Bruguiere), Asterigerina rotula (Kaufmann), Eorupertia magna (Le Calvez), Rotaliidae and Miliolidae in the Körpe, Egopköy and Kaletepe sections.

Stratigraphic Level : Upper Eocene.

Genus Nummulites Bruguiere

Nummulites fabianii (Prever)

Pl. I, figs. 20-22.

1906 Nummulites fabianii (Prever), Boussac (11), Pl.I,figs.1,2,3.

1931 Nummulites fabianii (Prever), Bieda (12), Pl.II,figs. 1,3,5.

1938 Nummulites fabianii (Prever), Flandrin (13), Pl. III,fig.72.

1959 Nummulites fabianii (Prever), Bieda (14), Pl. I, fig.11.

1960 Nummulites fabianii (Prever), Hang (15), Pl. II, figs.2,3,7.

1961 Nummulites fabianii (Prever), Roveda (16), Pl.XV,figs.15,16.

1970 Nummulites fabianii (Prever), Roveda (9), Pl. XXV, figs. 3, 9.

1982 Nummulites fabianii (Prever), Sirel and Acar (17), Pl. IV, fig. 7.

#### Description

Form A : Small form, thin lenticular, with a sharp margin. The surface is covered by a reticulum generally arranged in two different ways. It has a rectangular shaped mesh on the margin and near the margin. It has a reticulum towards the center. Diameter is 2,3-3 mm. and thickness is 1-1,5 mm.

In the equatorial section, the dimension of the first chamber is 204 microns in spherical, and protoconch 275 X 325 microns, deuteroconch 175 X 300 microns in oval. The spiral lamina is growing progressively until the end of the penultimate whorl.

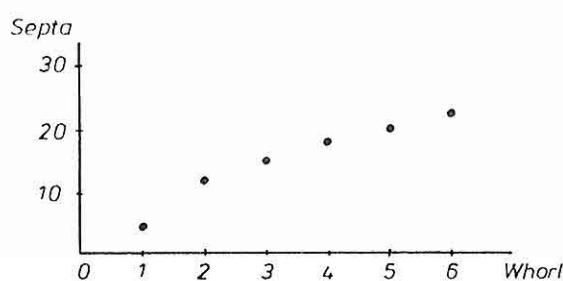


Figure 5. The relationship between septa and whorl in the Nummulites fabianii.

The septa are regular and medium thickness, nearly perpendicular with respect to the spiral lamina of the previous whorl. The chambers are subquadrate in the first whorls, then become larger than higher in the last whorls. They present a nearly rhomboidal shape close to centre of the equatorial section and a rectangular shape near the border.

Form B : Its diameter is 3,8-7,2 mm. and thickness is 1,4-3 mm. In the equatorial section, the first chamber is very small. Other characteristic features are the same as the macrospheric form.

#### Distribution

It is found in the limestones with Nummulites ex gr. fabianii, Nummulites striatus (Bruguiere), Asterigerina rotula (Kaufmann) and Eorupertia magna (Le Calvez) in the Körpe, Egapköy and Kaletepe sections.

Stratigraphic Level : Upper Eocene.

Genus Nummulites Bruguiere

Nummulites striatus (Bruguiere)

Pl. I, figs. 13,14,16-19.

1911 Nummulites striatus (Bruguiere), Boussac (3), Pl.IV, figs. 4, 7,9, Pl. VI, fig. 4.

1957 Nummulites striatus (Bruguiere), Hanzawa (18), Pl. I, figs. 1-2, 3a-b, 9-10, 11a-b.

1962 Nummulites striatus (Bruguiere), Escandell and Colom (19), p.73.

1979 Nummulites striatus (Bruguiere), Kenawy (8), Pl.I, figs.4a-d.

Description

From A : Test slightly inflated, lenticular, with a sharp margin, with radial septal filaments, without granules. Diameter is 4,7-6,8 mm. and thickness is 1,8-3,4 mm.

In the equatorial section, the dimension of the first chamber is 267 microns in spherical, and 256 X 308 microns in oval.

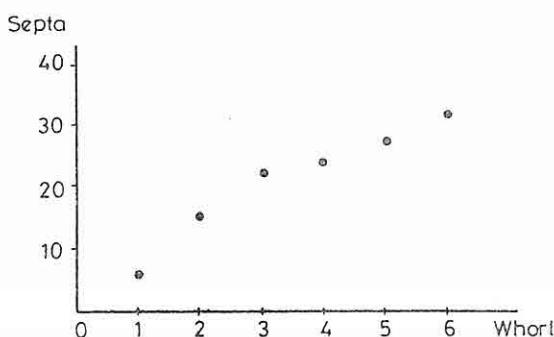


Figure 6. The relationship between septa and whorl in the Nummulites striatus.

The spacing of whorls increases slowly till the end. The septa are almost straight or slightly bent. The chambers are more or less rectangular. The height of the chambers is slightly larger than their width, the whorl wall is usually quite thick.

Form B : Its diameter is 10,6-11,3 mm. and thickness is 4-4,6 mm. First chamber is very small. Other characteristic features are the same as the macrospheric form.

### Distribution

It is found in the limestones with Nummulites fabianii (Prever), Asterigerina rotula (Kaufmann), Eorupertia magna (Le Calvez), Operculina sp., Rotalidae and Miliolidae in the Körpe, Egop and Kaletepe sections. It has been also observed in the Alatarla section with Victorielloidiae.

Stratigraphic Level : Upper Eocene.

Genus Assilina d'Orbigny

Assilina spirula (de Roissy)

1890 Assilina spirula (de Roissy), Tellini (20), Pl.XIII, figs.7-9.

Pl. XIV, fig.40.

1896 Assilina spirula (de Roissy), Verbeek (21), Pl.V, fig.86. Pl. VI, figs.87-89.

1904 Assilina spirula (de Roissy), Checchia-Rispoli (22), Pl.II, fig. 3.

1933 Assilina spirula (de Roissy), Bieda (23), Pl.II, figs. 6-8.

1976 Assilina spirula (de Roissy), Sirel and Gündüz (24), Pl.X, figs.1-8. Pl. XI, figs. 10-12. Pl.XII, figs.1-5.

### Description

Form A : Test thin lenticular. The spire and septa can be clearly seen on the surface of the specimen. The granules are found on the central part of fossil more than marginal part. Diameter is 7-8 mm. and its thickness is 2,1 mm.

In the equatorial section, the first chamber is great and oval in shape. Its diameter is 437 X 582 microns. The thickness of the spire increases gradually from the first whorl towards the least whorl. The thickness between two whorls is irregular. Septa are very thin and perpendicular. The height of the chambers is greater than their width.

### Distribution

It is found in the limestones with Nummulites perforatus (Montfort) on the western part of Salkaya.

Stratigraphic Level : Upper Lutetian.

Family ALVEOLINIDAE

Genus Alveolina d'Orbigny

Alveolina fusiformis Sowerby

1960 Alveolina fusiformis Sowerby, Hottinger (25), Pl.XII, figs. 5-7, Pl.XIV, figs.1-4, Pl.XVII, fig.17, Pl.XVIII, fig.11

1962 Alveolina fusiformis Sowerby, Adams (26), Pl.I, figs.1-5,  
Pl. II, figs. 1-12, Pl.III, figs.1-8

Description

Test small, elongate fusiform, elongation is variable. Axial diameter is 2,45-4,25 mm. and equatorial diameter is 0,72-1,25 mm. Indice of prolongation is between 3,14-4,68. The proloculus is slightly spherical, and its diameter is 200-450 microns. There are a lot of supplementary chamberlets in the lateral part of the test. In the axial section chamberlets are regular.

Distribution

It is found in the limestones with Nummulites perforatus (Montfort), Linderina brugesi (Schlumberger), Fabiania cassis (Oppenheim), Chapmanina gassinensis (Silvestri), Asterigerina rotula (Kaufmann), Halkyardia minima (Liebus), Maslinella aff. chapmani Glaessner and Wade, Eorupertia magna (Le Calvez), Silvestriella tetraedra (Gümbel), Alveolina elongata d'Orbigny, Discocyclina sp., Orbitolites sp., Asterocyclus sp., and Miliolidae in the Üctepe and Alatarla sections.

Stratigraphic Level : Upper Lutetian.

Genus Alveolina d'Orbigny

Alveolina elongata d'Orbigny

1960 Alveolina elongata d'Orbigny, Hottinger (25), Pl.XIV, figs. 10-14, Pl.XV, figs.1-4

1962 Alveolina cf. elongata d'Orbigny, Adams (26), Pl.III, figs. 10-13.

1963 Alveolina elongata d'Orbigny, Bieda (4), Pl.III, figs.4-5

Description

The test is elongate. The proloculus is kidney-shaped but often appears circular in cross-section, and its diameter is about 300 microns. Axial diameter is 4,55 mm. and equatorial diameter is 1,09 mm. Indice of prolongation is 4,2. The basal wall has various thickness, and there are a lot of supplementary chamberlets here. The shape of the chamberlets is circular.

Distribution

It is found in the limestones with Chapmanina gassinensis (Silvestri), Fabiania cassis (Oppenheim), Asterigerina rotula (Kaufmann), Eorupertia magna (Le Calvez), Maslinella aff. chapmani Glaessner and Wade, Sphaerogypsina globula (Reuss), Discocyclina sp., Nummulites sp., Rotaliidae in the algal limestones of Üctepe section.

Stratigraphic Level: Upper Lutetian.

Genus Praebullalveolina Sirel and Acar  
Praebullalveolina afyonica Sirel and Acar  
Pl. II, figs. 3-4

1982 Praebullalveolina afyonica Sirel and Acar (17), Pl.I, figs.  
1-7, Pl.II, figs.1-6, Pl.III, figs.1-6, Pl.IV, figs.1-12,  
Pl. V, fig.1.

#### Description

Description was made from the thin sections. It was not possible to obtain free individuals owing to the hardness of the limestones samples.

Test small, porcellaneous, slightly ovoid or subspherical to slightly natuloid in shape, with alternating septula and chamberlets. The apertural face bears one row of main apertures alternating with secondary apertures of smaller diameter. It has preseptal passage and nepionic stage.

Index of elongation 1-1,05, 7 whorls in a 1,07 mm. of diameter, diameters of subspherical forms 0,498-1,070 mm.

#### Distribution

The type locality of this species is in Afyon, it has been secondly found in Canakkale. It is also seen in Elazig, in the limestones with Praerhapydionina huberi Henson, Peneroplis damesini Henson, Peneroplis dusenburyi Henson, Peneroplis aff. laevigatus d'Orbigny, Spirolina aff. cylindracea Lamarck, Eorupertia magna (Le Calvez), Asterigerina rotula (Kaufmann), Halkyardia minima (Liebus), Sphaerogypsina globula (Reuss), Peneroplidae, Rotaliidae and Miliolidae in the Alatarla section.

Stratigraphic Level: Upper Eocene.

#### Family PLANORBULIDAE

Genus Linderina Schlumberger  
Linderina brugesi Schlumberger  
Pl.II, figs.23-24

1893 Linderina brugesi Schlumberger (27), Pl.III, figs.7-9  
1954 Linderina brugesi Schlumberger, Smout (28), Pl.XIV, fig.14.  
1970 Linderina brugesi Schlumberger, Kaever (29), Pl.VII,figs.4-7.  
1977 Linderina brugesi Schlumberger, Bombita and Popescu (30),  
Pl.I, figs.4-9, Pl.II, figs.1-2

**Description**

Test lenticular, centrally thickened, wall calcareous, perforate, surface with numerous granules or pillars in central area, apertures at each side of base of chambers. Average diameter is 1,57 mm. and average thickness of the test is 0,46 mm. In axial section first chamber is measured 0,08 mm. and surrounded by periembryonic chambers.

**Distribution**

It is found in the limestones with Nummulites perforatus (Montfort), Fabiania cassis (Oppenheim), Eorupertia magna (Le Calvez), Halkyardia minima (Liebus), Maslinella aff. chapmani Glaessner and Wade, Chapmanina gassinenensis (Silvestri), Asterigerina rotula (Kaufmann), Silvestriella tetraedra (Gümbel), Alveolina fusiformis Sowerby, in the Üçtepe and Alatarla sections. It is also observed in the limestones with Nummulites fabianii (Prever), Nummulites striatus (Bruguiere), and Halkyardia minima (Liebus) in the Körpeköy section.

Stratigraphic Level: Upper Lutetian-Upper Eocene.

