

# TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

## BÜLTENİ

Ağustos, 1983

Cilt 26

Sayı 2

August

Vol.

no.

Bulletin of the Geological Society of Turkey

### İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

- Tamadag (Kaman - Kırşehir) çevresinde Kaman Grubunun ve onunla sınırdas oluşukların karşılaştırmalı tektonik özellikleri**  
Tectonic features of the Kaman Group in comparison with those of its neighbouring formations around Tamadag (Kaman - Kırşehir)  
..... İhsan SEYMEN 89
- Menderes Grubu kayalarının temel-örtü ilişkisine yapısal bir yaklaşım (Selimiye - Muğla)**  
A structural approach to the basement-cover relationship of Menderes Group rocks (Selimiye - Muğla)  
..... Ali ÖZTÜRK ve Ali KOÇYİĞİT 99
- Aladağ (Yahyalı - Çamardı) yöresi karbonatlı çinko-kurşun yatakları**  
Carbonate-bearing-zinc-lead deposits of the Aladağ (Yahyalı - Çamardı) region  
..... Ahmet AYHAN 107
- Bitlis Masifi Avnik (Bingöl) Bölgesi metamorfik kayaların petrojenezi**  
Petrogenesis of metamorphic rocks in the Avnik (Bingöl) region, Bitlis Massif, Turkey  
..... Cahit HELVACI 117
- Bitlis Masifi apatitli demir yataklarının jeolojisi ve oluşumu**  
Geology and genesis of the apatite-bearing iron deposits of the Bitlis  
..... Burhan ERDOĞAN ve O. Özcan DORA 133
- Masif sülfid yataklarındaki piritlerin karakteristik iz element içerikleri**  
Characteristic trace element contents of pyrites from massive sulphide deposits  
..... Nilgün GÜLEÇ ve Ayhan ERLER 145
- Denizli volkanitlerinin petrolojisi ve plaka tektoniği açısından bölgesel yorumu**  
Petrology and plate tectonic implications of Denizli volcanics  
..... Tuncay ERCAN, Erdoğan GÜNEY ve Halil BAŞ 153
- Menderes masifi pelitik şistlerinin (yeşil şist fasiyesi) beyaz mikaları üzerine yeni veriler**  
New data on the K-white mica from the Menderes massif (W Turkey) in greenschist facies metamorphism of pelitic schist  
..... Muzaffer M. EVİRGİN 159
- Şarkışla (Sivas) güney - güneydoğusunun stratigrafisi ve jeolojik evrimi**  
Stratigraphy and geological evolution of the southeast of Şarkışla (Sivas)  
..... Ergun GÖKTEN 167
- Çankırı havzasının batı kenarına ilişkin Üst Kretase ve Alt Tersiyer yaşlı çökellerde kaynak kaya incelemeleri**  
Investigation of the source rock within Upper Cretaceous and Lower Tertiary deposits at the western margin of the Çankırı basin (Central Turkey)  
..... Güner ÜNALAN ve Bülent HARPUR 177
- Karadeniz'in güncel çökellerinde değişik uranyum analiz ve çözünleme yöntemlerinin karşılaştırılması**  
Comparisons of different methods and selective extraction techniques in analysis of uranium in the Recent Black Sea sediments  
..... Namık ÇAĞATAY 187

**TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU BÜLTENİ**  
Bulletin of the Geological Society of Turkey

Editorler (Editors)

Ayhan ERLER (ODTÜ) - Okan TEKELİ (MTA)

Yazı İnceleme Kurulu (Editorial Board)

Ömer AKINCI (MTA) - Füsün ALKAYA (İTÜ) - Omer ALPTEKİN (KTÜ) -  
Demir ALTINER (ODTÜ) - Nezihî CANİTEZ (İTÜ) - Namık ÇAĞATAY (ODTÜ) -  
Özcan DORA (DOKUZ EYLÜL) - Burhan ERDOĞAN (DOKUZ EYLÜL) - Yavuz  
ERKAN (HÜ) - Okay EROSKAY (İÜ) - Aziz ERTUNÇ (EİE) - Naci GÖRÜR (İTÜ) -  
Necdet ÖZGÜL (İTÜ) Doğan PERİNÇEK (TPAO) - Yılmaz SAVAŞÇIN (DOKUZ  
EYLÜL) - Selçuk TOKEL (KTÜ) - Güner UNALAN (MTA) - Yücel YILMAZ (İÜ).

Bültenin bu sayısındaki bazı yazıların incelenmesinde M. Cemal GÖNCÜOĞLU'nun katkıları olmuştur.

Teknik Yönetmen (Technical Editor)

Bekir M. ÜRGÜN (MTA)

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

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

Bülten Türkiye Jeoloji Kurumu üyelerine ücretsiz gönderilir. Bültenin 1/1 dışında tüm sayıları yazışma adresinden 1/2 - 17/2 sayıları 100.— TL'dan daha sonraki sayılar 400 — TL'dan elde edilebilir.

**TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU**

The Geological Society of Turkey

37. Dönem (1982 - 1983)

Yönetim Kurulu (Executive Board)

M. Cemal GÖNCÜOĞLU, (MTA)	Başkan (President)
Vedat OYGÜR, (MTA)	İkinci Başkan (Vice President)
Metin YAZMAN (TPAO)	Genel Yazman (Secretary General)
Eşref ATABEY, (MTA)	Sayman (Treasurer)
Tayfun BİLGİÇ, (MTA)	Kitaplık Yönetmeni (Librarian)
Bekir M. ÜRGÜN, (MTA)	Yayın Yazmanı (Secretary of Publications)
Yılmaz SOYSAL, (İÜ)	Sosyal İlişkiler Yazmanı (Secretary of Social affairs)

Yazışma adresi

N.B. All Correspondence should  
be addressed to: Türkiye Jeoloji Kurumu, PK 464, Kızılay, ANKARA

# TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

## BÜLTENİ

Ağustos, 1983 Cilt 26 Sayı 2  
August, Vol. no.

Bulletin of the Geological Society of Turkey

### İ Ç İ N D E K İ L E R ( C O N T E N T S )

**Tamadağ (Kaman - Kırşehir) çevresinde Kaman Grubunun ve onunla sınırdas oluşukların karşılaştırmalı tektonik özellikleri**

Tectonic features of the Kaman Group in comparison with those of its neighbouring formations around Tamadağ (Kaman-Kırşehir)

.....İhsan SEYMEN 89

**Menderes Grubu kayalarının temel-örtü ilişkisine yapısal bir yaklaşım (Selimiye - Muğla)**

A structural approach to the basement - cover relationship of Menderes Group rocks (Selimiye - Muğla)

.....Ali ÖZTÜRK ve Ali KOÇYİĞİT 99

**Aladağ (Yahyalı - Çamardı) yöresi karbonatlı çinko - kurşun yatakları**

Carbonate - bearing - zinc - lead deposits of the Aladağ (Yahyalı - Çamardı) region

.....Ahmet AYHAN 107

**Bitlis Masifi Avnik (Bingöl) Bölgesi metamorfik kayaların petrojenezi**

Petrogenesis of metamorphic rocks in the Avnik (Bingöl) region, Bitlis Massif, Turkey

.....Cahit HELVACI 117

**Bitlis Masifi apatitli demir yataklarının jeolojisi ve oluşumu**

Geology and genesis of the apatite - bearing iron of the Bitlis

.....Burhan ERDOĞAN ve O. Özcan DORA 133

**Masif sülfid yataklarındaki piritlerin karakteristik iz element içerikleri**

Characteristic trace element contents of pyrites from sulphide deposits

.....Nilgün GÜLEÇ ve Ayhan ERLER 145

**Denizli volkanitlerinin petrolojisi ve plaka tektoniği açısından bölgesel yorumu**

Petrology and plate tectonic implications of Denizli volcanics

.....Tuncay ERCAN, Erdoğan GÜNEY ve Halil BAŞ 153

**Menderes masifi pelitik şistlerinin (yeşil şist fasiyesi) beyaz mikaları üzerine yeni veriler**

New - data on the K - white micas from the Menderes massif (W Turkey) in greenschist facies metamorphism of pelitic schist

.....Muzaffer M. EVİRGEN 159

**Şarkışla (Sivas) güney - güneydoğusunun stratigrafisi ve jeolojik evrimi**

Stratigraphy and geological evolution of the southeast of Şarkışla (Sivas)

.....Ergun GÖKTEN 167

**Çankırı havzasının batı kenarına ilişkin Üst Kretase ve Alt Tersiyer yaşlı çökellerde kaynak kaya incelemeleri**

Investigation of the source rock within Upper Cretaceous and Lower Tertiary deposits at the western margin of the Çankırı basin (Central Turkey)

.....Güner ÜNALAN ve Bülent HARPUT 177

**Karadeniz'in güncel çökellerinde değişik uranyum analiz ve çözümleme yöntemlerinin karşılaştırılması**

Comparisons of different methods and selective extraction techniques in analysis of uranium in the Recent Black Sea sediments

.....Namık ÇAĞATAY 187



# Tamadağ (Kaman-Kırşehir) çevresinde Kaman grubunun ve onunla sınırdaş oluşukların karşılaştırılmalı tektonik özellikleri

Tectonic features of the Kaman Group in comparison with those of its neighbouring formations around Tamadağ (Kaman - Kırşehir)

İHSAN SEYMEN, İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi, İstanbul.

ÖZ : Tamadağ (Kaman) dolayında Kaman grubunun ilerliyen ve gerileyen metamorfizmasma eşlik eden deformasyon evreleri saptanmıştır- Ankara Karışığı'nın iç yapısı ile karışma ve üzerleme mekanizması kinematik açıdan yorumlanmaya çalışılmıştır. Ayrıca, Baranadağ plütununun yerleşmesi ve kırıklanması dönemlerinde kazanmış olduğu tektonik öğeleri, karşılıklı olarak kinematik ve dinamik yöntemlerle değerlendirilmiştir. Yörede Kırşehir Masifinin bir anlamda örtüsünü oluşturan karasal - denizel fasiyesi Kartal ve Asmaboğazı Formasyonlarının, asit bileşimli püskürük-ler şeklindeki Kötüdağ volkanitinin ve Lütésiyen yaşlı tortul oluşukların tektonik durumları, üstledikleri diğer bi-rimlerdeki ile karşılaştırılmalı olarak incelenmişlerdir.

Yüksek dereceli metamorfizmlerden oluşan Kaman grubunun dört plastik deformasyon (kıvrımlanma) evresi geçirdiği ve ardından Mesozoyikten önceki bir zamanda yükselerek kırıklandığı ve bugünkü iç yapısını kazandığı saptanmıştır. Ankara Karışığı'nın Kampaniyenden sonra ve Geç Maastrichtiyenden önce gerçekleşen Kaman grubunu üzerlemesi sırasında, ilişkin olduğu okyanus kabuğu altındaki üst mantonun (Karakaya ultramafiti) dilimlendiği ve yer kabuğunun üst kesimlerine taşınırken ilk yatay konumundan 55° lik dönme geçirdiği saptanmıştır. Karışığın volkanosedimenter kesiminin ise, başlangıçta D - B, sonra DGD - BKB yönlü levha yaklaşmaları ile önce karışmaya uğradığı ve sonra Kaman grubunu üzerlediği ortaya çıkarılmıştır. Fasiyesi, metamorfizma türü ve derecesi ile iç yapısı bakımından Kaman grubuna benzerlik göstermeyen Ankara Karışığı'nın tektonik özellikleri, uyumsuz olarak örtüldüğü Geç Maastrichtiyen yaşlı Kartal ve Asmaboğazı Formasyonlarının tektonik gidişi ve sıcak dokanaklar yaparak kesildiği Paleosen yaşlı Baranadağ plütununun tektonik öğeleri ile uyuşmaktadır. Bu nedenle, Ankara Karışığı'nın, Kartal ve Asmaboğazı Formasyonlarının ve Baranadağ plütununun aynı tektonik rejim altında bugünkü yapılarını kazanmış oldukları sonucuna varılmıştır.

Geç Maastrichtiyen sonu ile günümüz arasında, incelenen bölgenin, yükselmeler, alçalmalar, blok - faylanmalar ve bindirmeler şeklindeki kabuk devinimlerine uğradığı, fakat Engeç Kretase - Paleosen yaşlı püskürükler ile Eosen yaşlı tortul örtüde açıkça izlendiği gibi kıvrım tektonizması geçirmediği gözlenmiştir.