Genus Sphaerogypsina Galloway

Sphaerogypsina globula (Reuss)

P1.II, figs.1-2

1963 Sphaerogypsina globula (Reuss), Bieda (4), P1.III, figs.6-10

1979 Sphaerogypsina globula (Reuss), Drobne et al (31), P1.IV,

fig.3.

**Description**

Test relatively large, forming globular mass, chambers roughly circular to rectangular. Chambers wall crystalline calcite, imperforate. Its diameters change between 0,9-2,3 mm.

**Distribution**

It is found in the limestones with Nummulites perforatus (Montfort), Fabiania cassis (Oppenheim), Asterigerina rotula (Kaufmann), Maslinella aff. chapmani Glaessner and Wade, Eorupertia magna (Le Calvez), Chapmanina gassinenensis (Silvestri), Linderina brugesi Schlumberger in the Üçtepe and Alatarla sections. It is also observed in the upper level of the Alatarla section with Praebullalveolina afyonica Sirel and Acar, Praerhapydionina huberi Henson, Peneroplis damesini Henson, Peneroplis dusenburyi Henson.

Stratigraphic Level: Upper Lutetian-Upper Eocene.

## Family CYMBALOPORIDAE

Genus Halkyardia Heron Allen and EarlandHalkyardia minima (Liebus)

Pl.II, figs.7-8

1911 Cymbalopora radita var. minima Liebus (32), Pl.I-III.1982 Halkyardia minima (Liebus), Sirel and Acar (17), Pl.VI,  
figs.17-20

## Description

It was described from the thin sections. Test small, plano-convex to lenticular with spiral side more strongly convex, umbilical side radial and depressed, wall calcareous, perforate, radial in structure. Average diameter is 0,56 mm., height is 0,30 mm., and embryonic chamber is 0,060 mm.

## Distribution

It is found in the limestones with Nummulites perforatus (Montfort), Fabiania cassis (Oppenheim), Silvestriella tetraedra (Gümbel), Maslinella aff. chapmani Glaessner and Wade, Asterigerina rotula (Kaufmann), Linderina brugesi Schlumberger, Chapmanina gassinenensis (Silvestri), Alveolina elongata d'Orbigny, Alveolina fusiformis Sowerby in the Alatarla and Üçtepe sections. It has been also observed with Nummulites fabianii (Prever), Nummulites striatus (Bruguiere), Eorupertia magna (Le Calvez), Praerhapydionina huberi Henson, Peneroplis damesini Henson, and Praebullalveolina afyonica Sirel and Acar in the Körpe, Egopköy and the upper level of the Alatarla sections.

Stratigraphic Level: Upper Lutetian-Upper Eocene.

Genus Fabiania Silvestri.Fabiania cassis (Oppenheim)

Pl.II, figs.17-18

1896 Patella (Cymbiola) cassis Oppenheim (33), Pl.II, figs.2-31926 Fabiania cassis (Oppenheim), Silvestri (34), Pl.I, figs.1-61970 Fabiania cassis (Oppenheim), Kaever (29), Pl.VII, figs.1-3

## Description

Test is regular or flattened conical form with bluntly rounded apex area just beneath external wall subdivided by

horizontal and vertical partitions forming coarse alveoli, wall calcareous, thick, bilamellar. outer wall coarsely perforate. Diameter is 1,87 mm., height is 1,75-1,80 mm.

Distribution

It is found in the limestones with Nummulites perforatus (Montfort), Halkyardia minima (Liebus), Eorupertia magna (Le Calvez), Maslinella aff. chapmani Glaessner and Wade, Chapmanina gassinensis (Silvestri), Linderina brugesi Schlumberger, Asterigerina rotula (Kaufmann), Silvestriella tetraedra (Gümbel), Alveolina fusiformis Sowerby in the Üçtepe and Alatarla sections.

Stratigraphic Level: Upper Lutetian.

Family ROTALIIDAE

Genus Chapmanina Silvestri

Chapmanina gassinensis (Silvestri)

Pl.II, figs. 9-10

1905 Chapmanina gassinensis Silvestri (35), p.477.

1949 Chapmanina gassinensis (Silvestri), Frizzel (36), p.485, figs.6a-6b.

1982 Chapmanina gassinensis (Silvestri), Sirel and Acar (17), Pl. IV, figs. 10,12-15.

Description

Test, free, conical, with flat or convex base, wall calcareous, apparently perforate in early chambers, septa double and with intraseptal spaces, apertures multiple, consisting of large pores in umbilical area, chambers connecting to interlamellar spaces by means of pores. Average diameter 1,25 mm. and height 1,05 mm.

Distribution

It has been observed in the limestones with Nummulites perforatus (Montfort), Linderina brugesi Schlumberger, Fabiania cassis (Oppenheim), Eorupertia magna (Le Calvez), Asterigerina rotula (Kaufmann), Silvestriella tetraedra (Gümbel), Alveolina fusiformis Sowerby, Alveolina elongata d'Orbigny in the Üçtepe and Alatarla sections. It is also seen in the limestones with Nummulites fabianii (Prever), Halkyardia minima (Liebus), and Sphaerogypsina globula (Reuss) in the Körpeköy and Egopköy sections.

Stratigraphic Level: Upper Lutetian-Upper Eocene.

## Family CALCARINIDAE

Genus Silvestriella HanzawaSilvestriella tetraedra (Gümbel)

1963 Baculogypsinoides tetraedra (Gümbel), Bieda (4), Pl.IV,  
figs. 3-6.

1977 Silvestriella tetraedra (Gümbel), Bombita and Popescu (30),  
Pl.II, figs.3-9.

## Description

Early stage trochospiral, as in Calcarina, later chambers acervuline, lateral walls compact, peripheral wall coarsely perforate, wall calcareous, commonly with 3 or 4 thick blunt spines, with anastomosing canal system. Diameter of first chamber is 0,15 mm. and diameter of the early planispiral stage is 0,87 mm.

## Distribution

In the limestones of Lutetian age, with Nummulites perforatus (Montfort), Fabiania cassis (Oppenheim), Chapmanina gassinenensis (Silvestri), Halkyardia minima (Liebus), Linderina brugesi Schlumberger, Eorupertia magna (Le Calvez), Asterigerina rotula (Kaufmann), Maslinella aff. chapmani Glaessner and Wade, Alveolina elongata d'Orbigny, Alveolina fusiformis Sowerby in the Alatarla and Üçtepe sections.

Stratigraphic Level: Upper Lutetian.

## Family VICTORIELLIDAE

Genus Eorupertia Yabe and HanzawaEorupertia magna (Le Calvez)

Pl.II, figs.11-12

1979 Eorupertia magna (Le Calvez), Drobne et al (31), Pl.IV,fig.9

1982 Gyroidinella magna (Le Calvez), Sirel and Acar (17), Pl.V,  
figs.13-14

## Description

Test trochospirally coiled, wall calcareous, radial in structure, perforate, except in apertural region, pillars developed in wall, septa 3-layered as in Victoriella, aperture umbilical. Diameter is 1,75-2,37 mm. spire thickness is 0,12-0,20 mm. and in the last whorl 10-14 chambers have been counted.

Distribution

It is found in the limestones with Nummulites perforatus (Montfort), Fabiania cassis (Oppenheim), Halkyardia minima (Liebus), Chapmanina gassinenensis (Silvestri), Silvestriella tetraedra (Gümbel), Maslinella aff. chapmani Glaessner and Wade, Linderina brugesi Schlumberger, Asterigerina rotula (Kaufmann), Sphaerogypsina globula (Reuss), Alveolina fusiformis Sowerby, Alveolina elongata d'Orbigny in the Üctepe and Alatarla sections. It has been also observed with Nummulites fabiani (Prever), Praebullalveolina afyonica Sirel and Acar, Peneroplis damesini Henson, Peneroplis dusenburyi Henson, Praerhapydionina huberi Henson in the Egop and Kaletepe sections.

Stratigraphic Level: Upper Lutetian-Upper Eocene.

Genus Maslinella Glaessner and Wade

Maslinella aff. chapmani Glaessner and Wade

1959 Maslinella chapmani Glaessner and Wade (37), Pl.I, figs.7-8, Pl.III, figs.4-8

Description

Test is lenticular early stage low trochospiral later pseudoplanispiral. Wall thick and clearly layered. The adult coiling is semi-involut. The adult chamber arrangement as a whole is pseudoplanispiral. The wall structure is calcareous radiate and bilamellid. Average thickness is 1,05 mm. and diameter is 1,40 mm.

Remarks

Our species are similar to Maslinella chapmani with lenticular test, walls thick, semi-involut coiling, sutur lines, and the structure of the test.

Distribution

It is found in the limestones with Nummulites perforatus (Montfort), Linderina brugesi Schlumberger, Fabiania cassis (Oppenheim), Chapmanina gassinenensis (Silvestri), Asterigerina rotula (Kaufmann), Halkyardia minima (Liebus), Eorupertia magna (Le Calvez), Silvestriella tetraedra (Gümbel), Alveolina fusiformis Sowerby and Alveolina elongata d'Orbigny in the Üctepe and Alatarla sections.

Stratigraphic Level: Upper Lutetian.

## Family PENEROPLIDAE

Genus Peneroplis MontfortPeneroplis damesini Henson

Pl.II, figs.21-22

1950 Peneroplis damesini Henson (38), Pl.IV, figs.2,3,6, Pl.V,  
fig.1.1963 Peneroplis cf. damesini Henson, Hottinger (39), Pl.III,  
figs.7-8.1982 Peneroplis aff. damesini Henson, Sirel and Acar (17), Pl.V,  
figs.7-9

## Description

Test compressed, flabelliform. Suturs broad, smooth, slightly depressed. In a typical specimen, there are 14-15 chambers in the last stage of the test. Maximum observed diameter is 1,01 mm. and minimum diameter is 0,30 mm. The diameter of last chamber is 0,73-0,84 mm.

## Distribution

This species is found with Preabullalveolina afyonica Sirel and Acar, Praerhapydionina huberi Henson, Halkyardia minima (Liebus), Peneroplis dusenburyi Henson, Asterigerina rotula (Kaufmann), Sphaeroquypsina globula (Reuss), Spirolina aff. cylindracea Lamarck, Eorupertia magna (Le Calvez), Rotalidae, Miliolidae, in the Alatarla section.

Stratigraphic Level: Upper Eocene.

Genus Peneroplis MontfortPeneroplis aff. laevigatus d'Orbigny

Pl.III, figs.25-26

1904 Peneroplis cf. laevigatus d'Orbigny, Fornasini (40), Pl.I,  
fig.15.1963 Peneroplis cf. laevigatus d'Orbigny, Hottinger (39), Pl.III,  
figs.9-10

## Description

Test compressed, planispirally enrolled at least in early stages, later may be uncoiled and flaring, wall porcelanous, 14-15 chambers in the last whorl. The smallest diameter 0,35 mm. and the biggest diameter is 0,85 mm. The diameter of last chamber is 0,45 mm.

Remarks

This species, described by d'Orbigny, more coiled whorls, with tightly septa. Although it has the same number of the chambers with Peneroplis damesini Henson, The dimensions and the diameters of the chambers are different from each other. So, this species has been classified Peneroplis aff. laevigatus.

Distribution

It is found in the limestones with Praebullalveolina afyonica Sirel and Acar, Peneroplis dusenburyi Henson, Peneroplis damesini Henson, Halkyardia minima (Liebus), Asterigerina rotula (Kaufmann), Praerhapydionina huberi Henson and Sphaerogypsina globula (Reuss) in the Alatarla section.

Stratigraphic Level: Upper Eocene.

Genus Peneroplis Montfort

Peneroplis dusenburyi Henson

1950 Peneroplis dusenburyi Henson (38), Pl.IV, figs.1,4-5.

Description

Test typically lenticular, sub-globose to compressed. Chambers are involute. Septa thick, curved, and inclined backward, apertures cibrate. Embryo is small. In a diameter 2,31 mm. has 5 whorls, and 24 septa have been observed in the last whorl.

Distribution

It is found in the limestones with Praebullalveolina afyonica Sirel and Acar, Praerhapydionina huberi Henson, Halkyardia minima (Liebus), Asterigerina rotula (Kaufmann), Sphaerogypsina globula (Reuss), Spirolina aff. cylindracea Lamarck, and Peneroplis damesini Henson in the Alatarla section.

Stratigraphic Level: Upper Eocene.