**ABSTRACT :** In the vicinity of Tamadağ (Kaman-Kırşehir), successive deformational phases of the Kaman Group, which took place during its progressive and retrogressive phases of regional metamorphism are studied. Subduction and obduction mechanisms of the Ankara Melange are correlated with respect to the tectonic trends of the sedimentary lithologic units in it. Structural features belonging to the flow and fractural stages of the Baranadağ pluton are interpreted kinematically and dynamically for understanding the mechanisms of its emplacement and brittle deformation, respectively. Finally, tectonical attitudes of the continental elastics and shallow - marine limestones of the Kartal and Asmaboğazı Formations, the eruptive rocks of the Kötüdağ Volcanite ranging from rhyolite to rhyodacite, and the Lutetian sedimentary cover are also examined. Further more, the tectonic history of the region is elucidated by comparing the tectonic features of each lithostratigraphical unit mentioned above with one another. It is shown that the high-grade metamorphics of the Kaman Group have undergone four phases of plastic deformation (super-imposed folding) denoted as F<sub>1</sub> to F<sub>4</sub>. They have also gained their present internal structures after uplifting and fracturing, denoted as the F<sub>5</sub>-phase, during the Pre-Mesozoic periods.

It is observed that the Karakaya Ultramafite, the upper mantle material below the oceanic crust of the Ankara Melange, was rotated 55° with respect to its original horizontal position, while it was sliced and replaced upward

during the obduction that occurred in time between Campanian and Early Maastrichtian. The volcanic and sedimentary parts of the Ankara Melange underwent deformation by the West to the East directed plate convergence first a subduction zone, then the obduction of the melange upon the Kaman Group owing to the West Northwest to the East Southeast directed convergence. The tectonic trends of the Ankara Melange, Kartal and Asma-

boğazi Formations, which overlies the melange with an angular unconformity, and the tectonic features of the Baranadağ Plüton closely coincide with each other. Therefore, it is concluded that these units have gained their present structures and tectonic positions by the same and/or, perhaps, co-axial Alpine tectonic events.

It was also proved by the original flat-lying attitude of the Late Upper Maastrichtian to Paleocene eruptive rocks of the Kötüdağ Volcanite and the Lutetian sediments that no folding since the Late Maastrichtian occurred in the area investigated. Hence, the region has been effected by uplifting, block-faulting, which produced local subsidence in some parts of the region, and young intracratonic imbrications since the Late Maastrichtian time.

## GİRİŞ

Kaman (Kırşehir) dolayında «Kaman grubu adı altında incelenen Kırşehir Masifi'nin metamorfizlerine ilişkin başkalaşım özellikleri ve masifin stratigrafik durumu yazının önceki yayınlarında verilmiştir (Seymen, 1981 a ve b). Bu yazıda, Kaman ile Savcılımeriyemkaşı köyünün Akpınar mahallesi arasında yer alan Tamadağ'da yüzeleyen Kaman grubunun (şekil 1) mesoskopik tektoniği ve deformasyon evreleri açıklanacak; stratigrafik sıralanışlarına göre, Ankara Karışığı'nın iç yapısı; Baranadağ plütonunun yerleşmesi ve kırıklanması evrelerinde kazanmış olduğu tektonik öğeleri; ve bu oluşukları açılı uyumsuzlukla örten Genç Maastrichtiyen ve Lütesiyen yaşlı tortul örtülerin tektonik durumları karşılaştırılmalı olarak incelenecektir.

Kaman grubunun yapısal özellikleri, 1/12 500 ölçekli haritalar üzerinde, Ramsay (1967) ve Turner ve Weiss (1963) tarafından verilmiş mesoskopik tektonik analiz yöntemleri ile araştırılmıştır. Kaman çevresinde yayınlı gösteren diğer birimlere (Seymen, 1981b) ilişkin yapısal veriler, 1/25 000 ölçekli jeoloji harita alımı sırasında derlenmiştir. Ayrıca, plütonik kayalara ilişkin verilerin tektonik yorumu ise, Cloos'un (1929) ortaya koyduğu ilkeler doğrultusunda yapılmıştır.

## TAMADAĞ'DA KAMAN GRUBUNUN TEKTONİK ÖZELLİKLERİ

Kaman grubuna ilişkin kayalar, Kaman - Akpınar mahallesi çizgisinin batısında K 25° D, Kaman kuzeyinde ise, D - B gidişli bir dokanak boyunca Jura - Kampaniyen yaşlı Ankara Karışığı tarafından üzerlenmektedir (şekil 1) Tamadağ'ın doğusunda ise, sıcak bir dokanak boyunca Paleosen yaşlı Baranadağ plütonu tarafından kesilmektedir. Tüm bu oluşuklar, güneyden Lütesiyen yaşlı çökeller ile transgresif (Oktay, 1981), sonra Pliyosen yaşlı karasal kırıntılı ve karbonatlar tarafından da uyumsuz olarak geniş ölçüde örtülmüş bulunmaktadır. İncelenen alanda, Pre-Mezozoyik yaşlı olarak nitelendirilen (Seymen, 1981a ve 1982) metamorfik temel Tersiyer örtü altında büyük bir ada veya gömük tepeler şeklinde yüzlek vermektedir. Bu kesim, bu nedenle, coğrafik olarak «Tamadağ asalanı» şeklinde adlanmıştır. Fakat, temel tektonik durumu incelenirken, Pliyosen yaşlı tortul örtü (Kızılırmak Formasyonu) yok sayılmıştır (şekil 1).

Tamadağ asalanında, masifin diğer kesimlerinde olduğu gibi, Kaman grubu içinde Kalkanlıdağ, Tamadağ ve Bozçaldağ formasyonları izlenmektedir (şekil 1). Söz konusu birimlerin tektonik konumları ile mesoskopik S-, Z-, W ve M-kıvrımlarından, metamorfik temel Tamadağ'da büyük ölçekli izoklinal bir yuğak (antiform) ve bir inec

(synform)'dan oluşan doğuya devrik kıvrım yapısı oluşturduğu görülmektedir. Bu büyük yapının izleri şekil 1'de F<sub>2</sub> ile belirtilmiştir.