Genus Spirolina Lamarck

Spirolina aff. cylindracea Lamarck

Pl.II, figs.19-20

1950 Spirolina cf. cylindracea Lamarck, Henson (38), Pl.VIII, fig.11.

1952 Spirolina cylindracea Lamarck, Le Calvez (41), Pl.II, figs. 11-12.

1963 Spirolina cylindracea Lamarck, Hottinger (39), Pl.III, figs. 3-6.

**Description**

In the early stage test planispiral, later uncoiling and cylindrical, wall calcareous. In adult chambers width is more than height. The width of the last chamber is 0,41 mm. and height 0,187 mm. Structure is slightly deformed and last whorl has 10-12 chambers.

**Remarks**

The planispiral coiling early stage, the number of the last whorl, and with the shape of chamber this species is similar to Spirolina cylindracea. But it is different from Spirolina cylindracea with regularly coiled planispiral stage, adult chambers are short and wide.

**Distribution**

It is found in the limestones with Praerhapydionina huberi Henson, Peneroplis damesini Henson, Peneroplis dusenburyi Henson, Praebullalveolina afyonica Sirel and Acar, Halkyardia minima (Liebus), Asterigerina rotula (Kaufmann), Sphaerogypsina globula (Reuss), and Miliolidae in the upper level of the Alatarla section.

**Stratigraphic Level:** Upper Eocene.

**Genus** Praerhapydionina Van Wessen

Praerhapydionina huberi Henson

Pl. II, figs. 13-16.

1950 Praerhapydionina huberi Henson (38), Pl.II, figs.5,7,8.

**Description**

Early stages with spire of not more than one whorl, followed by chambers of circular cross-section. There are 15-16 chambers in the serial part of the test. Terminal face rounded with a single, axial aperture. Length is 2,55 mm. Diameter of last chamber is 0,46 mm. and mean length is 1,83 (taken from 12 samples).

**Distribution**

It is found in the limestones with Halkyardia minima (Liebus), Eorupertia magna (Le Calvez), Gypsina sp. and Peneroplis sp., in the Kaletepe section. It has been also observed with Praebullalveolina afyonica Sirel and Acar, Spirolina aff. cylindracea Lamarck, Peneroplis aff. laevigatus

d'Orbigny, Peneroplis dusenburyi Henson, Peneroplis damesini Henson, Sphaerogypsina globula (Reuss), Asterigerina rotula (Kaufmann), Eorupertia magna (Le Calvez), and Halkyardia minima (Liebus) in the Alatarla section.

Stratigraphic Level: Upper Eocene.

Family AMPHISTEGINIDAE

Genus Asterigerina d'Orbigny

Asterigerina rotula (Kaufmann)

Pl.II, figs. 5-6

1952 Asterigerina rotula (Kaufmann), Grimsdale (42), Pl.XXII, figs. 10-11, Pl.XXIV, figs. 1-2.

1979 Asterigerina rotula (Kaufmann), Drobne et al (31), Pl.IV, fig.5.

Description

Test simple and calcareous, 3 to 5 whorls visible dorsally, ventrally secondary chamberlets form star-shaped rosette around the umbilical plug. Diameter of the test is 1,41 mm. and the thickness is 0,78 mm.

Distribution

It is found in the limestones with Nummulites perforatus (Montfort), Linderina brugesi Schlumberger, Eorupertia magna (Le Calvez), and Chapmanina gassinenensis (Silvestri) in the Üçtepe and Alatarla sections. The same species is found in the limestones with Nummulites fabianii (Prever), Nummulites ex. gr. fabianii, and Nummulites striatus (Bruguiere) in the Egop and Körpeköy sections. It has been also observed in the upper level of the Alatarla section, with Praerhapydionina huberi Henson, Praebullalveolina afyonica Sirel and Acar, Peneroplis damesini Henson, and Peneroplis dusenburyi Henson.

Stratigraphic Level: Upper Lutetian-Upper Eocene.

ACKNOWLEDGEMENTS

The author would like to thank Dr. Ercüment SIREL for giving valuable suggestions and help.

REFERENCES

1. SIREL, E., METİN, S., ve SOZERİ, B., 1975, Palu (NE Elazığ) denizel Oligosenin stratigrafisi ve mikropaleontolojisi: T.J.K. 18.
2. AVSAR, N., 1983, Elazığ yakın kuzeybatisında stratigrafik ve mikropaleontolojik araştırmalar: F.U. Fen Bil. Ens. Elazığ.

3. BOUSSAC, J., 1911, Etudes Paleontologique Sur Le Nummulitique Alpin.-Mem. pour Serv. a L'expic. Carte Geol. Detail de la France, 447.
4. BIEDA, F., 1963, Larger foraminifera from the Tatra Eocene: Prac. Inst. Geol., I. vol. 37, Warzawa, 215pp.
5. NEMKOV, G.I., 1967, Nummulitids of the Soviet Union and their biostratigraphic significance: Nauka, Moskow, 16/20, 317pp.
6. BLONDEAU, A., 1972, Les Nummulites.-Soc. de la Terra, Lib. Vuibert, 254pp.
7. OZYEGIN, G., 1978, Haymana Bölgesi Güneyinden derlenen Nummuliteslerin sistematigi-I: TPAO Egt. Yayınları no.4, Ankara.
8. KENAWY, A.I., 1979, Early late Eocene larger foraminifera of Nile Valey, Egypt: First Geol Congr. of the Middle East, 496-540pp.
9. ROVEDA, V., 1970, Revision of the Nummulites (Foraminiferida) of the Nummulites fabianii-fichteli group: Riv. Ital. Paleont. v.76, n.2, pp.235-324, tav. 22-25. Milano.
10. BOMBITA, G. 1975, Remarques sur le groupe de Nummulites fabianii: Rev. Espanole de Micropal. v.7, n.1, pp.63-90.
11. BOUSSAC, J., 1906, Developpement et morphologie de quelques foraminifères de Priabona: Soc. Geol. France, Bull., Paris, ser. 4, vol.6, no.2-3, pp.88-97, pl.1, figs.1, 5, 7-9.
12. BIEDA, F., 1931, O kilku nummulinach z Karpat Czechoslowackich (Sur quelques Nummulines des Carpathes Tchecoslovaques). Czechoslovakia, Stat. Geol. Ust. Vest., Prague, v. 7,
13. FLANDRIN, J., 1938, Contribution a l'étude paleontologique du Nummulitique algerien. Algeria, Service Carte Geol., Materiaux Carte Geol. Algerie, Macon, France, ser.1 (pal.), n. 8, p. 5-158.
14. BIEDA, F., 1959, Numulity serii Magurskiei Polsqich Karpat Zachod nich. (Nummulites of the Magura series-Polish Western Carpathians) Poland Inst. Geol., Biul., Warsaw, no.131, pp.5-23.
15. HANG, H., 1960, Die stratigraphischen, palaeogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helveticum in oestlichen Oberbayern. "Geologica Bavarica" n.44, pp. 1-208, Munchen.
16. ROVEDA, V., 1961, Contributo allo studio di alcuni macroforaminiferi di Priabona: Riv. Ital. Paleont.v.67, n.2, p.153-224, Milano.

17. SIREL, E. and ACAR, S., 1982, Praebullalveolina, a new foraminiferal genus from the Upper Eocene of the Afyon and Canakkale region (West of Turkey): *Ecl. geol. Helv.* v. 75/3, p.821-838. Basle.
18. HANZAWA, J., 1957, Cenozoic foraminifera of micronesia, *Geol. Soc. Amer., Mem.*, New York, n.66, pp. 1-163.
19. ESCANDEL, B. and COLOM, G., 1962, Una revision del Nummulitico mallorquin. *Inst. Geol. Min. Esp na, Notas y Comun.*, Madrit, no.66, pp.73-142.
20. TELLINI, A., 1890, Le Nummulitidi della Majella, della Isole Tremiti e del Promontorio Garganico. *Soc. Geol. Ital., Boll. Rome*, v.9, pp.359-422.
21. VERBEEK, R.D.M. and FENNEMA, R., 1896, Description geologique de Java et Madoura. Amsterdam, Netherlands: J.G. Stenler Cz.,
22. CHECCIHIA-RISPOLI, G., 1904, I foraminiferi eocenici del gruppo del M. Indica dei dintorni di Catenuova in Provincia di Catania: *Soc. Geol. Ital., Boll.*, Rome, 23, 3-36.
23. BIEDA, F., 1933, Sur quelques Nummulines et Assilines d'Espagne In: *Geologie des pays Catalans*, Barcelona, Espagne. Assoc Etude Geol. Mediterranee Occidentale, v.3, n.28, pp.1-18.
24. SIREL, E. and GUNDUZ, H., 1976, Haymana (G Ankara) yoresi İllerdiyen, Küziyen ve Lütesiyendeki Nummulites, Assilina ve Alveolina cinslerinin bazi türlerinin tanimlari ve stratigrafik dagilimlari: *T.J.K. Bült.* 19, 31-44. Ankara.
25. HOTTINGER, L., 1960, Recherches sur les Alveolines du Paleocene et de l'Eocene: *Mem. Suis. Paleont.* v.75/76. Bale. pp. 1-245.
26. ADAMS, C.G., 1962, Alveolina from the Eocene of England: *Micropal* 8,1, p. 45-54.
27. SCHÜMBERGER, Ch., 1893, Note sur les genres Trillina et Linderina. *Bull. Soc. Geol. France*, (3), p.118-123. Paris.
28. SMOUT, A.H., 1954, Lower Tertiary Foraminifera of the Qatar Peninsula: *British Museum (Nat. History)* p.1-96. London.
29. KAEVER, M., 1970, Die altertiaren Großforaminiferen Südost-Afghanistans unter besonderer Benicksichtigung der Nummulitiden-Morphologie, Taxonomie und Biostratigraphie... *Münster Forsch. eol. Palaeont. H.* 16/17. 400s.
30. BOMBITA, G., and POPESCU, B., 1977, Cuvilliherina, Linderina et Silvestriella en Roumanie: *Rev. Micropaleont.* 20, 3-9, Paris.

31. DROBNE, K., PAVLOVEC, R., and DROBNE, F., 1979, Characteristics of microfossils in the old Paleocene on the western border of the Pannonian basin: *Zbornik radova. IV Znan. Skup za naftu JAZU*, pp. 155-172, Zagreb.
32. LIEBUS, A., 1911, Die Foraminiferen fauna der Mitteleocanen Mergel von Norddalmatien: . Akad. Wiss. Wien. Math.-Natur Wiss. Kl., Sitzungsber., v.120, p.865.
33. OPPENHEIM, F. von., 1896, Das Alttertiar der Colli Berici in Venetien die Stellung der Schichten von Priabona. und die Oligocene Transgression in alpinen Europa: *Zeitschr. deutsch geol. Gesell.*, v.48, p.27-152.
34. SILVESTRI, A., 1926, Sulla atella cassis Oppenheim: *Riv. Ital. Paleont.*, v. 32, p. 15-22.
35. SILVESTRI, A., 1905, Sul nuovo genere Chapmanina Silvestri et Prever ed interno allo cosiddetta Conulites aegyptiensis. (Osservazione di A. Silvestri). In Prever and Silvestri Contributo allo studio delle Orbitolinae: *Soc. Geol. Ital.*, Boll., v.23, pp.477-486.
36. FRIZZEL, D.L., 1949, Rotaliid Foraminifera of the Chapmaninae: their naturel distinction and parallelism to the Dictyoconus lineage. *Jour. Paleont.* v.23, pp.481-485.
37. GLAESNER, M.F., and WADE, M., 1959, Revision of the foraminiferal family Victoriellidae: *Micropaleont.* v.5 pp.193-212.
38. HENSON, R.S., 1950, Middle Eastern Tertiary Peneroplidae (Foraminifera) with remarks on the phylogeny and taxonomy of the family. *These Leiden Wakefield.* 70p.
39. HOTTINGER, L., 1963, Quelques Foraminifères porcelaines oligocène dans la série sedimentaire prébétique de Moratalla: *Eclogae geol. Helv.* v.56, no.2, pp.963-972.
40. FORNASINI, C., 1904, Illustratione di specie orbignyanæ di foraminiferi instituite nel.1826. *Mem. Sci. nat. Bologna.*
41. LE CALVEZ, Y., 1952, Revision des foraminifères lütetiens du Bassin de Paris. IV, Valvulinidae, Peneroplidae, Ophtalminidae, Lagenidae, *Mem. Serv. Carte geol. Fr.*, 64p.
42. GRIMSDALE, T.F., 1952, Cretaceous and Tertiary Foraminifera from the Middle East. *Bull. of the British Museum (Nat. History) Geology* v.1, n.8, London.

PLATE I

Nummulites perforatus (Montfort)

- Fig. 1. Equatorial section, form B (Al-9/1), X2.
- Fig. 2. Equatorial section, form B (Al-9/4), X2.
- Fig. 3. Equatorial section, form A (Çakıl-1), X4.
- Fig. 4. Surface view, form A (Salkaya-5), X6.
- Fig. 8. Axial section, form B (Al-9/2), X2.
- Fig. 9. Axial section, form A (Salkaya-4), X6.

Nummulites ex gr. fabianii

- Fig. 5. Equatorial section, form A (KT-7/4), X11.
- Fig. 6. Equatorial section, form B (E5-1k), X5.
- Fig. 7. Equatorial section, form B (E5-1n), X4.
- Fig. 10. Axial section, form A (E5-1c), X9.
- Fig. 11. Axial section, form B (K4-1d), X11.
- Fig. 12. Axial section, form B (E5-2b), X8.
- Fig. 15. Surface view, form A (E-5/6), X9.

Nummulites striatus (Bruguiere)

- Fig. 13. Axial section, form B (K4-2/3), X9.
- Fig. 14. Axial section, form B (K4-2/2), X8.
- Fig. 16. Surface view, form A (K4-2/1), X7.
- Fig. 17. Equatorial section, form A (K4-2/3), X8.
- Fig. 18. Equatorial section, form B (K4-2v), X8.
- Fig. 19. Axial section, form A (K4-2d), X10.

Nummulites fabianii (Prever)

- Fig. 20. Equatorial section, form A (KT-7/2), X16.
- Fig. 21. Equatorial section, form B (K-3/1), X6.
- Fig. 22. Surface view, (K-3), X6.

PLATE I

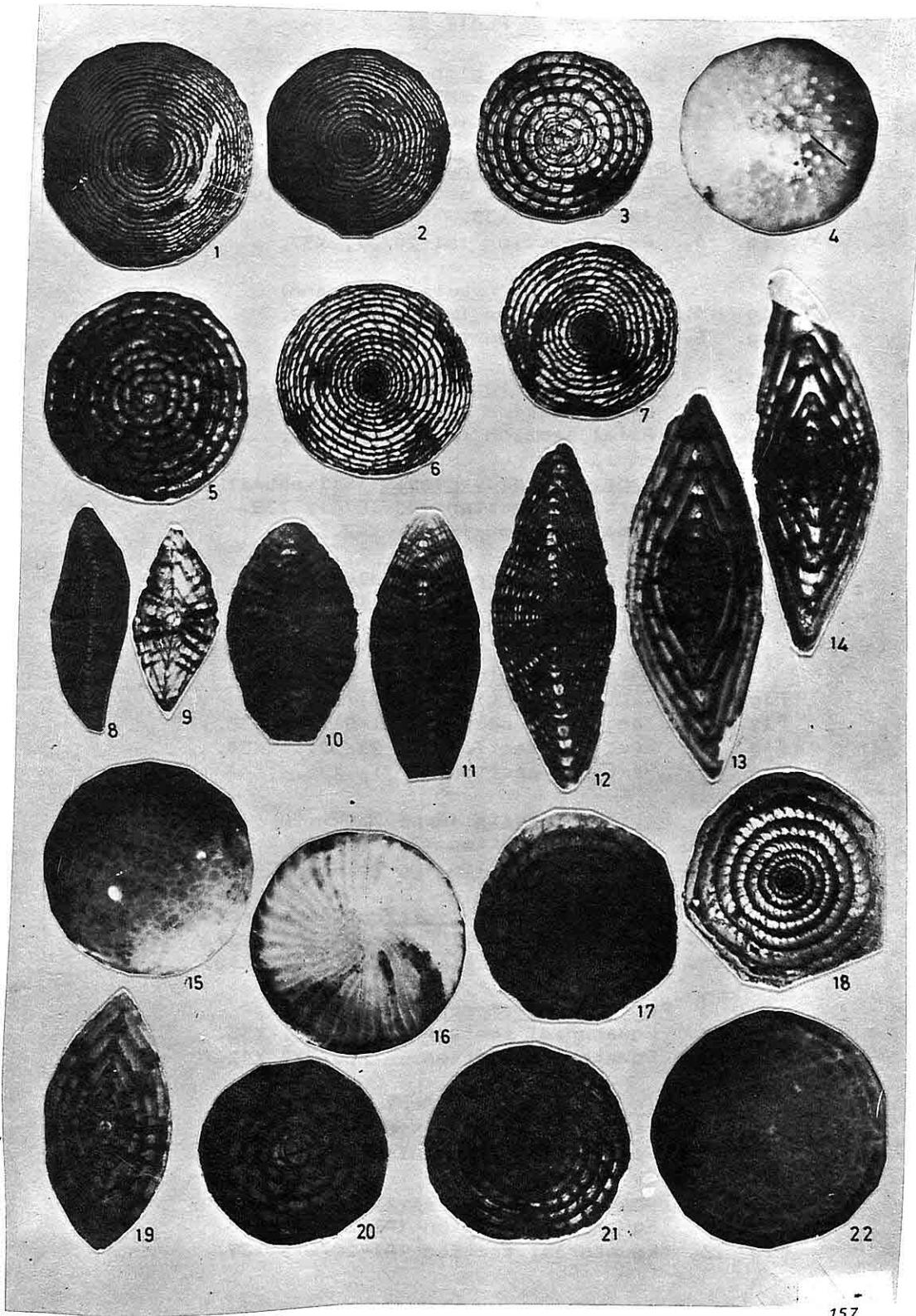


PLATE II

Spharogypsina globula (Reuss)

- Fig. 1. Axial section (KT-15/1), X34.  
Fig. 2. Axial section (KT-15/2), X34.

Praebullalveolina afyonica Sirel and Acar

- Fig. 3. Subequatorial section, slightly oblique  
(A1-20/6), X35.  
Fig. 4. Axial section (A1-20/3), X37.

Asterigerina rotula (Kaufmann)

- Fig. 5. Axial section (KT-14/1), X39.  
Fig. 6. Axial section (KT-14/1), X38.

Halkyardia minima (Liebus)

- Fig. 7. Axial section (A1-1), X83.  
Fig. 8. Axial section (KT-14/1), X39.

Chapmanina gassinenensis (Silvestri)

- Fig. 9. Vertical section (Üç-18/2), X38.  
Fig. 10. Basal section (N-9), X32.

Eorupertia magna (Le Calvez)

- Fig. 11. Axial section (A1-7), X17.  
Fig. 12. Axial section (Üç-16/5), X25

Praerhapidionina huberi Henson

- Fig. 13. Vertical section (A1-21/6), X38.  
Fig. 14. Tangential section (A1-21/7), X33.  
Fig. 15. Vertical section (A1-21/12). X34.  
Fig. 16. Vertical section (K-2), X36.

Fabiania cassis (Oppenheim)

- Fig. 17. Vertical section (R-1), X34.  
Fig. 18. Vertical section (Üç-16/4), X34.

Spirolina aff. cylindracea Lamarck

- Fig. 19. Equatorial section (A1-21/13), X37.  
Fig. 20. Equatorial section (A1-21/14), X40.

Peneroplis damesini Henson

- Fig. 21. Equatorial section (A1-21/5), X35.  
Fig. 22. Equatorial section (A1-20/2), X42.

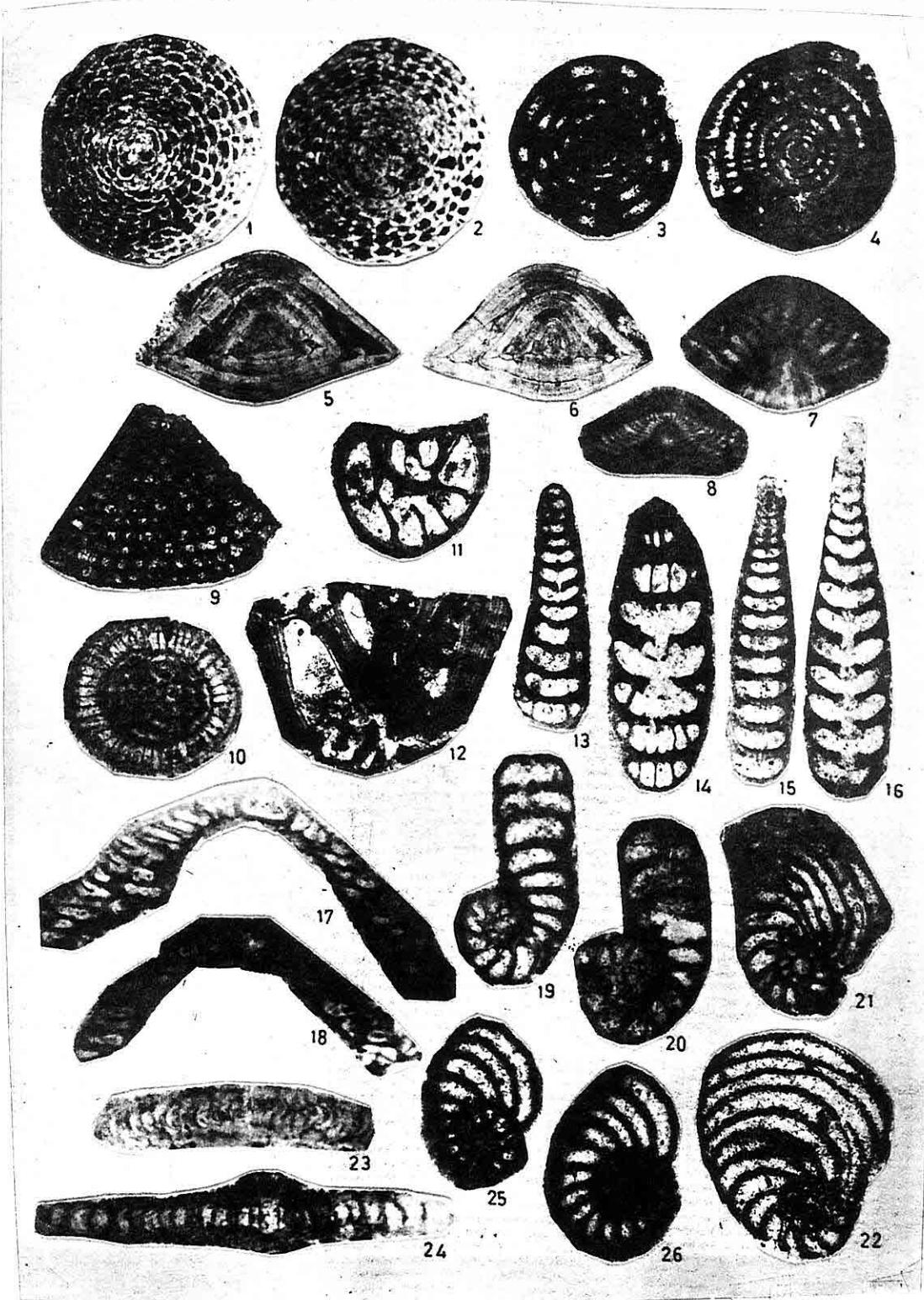
Linderina brugesi Schlumberger

- Fig. 23. Vertical section (K-8), X34.  
Fig. 24. Vertical section (A1-4), X35.

Peneroplis aff. laevigatus d'Orbigny

- Fig. 25. Equatorial section (A1-20/7), X40.  
Fig. 26. Equatorial section (A1-20/8), X39.

PLATE II





LES GISEMENTS DE BARYTINE ET LA MINERALISATION  
PLOMBIFERE-ZINCIFERE DE LA REGION D'ENGEZEK (KAHRAMANMARAŞ)\*

Mesut ANIL, Université de Çukurova, Département de Géologie,  
Adana (Turquie)

RESUME

Les formations paléozoïques constituent l'essentiel du massif carbonaté d'Engezek. Les calcaires métamorphiques sont très abondants dans le secteur étudié et il existe des lentilles de discordances de marbre plus ou moins exploitable artisanalement. On y voit également des calcoschistes des quarzites montrant une alternance avec les calcaires métamorphiques. Ces calcaires ne montrent qu'une schistosité rarement visible. Cette roche est composée essentiellement de calcite dans une texture mosaïque et elle présente parfois du quartz détritique. Les analyses chimiques effectuées sur cette roche montrent qu'il s'agit de calcite 95%. Les alluvions et les gravillons couvrent les formations paléozoïques dans les vallées et les dolines glacières dans le secteur étudié.