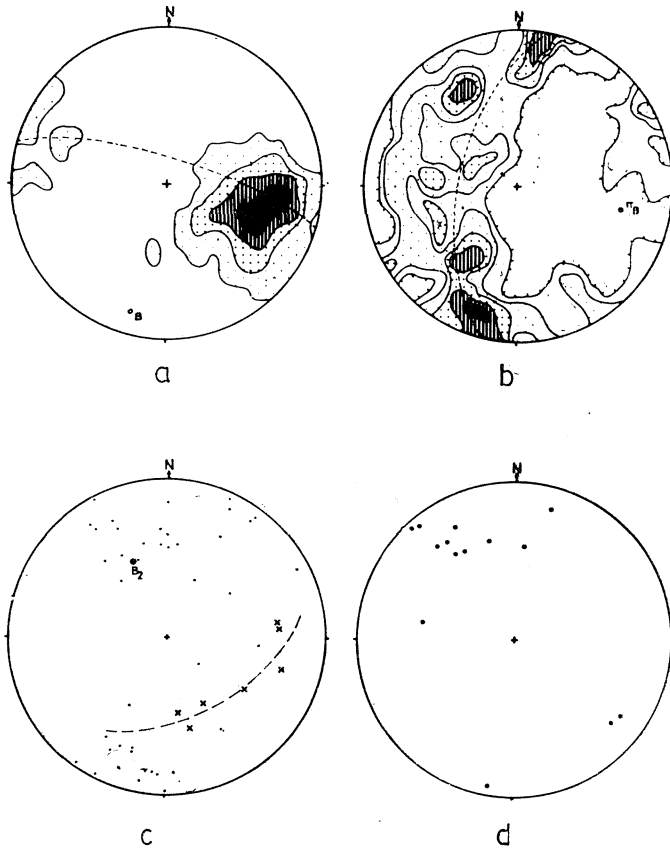
Harita ölçeğinde izlenebilen formasyon sınırları dışın-da, Kaman grubunu oluşturan kayalarda tabakalaşma (S<sub>n</sub>) gözlenememektedir. Çünkü, grup içindeki kayalarda yeniden kristallenme, basınç erimeleri (pressure solution) ve akma sonucu tabakalaşma kaybolmuştur. Bu durum, sözü edilen kayalarda sıklıkla (penetrative) gelişmiş yapraklanma ve foliyasyon düzlemlerinin (S<sub>1</sub>) formasyon sınırlarını az çok eğik olarak kesmelerinden açıkça anlaşılmaktadır (şekil 1).

Kayalarda sıklıkla dilinim veya yapraklanmanın gelişmesi ilk büyük ilerleyen progressive) deformasyonun sonucudur' (Ramsay, 1967, s. 177 ve 403). Kaman grubu içindeki şistozite ve foliyasyon (S<sub>1</sub>) gelişmesi ile tabakalaşmanın kaybolması, bu çalışmada F<sub>1</sub>-deformasyon evresi olarak nitelendirilmiştir. Litolojik birimler ile birlikte foliyasyon ve şistozite düzlemleri, bu evreyi izleyen ikinci deformasyon evresinde (F<sub>2</sub>) kıvrımlanarak yukarıda değinildiği gibi doğuya devrik izoklinal kıvrım yapısı kazanmıştır (şekil 1 ve şekil 2a).

Tamadağ asalanındaki şistozite ve foliyasyon ölçümleri -f- diyagramında aksiyal doku simetrisi vermektedir (Şekil 2a.) Bu doku diyagramının monoklinal bir yapıya değil de izoklinal bir kıvrıma ilişkin olduğu, aynı verilerin g-diyagramında değerlendirilmesinden (şekil 2b) ve çeşitli boyuttaki sürüklenme (S- ve Z-) ve parazitik (W- ve M-) kıvrımların yapı içindeki dağılımından (şekil 1) ve doku diyagramının (şekil 2a) yorumundan, F<sub>2</sub>-evresi ile ilgili ve eksen düzlemi 55°B'ya eğik olarak gelişen kıvrımın, ekseni B<sub>1</sub> = K 10° D gidişli ve 10° D gidişli ve 10° G'ye dahlımlı olduğu anlaşılmaktadır.

Diğer taraftan küçük kıvrım ekseni (BJ, eksen düzlemi (S<sub>n</sub>) ve mesoskopik olarak açıkça görülen kıvrımlanmış mineral yönelim lineasyonu (L<sub>n</sub>f') ölçümlerinin eşit-alan izdüşümü alt yarıküre üzerindeki dağılımları (şekil 2c,d), yapısal haritada da izlendiği gibi, yine çok evreli kıvrımlanmayı belgelemektedir. Bu nedenle, Tamadağ asalanı içinde deneme ve sınama ile seçilen beş ayrı küçük asalandan (şekil 1'deki T<sub>1</sub>, T<sub>2</sub>, T<sub>3</sub>, T<sub>4</sub>, ve T<sub>5</sub> asalanı) elde edilen yapısal veriler ayrı ayrı ve bileşik diyagramlar üzerinde analitik olarak değerlendirilmiştir.

(1) Burada n—alt takıları, 1, 2, 3 ve 4 gibi sayılar olup, ilgili oldukları deformasyon evrelerini ya da oluşum sıralarını belirtir.



Şekil 2. a : Tamadağ'da Kaman grubundaki şistozite ve foliyasyon ( $S_1$ ) ölçümlerine ilişkin  $\hat{\wedge}$  diyagramı. 300 nokta. Konturlar : % 1 - 3 - 5 - 8 - 10. Tektonik eksen (B)  $K 16^\circ D, 14^\circ GB$  konumudur, b : a'da kullanılan ölçümlerin  $g$  diyagramında değerlendirilişi. Konturlar ; %1-2-3-4-8. B - kuşağının kutbu ( $\hat{\wedge}g$ )  $K 78^\circ B, 30^\circ GB$  konumudur. c : 42 Mineral yönelim lineasyonu (noktalar) ve 7 eksen düzlemi (çarpılar) ölçümlerinin dağılımını gösterir nokta diyagramı. Kıvrımlanmış kıvrıma ilişkin tektonik eksen ( $B_2$ )  $K 26^\circ B, 46^\circ KB$  konumudur. d : Aynı alanda 14 mesoskopik kıvrım ekseninin dağılımını gösterir nokta diyagramı.

Figure 2. a :  $\hat{\wedge}$  Diagram of the schistosity and foliation planes ( $S_1$ ) measured in the Kaman Group at Tamadağ. 300 poles. Contours : 1-3-5-10 % per 1 % area. The tectonic axis (B) trends  $N 16^\circ E$  and plunges  $14^\circ SW$ . b :  $g$  Diagram of the data used in diagram a. Contours : 1-2-3-4-8 % per 1 % area. Pole of the girdle ( $\hat{\wedge}g$ ) lies in  $N 78^\circ W, 30^\circ SE$  direction. c : Pole - diagram of the 42 mineral orientation lineations (dots) and 7 axial planes (crosses). Attitude of the tectonic axis ( $B_2$ ) for the superimposed folds is  $N 26^\circ W, 46^\circ NW$ . d : Orientation diagram of 14 poles of the mesoscopic fold axes in the same area.

$T_1$ -Asalanındaki  $S_1$ -düzlemlerinin nokta dağılımı, izoklinal bir kıvrım yapısını belirten aksiyal simetri vermektedir (levha II'de diyagram A). Bu kıvrıma ilişkin,  $K 16^\circ D, 50^\circ KB$  konumlu eksen düzlemi ( $S_2$ ) ile  $K 18^\circ D$  gidişli kıvrım eksenini ( $B_1$ ), görece olarak  $F_2$ -deformasyon evresindeki kıvrımlanma geometrisini yansıtmaktadır. Ayrıca, mesoskopik kıvrım eksen düzlemlerinin ( $S_2$ ) nokta dağılımı, bir büyük  $\hat{\wedge}$ -kuşağı belirler. Bu kuşağın kutbu, eksenini  $K 30^\circ B, 42^\circ KB$  konumlu olan diğer bir kıvrım ( $B_2$ ) yapısını simgeler. Bu nedenle, mesoskopik  $B_1$ -kıvrım eksenleri küçük  $\hat{\wedge}$ -kuşağı üzerinde dağılmaktadır. Böylece, incelenen asalanın  $F_2$ -evresinin,  $K 18^\circ D$  gidişli ve bükülme - sıkışma (flattened flexural - slip, Ramsay, 1967, s. 466) veya benzer kıvrımlanma ile oluşmuş izoklinal kıvrımları ( $B_1$ );  $F_3$ -evresinin ise, olasılıkla eksen düzlemi eğik dalımlı kıvrımlar (Fleuty, 1964) şeklindeki kayma - bükülme (flexural-slip, Ramsay, 1967, s. 463) kıvrımlanmasını geliştirdiği anlaşılmaktadır. Aynı şekilde,  $F_2$  ve  $F_3$ -evreleri ile  $B_{11}$  ve  $B_{22}$ -kıvrım eksenlerine koşut mineral yönelim lineasyonlarının ( $L_1$  ve  $L_2$ ) da gelişmiş olduğu izlenmektedir.

$T_2$ -Asalanında, benzer geometrik ilişkiler daha açık bir biçimde görülmektedir (şekil 3b). Ancak,  $T_1$ -asalanından  $T_2$ -asalanına gelirken,  $B_1$  ve  $B_2$ -eksen konumları,  $T_3$ -asalanında varlığı izlenen  $F_4$ -deformasyon evresi nedeniyle doğuya doğru  $17^\circ$ lik dönme göstermektedirler.

$T_3$ -Asalanında,  $S_1$ -düzlemlerinin nokta dağılımı bir büyük  $\hat{\wedge}$ -kuşağı vermektedir (şekil 3c). Bu kuşak, eksen konumu  $20^\circ B, 40^\circ KB$  olan kıvrım yapısını ( $B_2$ ) yansıtmaktadır. Mesoskopik  $B_1$ -kıvrım eksenleri ise,  $K 30^\circ D$  gidiş,  $20^\circ KD$  ve  $GB$  dalımlar göstererek bir küçük kuşak üzerine düşmektedir. Ayrıca,  $F_4$ -deformasyon evresinin etkisiyle  $K 80^\circ B$  gidişli seyrek gelişmiş  $L_3$ -mineral yönelim lineasyonunun varlığı ve  $T_1$ -asalanından  $T_3$ -asalanına gelirken  $B_1$  ve  $B_2$ -kıvrım eksenlerinin doğuya doğru  $10^\circ$ döndüğü görülmektedir.

$T_4$ -Asalanındaki veriler (şekil 3d),  $K 20^\circ B, 40^\circ KB$  olan  $B_2$ -kıvrım konumunu doğrudan yansıtmaktadır.

$T_5$ -Asalanında ise (şekil 3e),  $B_3$ -kıvrımına ilişkin kanatların eğim yönleri ve açıları değişmektedir. Böylece,  $S_3$ -eksen düzlemi gelişmesini,  $S_4$ -eksen düzlemi gelişmesinin izlediği; sonuçta  $F_4$ -deformasyon evresinin varlığı ortaya çıkarılmaktadır. Bu evre ile oluşan kıvrımlar,  $B_1$ -kıvrımının doğuya eğimli kanadında  $B_3 = K 83^\circ B, 76^\circ D$ ; batıya eğimli kanadında da  $B_3 = K 83^\circ B, 56^\circ B$  konumudur.  $B_3$ -Eksen kutuplarının belirlediği  $S_4$ -eksen düzlemi konumu ise  $K 83^\circ B, 90^\circ$  dir.

Buraya kadar anlatılan metamorfik temeldeki yapısal ve dokusal öğeler her deformasyon evresi için Çizelge I'de ve bunların coğrafik konumları her bir küçük asalan için Çizelge 2'de ayrı ayrı verilmiştir. Ayrıca, saptanan dört deformasyon evresi, yüzlemlerde ölçülememiş olmakla birlikte, kayaçların ince kesitlerinde gözlemlendiği gibi buruşma dilinimlerini ve kırışma lineasyonlarını da geliştirmiştir. Kıvrımlanma ve metamorfizma işlevlerinden sonra Kaman grubu, yükselmesi sırasında gevrek davranış dönemine ulaşarak,  $F_5$ -evresi şeklinde simgelenen kırılma evresi geçirmiş, faylı ve çatlaklı yapılar kazanmıştır.