Trois types de minéralisations distinctes se sont mises en place dans la région: celle en galène barytinifère, celle en barytine plombifère. Ces deux minéralisations sont liées aux carbonates du paléozoïques et enfin une dernière minéralisation plus récente plombo-zincifère contenant des minéraux d'oxydes de Pb-Zn. C'est celle-ci qui présent une importance économique considérable.

On peut distinguer quatre principales zones minéralisées dans le secteur étudié. Tout d'abord l'une placée au sud du massif carbonaté d'Engezek. La galène massive y est sous forme de filon mais on voit par endroits un remplissage dans les fractures. De même la barytine montre des filons considérablement épais et à caractère simple avec branches dérivées parfois importantes. On

\* Ce travail a été réalisé dans le cadre de MMF-88-2 (Fonds de Recherches de l'université de Çukurova).

voit également des lentilles vraisemblablement dûes à des phénomènes karstiques. Cette minéralisation de barytine contient très souvent 5-10 % de galène. La minéralisation secondaire de smitsonite et anglésite localisée très souvent dans les zones d'oxydation et due vraisemblablement à une transformation de minérais primaires.

Ces trois types de minéralisations de barytine et plombo-zincifère tiennent une place économique importante dans la région d'Engezek de Kahramanmaraş.

## INTRODUCTION

La plupart des gisements plombifères, zincifères de Turquie sont d'origine magmatique et hydrothermale. La région d'Engezek présente deux types de gisement plombo-zincifère: ce sont la minéralisation sulfurée primaire et la minéralisation oxydée due à la transformation de minerai primaire.

Le massif carbonaté d'Engezek se situe au Nord de K. Maraş, à la bordure de l'Anatolie Centrale et celle du Sud (Figure 1).

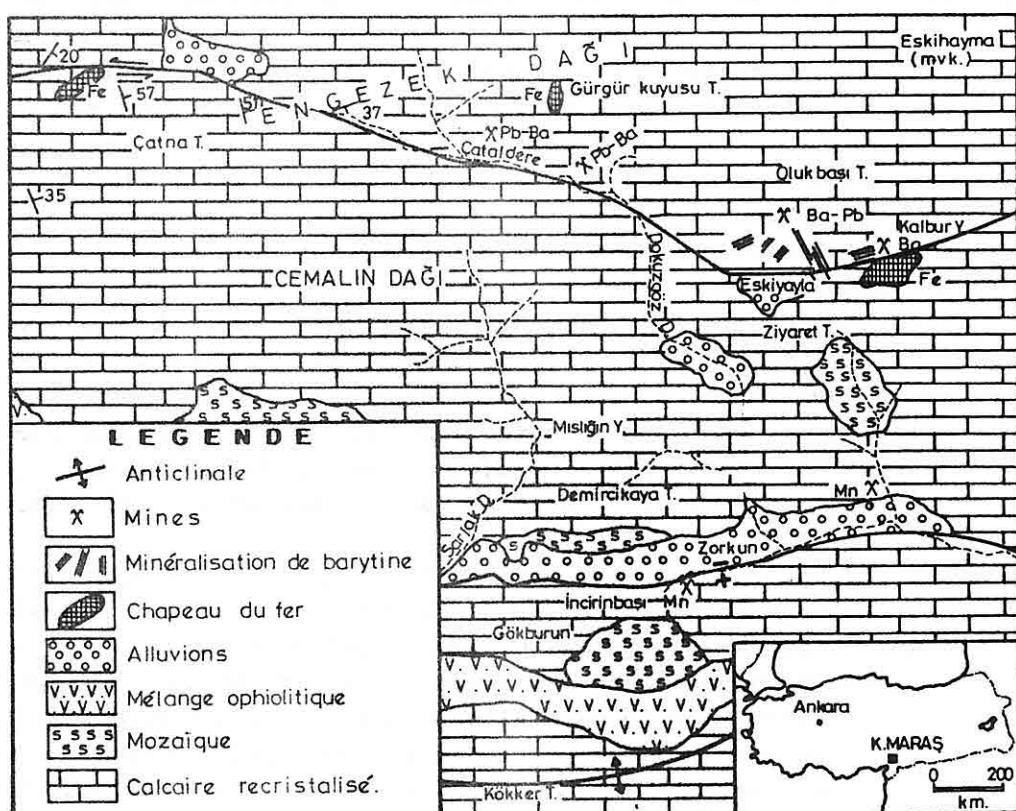


Figure 1: Carte géologique du secteur étudié.

Les études géologiques antérieures (1-8) y distinguent différentes nappes nommées nappe noire d'Aladağ, nappe blanche d'Aladağ, nappe d'ophiolite, nappe de ceinture supérieure etc.

Özgül(9) a remarqué que la nappe de Yahyalı constituée essentiellement de carbonates a subi un métamorphisme jusqu'au degré schiste vert. La province métallifère de Zamantı a été formée entre Dévonien Supérieur et Crétacé Moyen et l'orogenèse d'algine a joué un grand rôle tectonique sur cette région. L'ensemble de toutes ces recherches ont mis en évidence que l'on pouvait distinguer au moins trois phases de minéralisation. Une minéralisation plombo-zincifère à caractère stratiforme en milieu carbonaté, une minéralisation hydrothermale primaire et enfin un autre type de minéralisation liée aux phénomènes karstiques.

#### PETROGRAPHIE

Les calcaires métamorphiques sont essentiellement recristallisés et ont une couleur gris clair ou blanchâtre. Ils ont un aspect massif, un grain fin ou parfois moyen et homogène. Ils sont azoïques dans le secteur de Kale et Hombur.

Trois analyses chimiques faites sur ces calcaires montrent qu'il s'agit d'une roche à 95 % de calcite (tableau 1). En lame mince, ils ont souvent une texture mosaïque ou bien rarement micro-grenue avec parfois une schistosité légèrement visible. La roche est essentiellement constituée de calcite. On observe de rares lits avec des concentrations de grains de quartz très souvent arrondis. L'étude microscopique ne révèle l'existence d'aucune faune.

Elém.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P.F.	Total
1	1.33	0.12	0.10	0.01	0.56	54.11	Tr	Tr	0.01	0.02	44.66	99.92
2	1.54	0.10	0.20	0.01	1.40	55.10	Tr	Tr	0.01	0.01	42.70	100.97
3	1.47	0.13	0.30	0.01	0.58	56.10	Tr	Tr	0.01	0.01	41.17	99.78

Tableau 1: Composition chimique de trois calcaires métamorphiques du secteur d'Hombur

#### DESCRIPTION DES MINERALISATIONS DE BARYTINE ET PLOMBE-ZINCIFERE DE LA REGION DE KALE-HOMBUR

On peut distinguer trois types de minéralisation de Pb-Zn-Ba: une minéralisation stratiforme de barytine plombifère, une

minéralisation en filon de galène et sphalérite (mineraï primaire) et enfin une minéralisation plus récente de plombo-zincifère dûe à la transformation de Pb-Zn sulfuré développée surtout dans les zones d'oxydation.

Le secteur étudié présente une minéralisation de barytine sous forme de lentilles et de filon. Ce mineraï de barytine contient 5-10 % de galène, mais on voit très souvent des poches purement minéralisées en barytine. Entre Eskiayla (Figure 1) et Qataldere on observe un autre type de minéralisation primaire de Pb-Zn cimentée par endroits par la barytine. Il existe souvent des filons considérablement épais de galène massive.

Dans le secteur étudié on voit parfois d'un autre type de minéralisation plombo-zincifère secondaire. Il s'agit de la smithsonite, d'anglésite et sérusite. La limonite accompagne très souvent ces trois minéraux abondants.

#### OBSERVATION ET ETUDE MACROSCOPIQUES DE MINERAÏ

La minéralisation de barytine et plombifère-zincifère est visible à l'oeil nu. Elle se présente sous forme de lentilles (surtout la barytine plombifère), de filons et de poches dans l'encaissement carbonaté.

En plusieurs endroits, le mineraï de galène a un caractère massif (Planche 1, figure 1) montrant des cristaux cubiques gros et moyen de sulfure de plomb. La dimension des cubes atteint parfois 0.5 cm. La sphalérite est difficilement visible. Le quartz est peu fréquent et constitue la gangue avec la barytine.

Un autre type de mineraï caractéristique de cette zone est la barytine plombifère, qui est présente là où les gros cristaux de barytine sont recoupés par des filonnets de galène qui sont constitués plus ou moins de petit cristaux (Planche 1, figure 2, 3).

Un troisième type a été observé dans la zone de Pinarlar. Il est caractérisé par des gros cristaux de barytine. Ce mineraï contient une petite quantité de galène mais elle n'est pas visible à l'oeil nu (Planche 1, figure 4).

Le mineraï oxydé de Pb-Zn est très souvent sous forme de ruban irrégulier, massif et parfois concentrique (Planche 1, figure 5, 6).

#### ETUDE MICROSCOPIQUE

Plusieurs échantillons de la zone minéralisée du secteur

explorés, montés en lames minces et polies étudiés aux microscopes métallographiques. On distingue plusieurs types de minéral.

#### Minéral riche en galène (Galène massive)

Dans ce type d'échantillon, la galène est très abondante et toujours en grandes plages. Elles sont souvent pures, mais rarement avec des inclusions de sphalérite (Planche II, figure 1). La galène présente parfois des inclusion de fahlerze. On a observé aussi sur quelques lames polies de l'argent naturel de 5-6  $\mu$ . À la bordure des cristaux de galène on observe de l'anglésite( $PbCO_3$ ) et de sérusite( $PbSO_4$ ) (Planche II, figure 2). La sphalérite est rare et en petites plages et très souvent fracturée. On voit parfois un remplissage de chalcopyrite (Planche II, figure 3). Comme on le voit dans la galène, la sphalérite est aussi transformée parfois en smitsonite surtout dans les cristaux fracturés.

Le quartz et la barytine forment toujours la gangue et ces derniers présentent parfois des filonnets constitués par des cristaux automorphes qui traversent le minéral.

#### Minéral de Barytine (lentilles ou des filons de Barytine massive)

Le minéral de barytine est constitué par de rubans et de gros cristaux de barytine. La barytine adopte les mêmes faciès dans les minéralisations filonniennes et stratiformes. La saccharoïde, cette barytine est soit cataclasée, soit dépourvue de figures de déformations et se présente alors en grandes lattes (Planche II, figure 4). La barytine contient de la galène de petite dimension soit sous forme d'inclusion, soit de filonnets traversant la barytine elle-même.

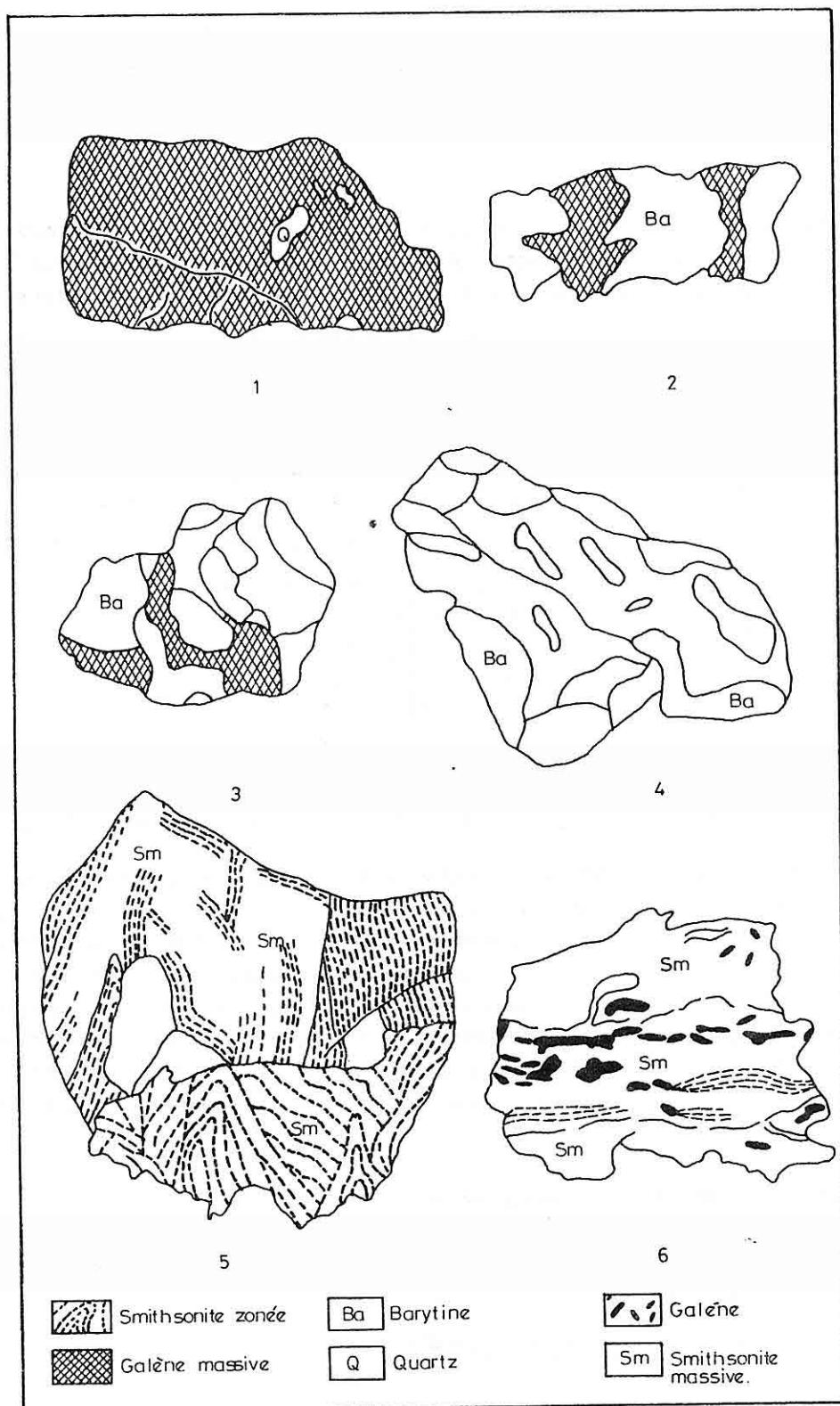
#### Minéral à oxydes (Smithsonite, Anglésite et Sérusite)