Sonuç olarak, Kaman grubunun önce ilerleyen, sonra ise gerileyen düşük basınç -yüksek sıcaklık bölgesel me-

		MESOSKOPIK YAPILAR - MESOSCOPIC STRUCTURES		
DEFORMASYON EVRELERİ PHASES OF DEFORMATION	F <sub>1</sub>	S <sub>1</sub> -Şistozite ve foliyasyon gelişmesi Development of schistosity and foliation (S <sub>1</sub> )		
	F <sub>2</sub>	B <sub>1</sub> =Benzer veya bükülme sıkışma ile az dalımlı, eğik izoklinal kıvrım. B <sub>1</sub> = Inclined isoclinal fold developed by similar and/or flattened flexural slip folding.	S <sub>2</sub> =Eksen düzlemi ve mikroskopik buruşma klivajı. S <sub>2</sub> = Axial plane and microscopic crenulation cleavage.	L <sub>1</sub> =Mineral yönelim lineasyonu. L <sub>1</sub> =Mineral orientation lineation.
	F <sub>3</sub>	B <sub>2</sub> =Kayma-bükülme ile dalımlı eğik kıvrım. B <sub>2</sub> =Plunging and inclined fold due to flexural-slip folding.	S <sub>3</sub> =Eksen düzlemi. S <sub>3</sub> =Axial plane.	L <sub>2</sub> =Mineral yönelim lineasyonu. L <sub>2</sub> =Mineral orientation lineation.
	F <sub>4</sub>	B <sub>3</sub> =Dikçe dalımlı bakışsız açık kıvrım. B <sub>3</sub> =Steeply plunging asymmetrical open fold	S <sub>4</sub> =Eksen düzlemi. S <sub>4</sub> =Axial plane.	L <sub>3</sub> =Mineral yönelim lineasyonu ve öncekilerin kıvrımlanması. L <sub>3</sub> =Mineral orientation lineation and folding of earlier ones.
	F <sub>5</sub>	Yükselme ve kırıklanma Uplifting and fracturing		

Çizelge 1. Kaman grubunun dört evreli plastik deformasyonu sırasında gelişen mesoskopik yapı özelliklerini gösterir çizelge.

Table 1. Showing the tectonical history and significance of the mesoscopic structures plastically developed during four phases of deformation in the Kaman Group.

tamorfizmasına (Seymen, 1981 a ve b.) dört plastik - deformasyon evresinin eşlik ettiği, bu olaylar dizisinin Mesozoyik öncesi devirlerde gerçekleştiği anlaşılmaktadır. Bu olayların jeotektonik anlamının tartışılması ve yorumlanması bu yazının kapsamı dışına taşımakla birlikte, Kırşehir Masifi metamorfizmasının magmatik yay köklerinde metamorfe olmuş kuşaklara özgü (Miyashira, 1973; Sugimura ve Uyeda, 1973) başkalaşım geçirdiği (Seymen, 1982) ve bu nedenle, tektonik özelliklerinin de bir magmatik yay kökünün deformasyon tarihçesini yansıttığı söylenebilir.

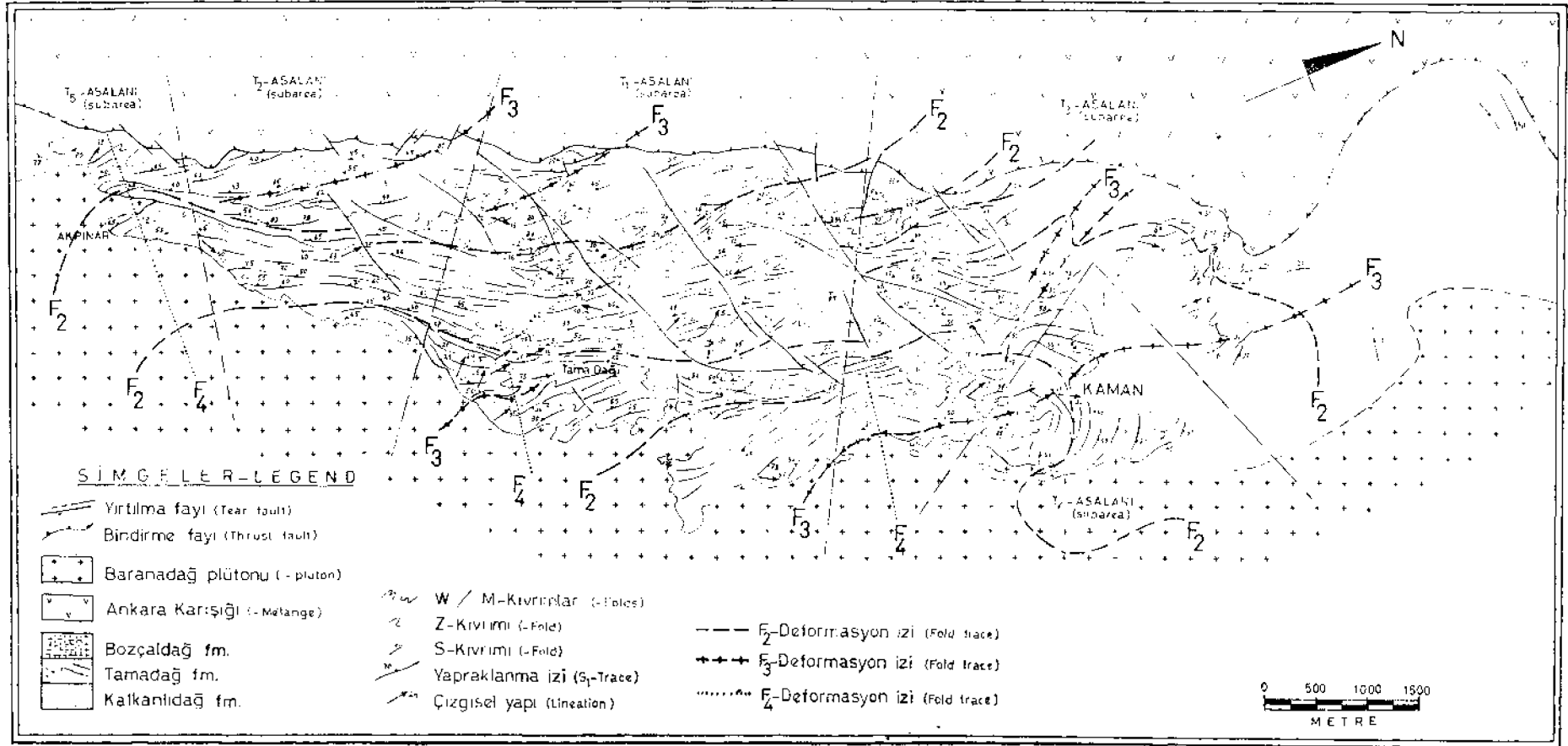
#### KAMAN DOLAYINDA ANKARA KARIŞIĞI'NIN İÇ YAPISI