Les minéraux à oxydes se présentent macroscopiquement et microscopiquement dans les échantillons provenant de la zone de Boyali. Il s'agit d'une minéralisation de smithsonite, de sérusite et lisatien de smithsonite, de sérusite et d'anglésite. Ils sont constitués par une alternance de rubans et de lits de smitsonite présentant parfois de lits concentriques (Planche II, figure 5-6) d'anglésite et de sérusite. La limonite et parfois l'hématite magnétite s'associent au minéral surtout entre deux lits. La pyrite est très rarement présente dans ce type de minéral. Ce minéral est le plus ancien de la paragenèse et est

PLANCHE I

1. Minéralisation à galène prédominante et montrant un aspect massif. On voit quand même un remplissage de barytine dans les fractures. Le quartz constitue la gangue.
- 2-3. Minéralisation de barytine plombifère. Plusieurs filonnets de galène recoupent le minerai de barytine.
4. Minéralisation à barytine prédominante. Malgré d'un aspect massif on voit parfois des filonnets de galène développée surtout dans les fractures.
- 5-6. Le minerai oxydé Pb-Zn. Cette minéralisation secondaire est formée de l'altération de galène et de sphalérite. Le minerai montre des rubans plus ou moins parallèle et parfois concentriques. La paragenèse est constituée de smithsonite d'anglésite et de sérusite.

## PLANCHE I



totalelement ou partiellement transformé en limonite. Les minéraux d'argiles sont observés également dans quelques sections polies mais ils sont vraisemblablement plus récents.

#### ETUDE CHIMIQUE

Quelques analyses chimiques ont été réalisées par M.T.A. (Institut National de Prospection et de Recherche Minière en Turquie) et les résultats analytiques figurent dans le tableau 2.

Eléments	Pb%	Zn%	BaO%	Ag ppm	Cu%	<u>LEGENDE</u>
1	65.57	5.93	1.40	N.D.	N.D.	1-3: Minerai riche en galène
2	82.80	0.32	1.35	N.D.	N.D.	4-5: Minerai de barytine avec galène
3	73.83	2.49	1.00	N.D.	0.70	6-9: Minerai d'oxyde
4	33.70	0.40	40.20	61	0.01	
5	6.25	0.38	55.20	N.D.	N.D.	N.D.: Non dosé
6	17.60	44.66	1.70	55	0.01	
7	5.65	47.17	2.10	19	0.01	
8	7.13	48.66	3.10	23	0.01	
9	8.91	46.70	2.85	33	0.01	

Tableau 2: Teneurs du minerai en galène, barytine et d'oxyde de Pb+Zn.

L'étude de ce tableau montre nettement que la galène massive est très riche en Pb et en BaO de l'ordre de 2 pourcent. Le minerai de barytine présente également une importance considérable pour le plomb. Le minerai d'oxyde de Zn, Pb et Ba est assez stable dans la proportion de ces éléments. Les teneurs moyennes en Pb, Zn, Ba sont suffisantes pour permettre l'exploitation du secteur étudié mais est difficile d'accès(2500 m altitude et il n'existe presque aucunes voies de communication).

#### INTERPRETATIONS ET CONCLUSION GENERALES

En conclusion de cette étude deux ou trois modèles de genèse peuvent être proposés:

La minéralisation sulfurée primaire:

L'origine du minéral pourrait se trouver dans le magmatisme acide de la région. La galène, la sphalérite, la pyrite et la barytine sont produites par des phénomènes hydrothermaux. Le volcanisme tertiaire bien que très ancien a vraisemblablement joué un rôle primordial sur le massif carbonaté d'Engezek. Les fractures et les cavités dues à la tectonique globale jusqu'au début du Miocène sont combées grâce à voies hydrothermales classiques. Ayhan (10) et Gevrim (8) travaillant dans le massif d'Aladağ (analogue à celui d'Engezek), proposent le même modèle de genèse pour la mineralisation primaire de Pb-Zn-Ba.

#### Minéral à oxyde de Pb-Zn

Le transport et la dissolution de Pb-Zn sont étudiés et discutés par différents auteurs (11-15). Selon ces derniers les Pb-Zn peuvent être transportés généralement sous forme d'ions ou absorbés par des matériaux adsorptifs comme la chloride, le sulfate, le sulfide, le bisulfide, les carbonates de chlore ou des complexes organiques et des ions hydrogène.

La minéralisation à oxyde de la région étudiée a un caractère secondaire. Elle est vraisemblablement formée par la transformation de minéral sulfuré. Cette transformation se développe sans doute de la façon suivante: La galène donne l'anglésite en milieu oxydant et la sérusite en milieu plus réducteur que l'anglésite. La sphalérite est aussi transformée en smithsonite.

Un troisième modèle de genèse peut être proposé pour la minéralisation mais les données sont encore insuffisantes. L'étude microscopique et l'utilisation de microsonde sont en cours dans les laboratoires plus modernes (France et Italie).

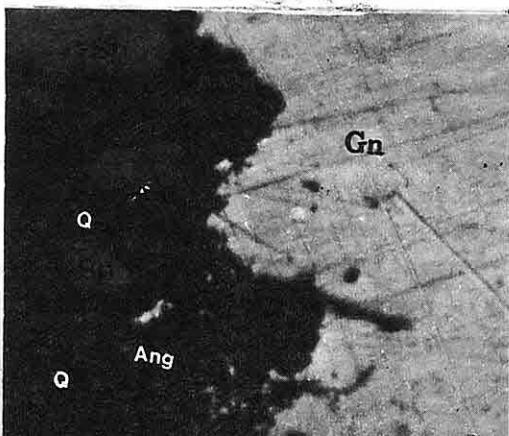
Pour terminer on peut dire que la région du massif carbonaté d'Engezek (N-E de Kahramanmaraş) tient une place importante aussi bien au point de vue de l'économie que de la recherche pour proposer un modèle genèse d'une province métallifère.

#### BIBLIOGRAPHIE

[1] IMREK, L., Zamanti metal cevherleşmesi bölgesinde kurşun-çinko mineralizasyonu. M.T.A.Dergisi 65, 92-118, Ankara, 1965.

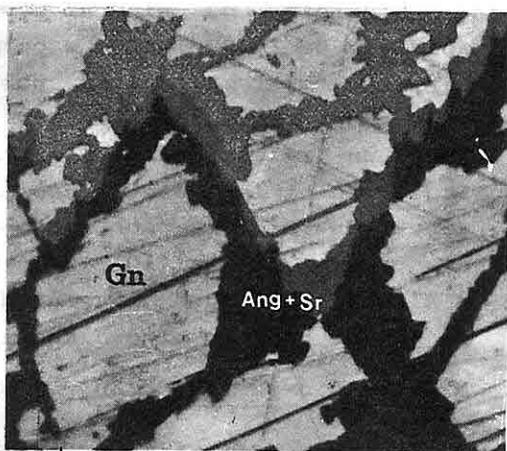
[2] METAG et STOLBERG, Z., Zamanti çinko - kurşun projesi

PLANCHE II



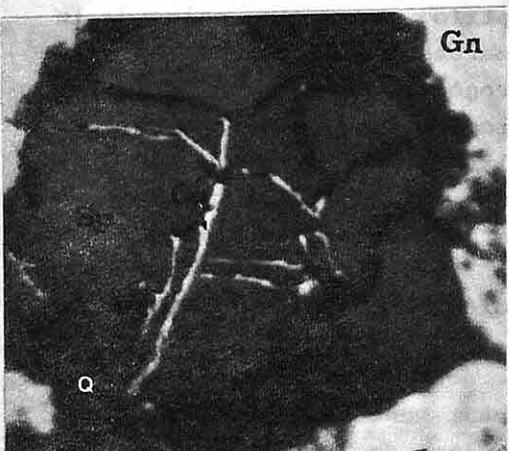
1

300  $\mu$



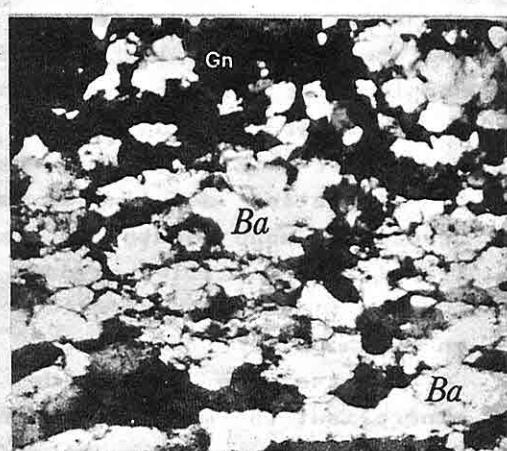
2

400  $\mu$



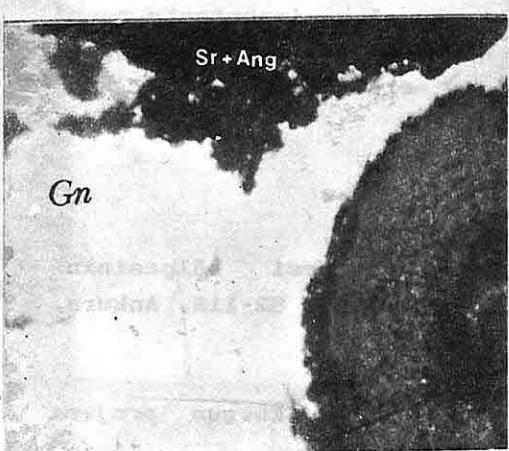
3

200  $\mu$



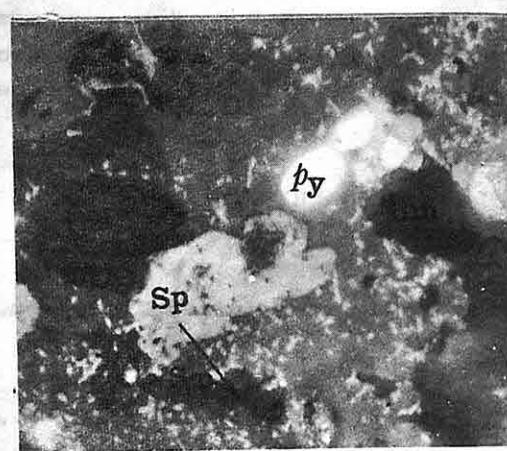
4

0.5 mm.



5

300  $\mu$



6

400  $\mu$

## PLANCHE II

1. Minéralisation à galène et Sphalérite. Galène(Gn) est abondante et en grand plages. Sphalérite(Sp) est peu abondante. A partir de préphérie la galène se transforme en anglésite(Ang).
2. Minéralisation à galène prédominante. Galène(Gn) se transforme en anglésite(Ang) et sérusite(Sr).
3. Remplissage de chalcopyrite(Cp) dans les fractures d'un cristal automorphe de la sphalérite(Sp) qui est sous forme d'inclusion dans la galène (Gn).
4. Minéralisation à barytine(Ba) et galène(Gn). La barytine est prédominante et sous forme de grandes lattes.
- 5-6. Minéralisation à galène, sphalérite et une transformation plus ou moins développée. Galène(Gn) donne sérusite(Sr) et anglésite(Ang) ainsi que sphalérite(Sp) donne smithsonite(Sm). La pyrite(Py) se transforme également en limonite(Lim).

nihai raporu, maden sahalarının jeolojisi, mineralojisi, paleontoloji ekleri. D.P.T. Müsteşarlığı, Ankara, 1971.

[3] YALÇIN, N., Doğu Anadolu Yarılımı'nın Türkoğlu - Karaağaç (K. Maraş) arasındaki kesiminin özelliklerini ve bölgedeki yerleşme alanları. T.J.K. Altınlı Simpozyumu, 49-57, Ankara, 1979.

[4] GÖZÜBOL, A. M. et GÜRPINAR, O., Kahramanmaraş kuzeyinin jeoloji ve tektonik evrimi. Petrol Kongresi, jeoloji - jeofizik Bildiriler, 21-29, Ankara, 1980.

[5] RICOU, L. E., Torosların Helenidler ve Agridler arasındaki yapısal rolü. T.J.K. Bült. 23, 101-118, Ankara, 1980.

[6] PERİNÇEK, D. et KOZLU, H., Stratigraphic and structural relations of the units in the Afşin-Elbistan-Doğanşehir region (Eastern Taurus). In Geology of Taurus Belt (eds. Tekeli and Güncüoğlu) p.181-198, Ankara, 1984.

[7] TARHAN, F., Göksun-Afşin-Elbistan Dolayının jeolojisi: Jeoloji Müh. Derg. 19, 3-9, Ankara, 1984.

[8] GEVRİM, M., Die Çinko-Blei-Verer zungen des Aladağ-Gebieged Türkei mit Betrachtungen zur Paleokarstenturicklugg. Thèse de Doctorat, 184 p, Aachen, 1984.

[9] ÖZGÜL, N., Torosların bazı temel özelliklerini. T.J.K. Bul. 19, 65-78, Ankara, 1976.

[10] AYHAN, A., Aladağ (Yahyalı-Çamardı) Yöresi karbonatlı kurşun-çinko Yatakları. Türkiye Jeoloji Kurumu Bült. 26, 107-116, Ankara, 1983.

[11] ROBERTS, W.M.B., Mineralisations plombo-zincifère et phénomènes. Min. Dep. 2, p.188-199, 1967.

[12] BERNARD, A., Metallogenical proceses of intra - karstic sedimentation. 8 Int. Sed. Congress "Ires in Sediments" Heidelberg, p. 43-58, 1971.

[13] BERNARD, A., Quelques reflexions sur la genèse des gisements du type "Valée du Mississipi Sciences de la Terre", 21, 3, 271-302, Nancy, 1977.

[14] BARNES, H. L., Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Holt Rinehart and Winston, New York, 1979.

[15] HAYNES, S. J., et MOSTAGHEL, M. A., Present day precipitation of lead and zinc from ground waters. Min. Dep. 17, p. 213-228, 1982.



MESKA YAPI KOOPERATİFİ (DENİZLİ İLİ) ALANININ JEOLOJİSİ  
VE MÜHENDİSLİK JEOLOJİSİ

NURİ GÖRUNEY, Y.Ü.Mühendislik Fakültesi, İstanbul

ÖZET

Denizli yakınında MESKA Yapı Kooperatifi alanının Jeoloji ve Mühendislik Jeolojisi konularını içeren bu araştırmada, inceleme alanında alttan üste doğru Pliyosen yaşı gölgesel marn ve kırıntılı çökellerinin bulunduğu, onların üzerinde Pleyistosen yaşı konglomera ve travertenlerin geliştiği, onların üzerinde ise, Holosen çökellerinin yer aldığı saptanmıştır.

Insaat alanının zemin durayılılığı ve yeraltı suyu gibi mühendislik sorunlarının olmadığı ortaya konmuştur.

GEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY OF MESKA CONSTRUCTION  
CO-OPERATIVE AREA (DENİZLİ)

This study deals with the Geology and engineering geological properties of the MESKA building association's housing estate near Denizli. The succession comprises from the bottom to the top, the Miocen lacustine marl and clastics, Pliocene conglomerate and travertine and Holocene loose alluvial deposits.

It has been found-out, that the building site bears no problems from the point of view of stability or ground water matters.

GİRİŞ

MESKA Yapı Kooperatifi, Denizli Belediye sınırları içinde kalan Denizli İl'i'nin yaklaşık 4 km batısında yapılması

planlanan 38.000 m<sup>2</sup> lik bir alanı içermektedir. Bu inşaat alanının üzerinde 19 blok apartman binası inşa edilecektir. Bu amac için Yıldız Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dekanlığı'nın yaptırmış olduğu çalışmaların tarafımızdan gerçekleştirilmiş kesimi bu makalenin amacını oluşturmaktadır.

Bu amac için sözü edilen alanda saha çalışmaları ve bunların yanı sıra bazı temel kazı ve açmalar yapılarak temel jeolojik ve mühendislik jeolojisi incelemelerine başvurulmuş, bunun sonucunda yapılabılırlik konusunda bazı önerilerle sonuç çözüme kavuşturulmuştur.

#### BÖLGESEL JEOLOJİ

İnceleme alanında temelde Menderes masifine ait metamorfik kayalar yer alırlar. Bunlar, Mikasist - Gnays gibi ıleri derecede metamorfik birimler ile bunların üzerine oturan kayrak - fillat - mermer gibi daha düşük dereceli metamorfik birimlerden oluşmaktadır (1-4). Metamorfik kayaların yaşı Paleozoik'ten - Mesozoyik'e kadar çıkar. Bu temel üzerinde üst Mesozoyikte kalın bir rekristalize kireçtaşları istifi oturmaktadır. Bu birim üste doğru mikritik kireçtaşlarına ulaşır. Mikritik düzeylerin yaşı alt Tersiyerdir.

Bölgesel bir uyumsuzlukla tabandaki bu birimlerin üzerinde Oligosende sıg denizel kırıntıları bir çökel istifi oturmaktadır. Oligosen yaşı bu birimi karasal çakıltaşısı - kumtaşısı ve kireçtaşlarından oluşan Pliosen cökelleri izler.

#### PALAEZOYİK

##### Menderes masifi metamorfitleri:

Menderes masifi metamorfik kayaları bölgenin fillat - kayrak - kuvarsitsist ve mermerlerle, batıda ise rekristalize kireçtaşları ile temsil olunur. Kireçtaşları istifin daha üst kesimini oluşturmaktadır. Yer yer fillitik bantlar içerirler. Fillitler; yeşil, siyahimsi mor renkli, ince-orta kalın katmanlıdır. Serisit - klorit düzeyleri sergiler. Fillitler

tedricen rekristalize kireçtaşlarına geçerler.

#### MESOZOYIK

Rekristalize kireçtaşlarının daha üst devamı olan daha düşük dereceli metamorfik kireçtasi istifi ile temsil edilir. Bu birimde kayanın birincil çökel özellikleri egemendir. Bu nedenle içinde yer yer fosile de rastlanmakta olup yaşı Jura-Kretase'dir. İstifin üstte doğru Paleosen yaşlı karbonatlara kadar devamlıdır. Bu birim kalın, masif ve kristalize gri kalsit dolgulu kireçtaşları ile bunlarla arakatkılı fillat ve kayrakları içerir. İçlerinde *Pseudocyclamina* vb. gibi Jura-Kretase yaşı veren fosiller bulunmuştur. Daha üst düzeylerde Paleosene geçişli olduğunu gösterir daha genç fosiller de derlenmiştir.

#### SENOZOYIK

Mesozoyik istifinin üst kesimlerinde yer alan fosilli Paleosen karbonatlarından *Gumbellina* sp., *Globijerina* sp., *Globorotalia* sp. ile *Globorotalia* cf. *angulata* WHITE fosilleri derlenmiştir. Bunlarla birimin üst Paleosene çıktıgı belirlenmiş olup, Menderes Masifi örtü kayalarının bu dönemlerde henüz son metamorfizmasını geçirmedikleri anlaşılmaktadır. Bu birim sig bir denizel ortamın ürünü olarak gelismistiir. Bu özelliğini gösterir birincil niteliklerini yer yer korumaktadır.

#### OLIGOSEN

Metamorfik kayaların üzerinde bölgesel diskordansla oturan en yaşlı kaya kırıntılarının oluşturduğu yeni bir havza ürünü olan Oligosen cökelleridir. Çakillar coğun tamamen serpantinlerden oluşmustur. Havza ortasına doğru konglomeratik kumtası, kumtası, silttası ve marnlar görülür. Bunlar ardalanmali olup, yer yer de kömür bantları içerirler.

#### PLİYOSEN

En altta ince tabakali marn, bunun üzerinde gri

kumtasından oluşan gölsel bir istifi temsil eder. Marnlar kumtasından oluşan gölsel bir istifi temsil eder. Marnlar içinde Cardita cf. sulcata BRUG., Cardium cf. chamaeforme OPP., Prososthenia off. phrygica OPP. fosilleri bulunmuştur. Bu fosiller havzanın alt Pliyosen yaşını belirlemektedir. Daha üstte kırmızı renkli konglomera - kumtaşı seviyeleri yer alır. Bunlar kötü çimentolu metamorfik çakılı konglomeralar olup, coğulukla fosilsizdir.

#### İNCELEME ALANININ JEOLOJİSİ

İnceleme alanı Denizli İli'nin yaklaşık 4 km batısında (Şekil 1) fay kontrollü bir plato üzerinde yer almaktadır (Şekil 2). Eski bir aşınma düzeyine karşılık gelen bu düzük basamak faylarla açılan Büyük Menderes grabenine ulaşan bir kesimde yer alır. Yani güneyde horst'u oluşturan ve yüksek morfolojiyi oluşturan metamorfik kayaların yer aldığı dağ ile güneyde Büyük Menderes nehrinin içinden aktığı graben alçak alanı arasındaki orta yükseklikteki geniş alan içindedir.

Bu alan grabenin oluşumu içinde yükselen horst'tan beslenmiş kalın bir genç örtü ile örtülüdür. Bu tutturulmamış çökel örtünün altında Pliyosen ve Pleystosen çökelleri yer almaktır ve bu çökellerden özellikle Pliyosen birimleri gölsel nitelikte olup, eski bir göl düzüğünde gelişmiştir. Bu gölün yayılım alanı bu günü grabenin sınırlarının dışına tasar. Bu bakımından, günümüzde üst üste yerleşmiş olan karasal bu birimler tektonik kontrolla gelişmiş ve üstelenmiş havzaların ürünleridir.

İnceleme alanının temelinde görülen en yaşlı birimler Pliyosen gölsel çökelleridir. Bunlar graben düzüne yakın kuzey-güney akarsu vadilerinde mostra verirler. Bunların üzerinde Pleystosen yaşlı bir birim yer almaktadır. En üstte ise genç Holosen örtüsü bulunur.

#### MESOZOYIK

Rekristalize kireçtaşlarının daha üst devamı olan daha

düyük dereceli metamorfik kireçtaşı istifi ile temsil edilir. Bu birimde kayanın birincil çökel özellikleri egemendir. Bu nedenle içinde yer yer fosile de rastlanmakta olup yaşı Jura-Kretase'dir. İstif Üste doğru Paleosen yaşlı karbonatlara kadar devamlıdır. Bu birim kalın, masif ve kristalize gri kalsit dolgulu kireçtaşları ile bunlarla ara katkılı fillat ve kayrakları içerir. İçlerinde Pseudocyclamina vb. gibi Jura-Kretase yaşı veren fosiller bulunmuştur. Daha üst düzeylerde Paleosene geçişli olduğunu gösterir daha genç fosiller de derlenmiştir.

#### SENOZOYIK

Mesozoyik istifinin üst kesimlerinde yer alan fosilli Paleosen karbonatlarından Gumbellina sp., Globijerina sp., Globorotalia sp. ile Globorotalia cf. angulata WHITE fosilleri derlenmiştir. Bunlarla birimin üst Paleosene çıktığı belirlenmiş olup, Menderes Masifi örtü kayalarının bu dönemlerde henüz son metamorfizmasını geçirmeydikleri anlaşılmaktadır. Bu birim sig bir denizel ortamın ürünü olarak gelismiştir. Bu özelliğini gösterir birincil niteliklerini yer yer korumaktadır.