Ankara Karışığı'nın Kaman çevresindeki yayılımı Seymen (1981b)'deki şekil 1'de gösterilmiştir. Yörede bu birimin litolojileri, başlıca iki ayrı özellikte topluluk oluşturacak şekilde izlenmiştir. Bunlardan biri, görünürde bir ofiyolit dizisini yansıtabilecek şekilde, piroksenit, hornblendit, gabronorit ve bantlı gabro ile bunları kesen mikrogabro ve dolerit damar kümelerinden oluşmuştur. Diğer topluluk ise, gözenekli ve spilitik bazalt lavları, piroklastik çökeller, volkanit-

lerle aratabakalı pelajik kırmızı biyomikrit, marn, çamurtaşı, şeyi ve vake türünde kumtaşları ile tabakalı ve koyu kırmızı renkli çörtlerden yapılmıştır. Bu kesim içinde, sınır ilişkileri iyi izlenememekle birlikte yabancı katkı oldukları fasiyes ayrıcalıkları ile anlaşılabilir, asitik ve hiperasitik bileşimli derinlik - sığsokulum - püskürük kayalar ve spartik kireçtaşı blokları da olağandır. Bu özellikleri ile, bir tektono - volkanosedimenter oluşuk şeklindeki Ankara Karışığı, içindeki litolojilerde gözlenen tektonik yönelimlerden ve birimin bölgesel yayılma geometrisinden anlaşıldığına göre, Kaman batısında batıdan doğuya, kuzey ve kuzeydoğusunda ise, kuzeyden güneye doğru sürüklenerek Kaman grubunu üzerlemiştir.

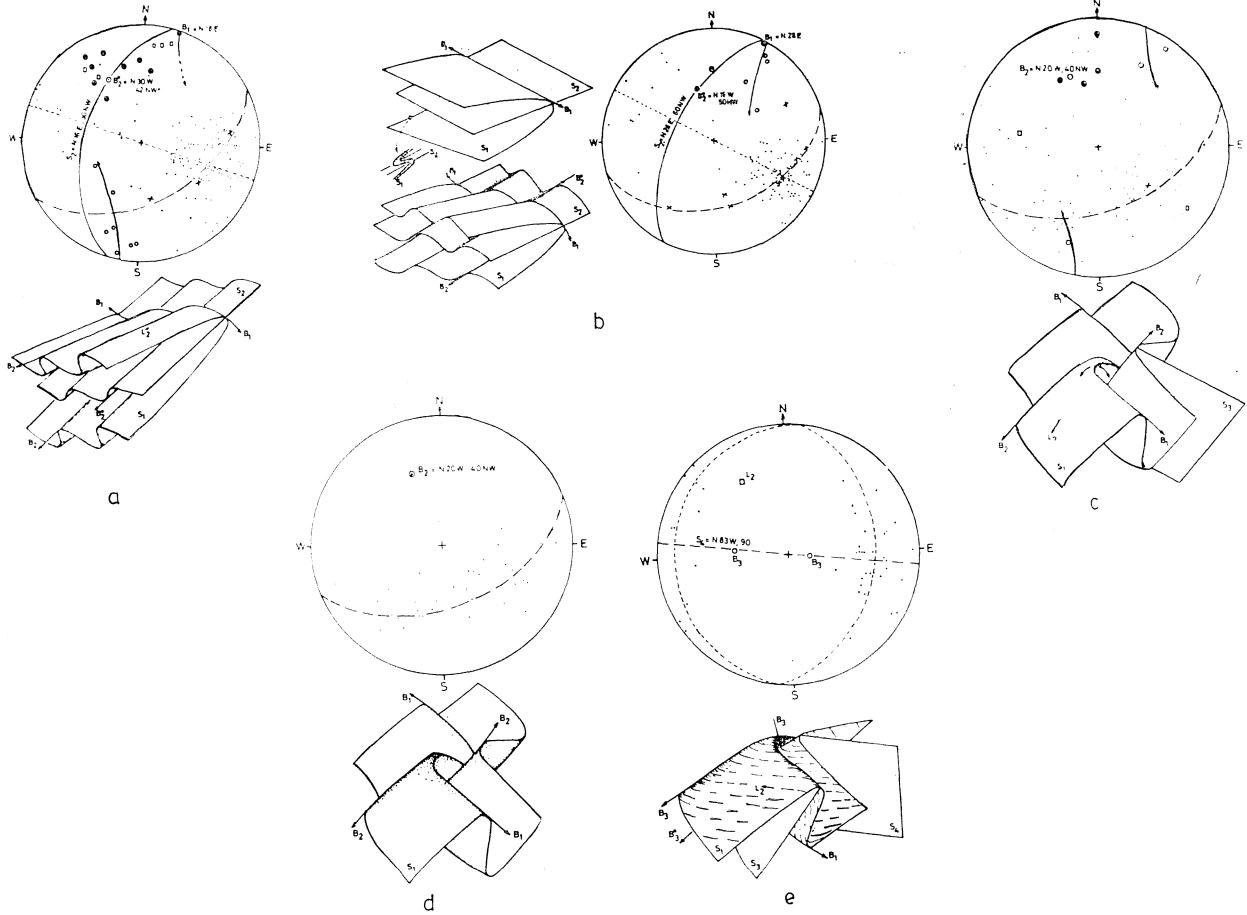
Kaman dolayında Ankara Karışığı içinde görülen ve yastık lavlar ile aratabakalı çökelmiş pelajik kireçtaşlarındaki mikrofaunaya göre, birimin oluştuğu ortam okyanusal niteliğini Kampanyende de korumuştur (Seymen, 1981a ve 1982). Ayrıca, Kaman güneybatısında, Kızılözü köyü yakınında, hem Kaman grubundan hem de bu karışıkta geçmiş, karasal - sığ denizel geçişli ve Geç Maastrichtiyen yaşlı Kartal ve Asmaboğazi Formasyonları ile açılı uyumsuz olarak





Şekil 1. Tamadağ asalanının yapısal haritası (Haritada Pliyosen yaşlı Kızılırmak Formasyonu gösterilmemiştir).

Figure 1. Structural map of the Tamadağ subarea (Pliocene - aged Kızılırmak Formation is omitted).