#### OLIGOSEN

Metamorfik kayaların üzerinde bölgesel diskordansla oturan en yaşlı kaya kirintililerin oluşturduğu yeni bir havza ürünü olan Oligosen cökelleridir. Çakıllar çogun tamamen serpantinlerden oluşmustur. Havza ortasına doğru konglomeratik kumtaşı, kumtaşı, siltaşı ve marnlar görülür. Bunlar ardalamamalı olup, yer yer de kömür bantları içerirler.

#### PLİYOSEN

En alta ince tabaklı marn, bunun üzerinde gri kumtasından oluşan gölsel bir istifi temsil eder. Marnlar içinde Cardita cf. sulcata BRUG., Cardium cf. chamaeforme OPP., Prososthenia off. phrygica OPP. fosilleri bulunmuştur.

## MESKA YAPI KOOPERATİFİ ALANI MÜHENDİSLİK JEOLJİSİ

Bu fosiller havzanın alt Pliyosen yaşını belirlemektedir. Daha üstte kırmızı renkli konglomera - kumtaşı seviyeleri yer alır. Bunlar kötü cimentolu metamorfik çakılı konglomeralar olup, coğulukla fosilsizdir.

### İNCELEME ALANININ JEOLOJİSİ

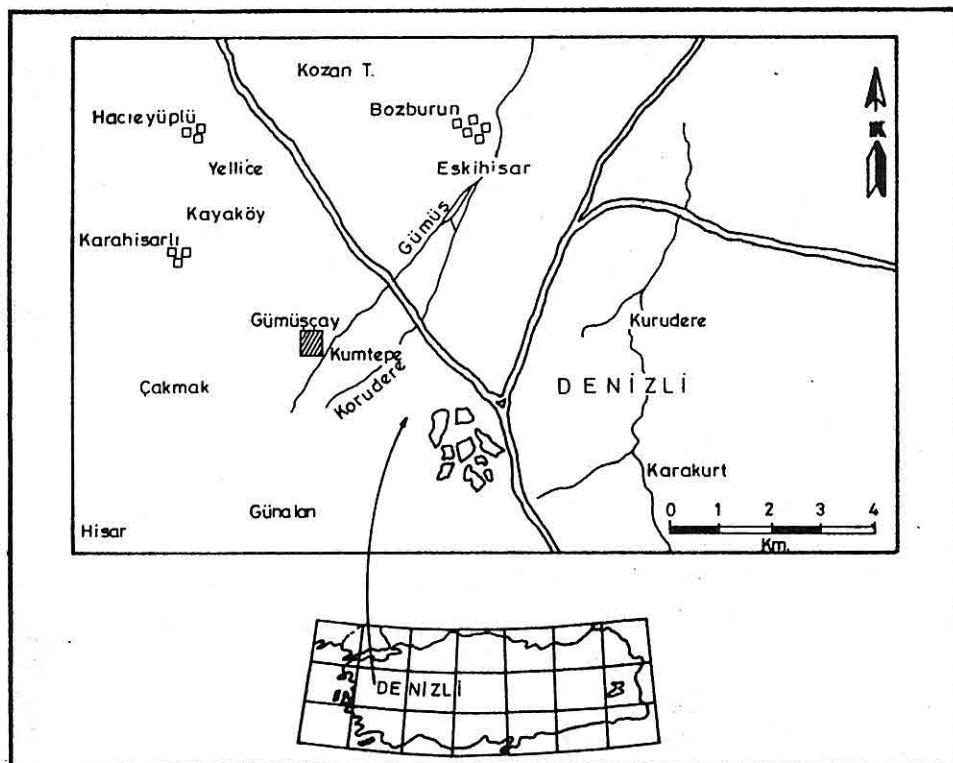
İnceleme alanı Denizli İli'nin yaklaşık 4 km batısında (Şekil 1) fay kontrollü bir plato üzerinde yer almaktadır (Şekil 2). Eski bir aşınma düzeyine karşılık gelen bu düzük basamak faylarla açılan Büyük Menderes grabenine ulaşan bir kesimde yer alır. Yani güneyde horst'u oluşturan ve yüksek morfolojiyi oluşturan metamorfik kayaların yer aldığı dağ ile güneyde Büyük Menderes nehrinin içinden aktığı graben alçak alanı arasındaki orta yükseklikteki geniş alan icindedir.

Bu alan grabenin oluşumu içinde yükselen horst'tan beslenmiş kalın bir genç örtü ile örtülüdür. Bu tutturulmamış çökel örtünün altında Pliyosen ve Pleystosen çökelleri yer almaktır ve bu çökellerden özellikle Pliyosen birimleri gölsel nitelikte olup, eski bir göl düzüğünde gelişmiştir. Bu gölün yayılım alanı bu gürkü grabenin sınırlarının dışına taşar. Bu bakımdan, günümüzde üst üste yerleşmiş olan karasal bu birimler tektonik kontrolla gelişmiş ve üstelenmiş havzaların ürünleridir.

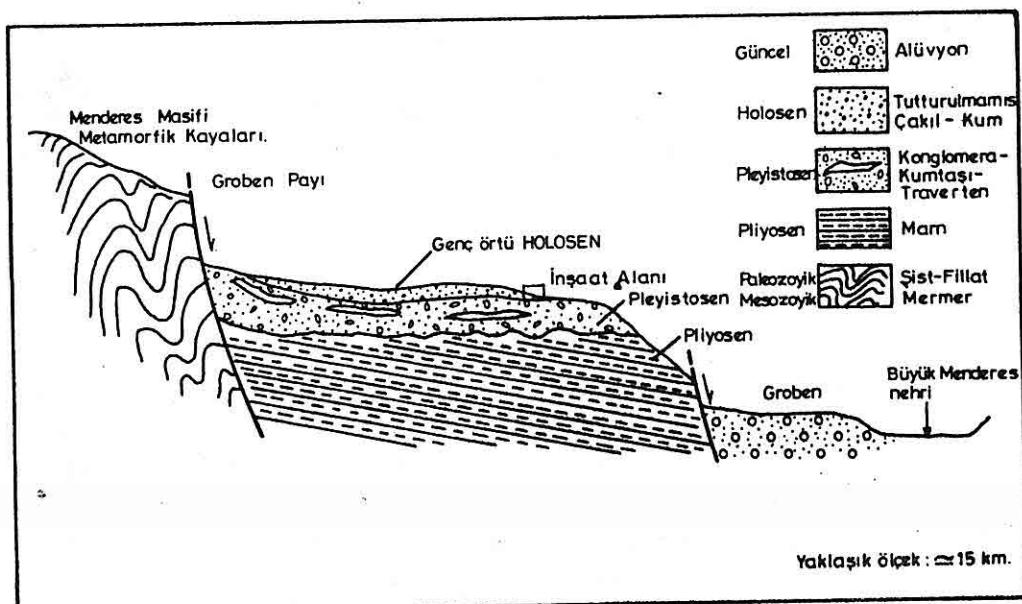
İnceleme alanının temelinde görülen en yaşlı birimler Pliyosen gölsel çökelleridir. Bunlar graben düzüne yakın kuzey-güney akarsu vadilerinde mostra verirler. Bunların üzerinde Pleystosen yaşlı bir birim yer almaktadır. En üstte ise genç Holosen örtüsü bulunur.

### PLIYOSEN

İnceleme alanında Pliyosenin tabanı görülmez. Bu bir kaç yüz metre kalınlığa ulaştığı bilinen gölsel bir çökel istifidir. Altta ince kırıntılı kumtaşları, daha üzerinde



Şekil 1: Çalışma alanının mevki haritası



Şekil 2: İnceleme alanının ve yakın dolayında genel jeoloji gösteren jeolojik enine kesit.

marn ve ara katkılı olarak konglomeralar yer alırlar. Boz rengi ile dikkati çeken yatağa yakın konumlu bu birim fay blokları arasında yer yer tilt olmuş (eğim kazanmış) tur. Birimin marnlı seviyelerinden Pseudocardita, Prostethenia gibi fosiller derlenmiş olup, bunlarla birime Pliyosen yaşı verilmistir.

#### PLEYISTOSEN

Boz renkli Pliyosen cökelleri üzerinde farklı renkleri ile dikkati çeken acısal diskordansla oturan daha genç bir birim yer almaktadır. İnceleme alanında birimin kalınlığı 20-30 metre kadardır. Altta konglomera ve konglomeratik kum tasları ile temsil edilir. Bunları boz renkli traverten karbonatları izler. Traverten diğer parçalara da yer yer cimento görevi yapmıştır. Üstte kötü tutturulmuş çakıl ve bloklu bir düzey yer almaktadır.

#### HOLOSEN

Pleyistosen biriminin üzerine tutturulmamış çakıl-kum ve kıl ara katkalarından oluşan olasılıkla eski bir alüvyon birimini temsil eden çökelim yer almaktadır. Yer yer oldukça kalın olan bu birim inceleme alanında 10-15 metre kalınlığa kadar ulaşmaktadır.

#### MÜHENDİSLİK JEOLOJİSİ

Insaat alanının mühendislik jeolojisi ve temeli oluşturan birimlerin zemin özelliklerinin değerlendirilebilmesi için saha jeolojisi çalışmaları yapılmış, ayrıca açılmış olan temel çukurları ve kazı aynaları ayrıntılı incelenmiştir. Cökellerin egemen olduğu bu alanda katman eğim ve doğrultuları ile farklı formasyonların dokanak özellikleri ve mühendislik özellikleri yerinde yapılan gözlem ve ölçümler ile incelenmiştir.

İnşaat alanı iki vadi arasında kalan geniş bir sırt üzerinde yer almaktadır. Zemin yüzündeki ince bir nebatı toprak tabakasının hemen altında Pliyosen yaşı birimler bulunmaktadır. Bu birimin üst seviyeleri erime boşluklu, çok çatlaklı ve kıl dolgulu özellikler arzetmektedir. Daha üstte killi bir matriks içinde tutturılmış kireçtaşı bloklarına da yer yer rastlanılmaktadır. Yamaçlarda birimin mostra verdiği gözlelmektedir. Kireçtaşı da içeren temeldeki bu birimin kof düzeyleri altında sağlam kesimlere ulaşmaktadır. Yapılan arazi ölçümleri bu birimin yataya yakın 5-10° eğimli bir konuma sahip olduğunu ortaya koymustur. İnşaat alanındaki katman konumları ve litoloji özellikleri dikkate alındıkça, bu alanın mühendislik özellikleri yönünden dolaylı bir nitelike sahip olduğunu ortaya koymustur. Bu alanda yamaç stabilitesi problemi ile karşılaşmasının söz konusu olmadığı söylenebilir. Ancak, inşaat alanının batısında inşa edilecek bloklar oldukça yüksek eğimli bir morfoloji oluşturan bir alanda yerleştirilebilecektir. Bu blokların temel kazısı sırasında inşaattan sonra stabilitelerinin sağlanması için temel kotları ile birbirlerine göre konumlarının dikkatle seçilmesi, gerekli görülmeli halinde, istinat yapılarının teşkili tavsiye olunur. Arazinin genel jeoloji özellikleri ve temel kazısı çukurlarında yapılan gözlemler inşaat alanında yapı temellerini etkileyebilecek seviyelerde veya sev stabilitesi açısından sakincalar doğuracak bir yeraltı suyunun mevcut olmadığını ortaya koymustur.

## KAYNAKLAR

(1) Balci.M., Sarıkaya.A.R. ve Yıldız.M., Denizli - Acıpayam Peridotit Masifinin Çatlak Mevlütler Çevresinin Jeolojisi, MTA, Derleme No.6447, 1967.

(2) Kastelli.M., Denizli Vilayeti Güneyinin Jeoloji İncelemesi ve Jeotermal Olanakları, MTA, Rap. 5199, 1971.

*MESKA YAPI KOOPERATİFİ ALANI MÜHENDİSLİK JEOLOJİSİ*

(3) Ercan,T., Günay,E. ve Baş,H., Denizli Volkanitlerinin Petrolojisi ve Plaka Tektoniği Açısından Bölgesel Yorumu, T.J.K. Bult. 26. (2). 153-158, 1983.

(4) Özpinar, Yahya., Denizli-Acipayam Batısının Jeolojik Petrografik ve Petrokimyasal İncelenmesi, Doktora Tezi, K.T.U., 1987.