Şekil 3. Tamadağ alanı içinde seçilen beş ayrı asalana ( $T_1$ ,  $T_2$ ,  $T_3$ ,  $T_4$  ve  $T_5$ ) ilişkin doku ve yapı diyagramları :Doku diyagramlarında şistozite ve foliyasyon ( $S_1$ ), küçük noktalar;  $S_2$  -eksen düzlemleri, çarpılar;  $B_1$  -kıvrım eksenleri, içi boş noktalar;  $B_2$  - kıvrım eksenleri, iri noktalar, ve lineasyonlar ( $L_1$ ,  $L_2$ ,  $L_3$ ) dörtgenler ile gösterilmiştir. Blok diyagramlar, doku diyagramlarına ilişkin yapı geometrilerini ve kıvrılmış kıvrım mekanizmasını göstermektedir.

a :  $T_1$ - asalanına ilişkin 115  $S_1$ , 3  $S_2$ , 8  $B_1$ , 8  $B_2$ , 2  $L_2$ ;

b :  $T_2$  - asalanına ilişkin 80  $S_1$ , 8  $S_2$ , 5  $B_1$ , 2  $B_2$ ;

c :  $T_3$  - asalanı için 95  $S_1$ , 1  $S_2$ , 4  $B_1$ , 5  $B_2$ , 2  $L_3$ ;

d :  $T_4$  - asalanına ilişkin 34  $S_1$ ;

e :  $T_5$ -asalanı için 45  $S_1$ , 1  $L_2$  ölçümlerinden elde edilmişlerdir.

Figure 3. Structural and block diagrams for the five separate subdomains ( $T_1$ ,  $T_2$ ,  $T_3$ ,  $T_4$  and  $T_5$ ) selected within the Tamadağ area: Schistosity and foliation ( $S_1$  - planes) are shown by fine dots,  $S_2$  - axial planes by crosses,  $B_1$  - fold axes by small circles,  $B_2$  - fold axes by heavy dots and lineations ( $L_1$ ,  $L_2$ ,  $L_3$ ) by rectangles in the pole diagrams. Block diagrams represent the style and mechanism of superposed folding derived from fabric diagram-

a : Diagram drawn from 115  $S_1$ , 3  $S_2$ , 8  $B_1$ , 8  $B_2$ , and 2  $L_2$  observations in the  $T_1$  - subarea-

b : Diagram drawn from 80  $S_1$ , 8  $S_2$ , 5  $B_1$  and 2  $B_2$  observations in the  $T_2$  - subarea-

c : Diagram drawn from 95  $S_1$ , 1  $S_2$ , 4  $B_1$ , 5  $B_2$  and 2  $L_3$  observations in the  $T_3$  - subarea-

d : Diagram drawn from 34  $S_1$  observations in the  $T_4$  - subarea.

e : Diagram drawn from 45  $S_1$  and 1  $L_2$  observations in the  $T_5$  - subarea.

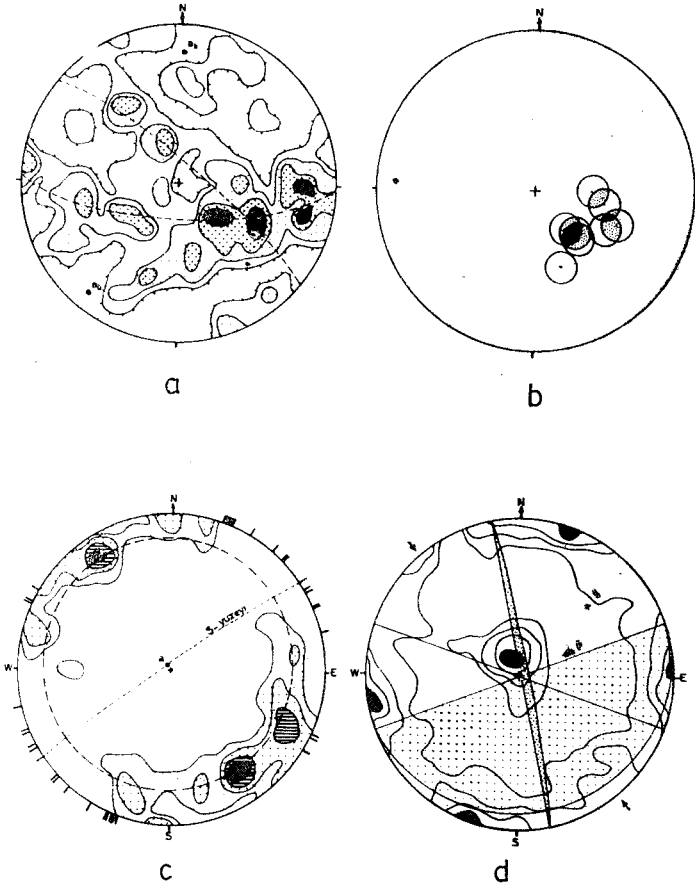
		DEFORMASYON EVRELERİ / PHASES OF DEFORMATION		
		F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>
ASALANLAR / SUBDOMAINS	T <sub>1</sub>	B <sub>1</sub> =K 18 D, ?0° S <sub>2</sub> =K 16 D, 50KB L <sub>1</sub> =K 10 D, 10 KD	B <sub>2</sub> <sup>0</sup> =K 30 B, 42 KB S <sub>3</sub> =? L <sub>2</sub> =K 33 B, 30 KB	B <sub>3</sub> =? S <sub>4</sub> =? L <sub>3</sub> =?
	T <sub>2</sub>	B <sub>1</sub> =K 30 D, 20 KD (B <sub>1</sub> <sup>0</sup> =K 28 D, 0°) S <sub>2</sub> =K 28 D, 60 KB L <sub>1</sub> =?	B <sub>2</sub> <sup>0</sup> =K 16 B, 50 KB S <sub>3</sub> =? L <sub>2</sub> =?	B <sub>3</sub> =? S <sub>4</sub> =? L <sub>3</sub> =?
	T <sub>3</sub>	B <sub>1</sub> =K 30 D, 20 KD =K 30 D, 20 GB S <sub>2</sub> =? L <sub>1</sub> =?	B <sub>2</sub> =K 20 B, 40 KB S <sub>3</sub> =? L <sub>2</sub> =?	B <sub>3</sub> =? S <sub>4</sub> =? L <sub>3</sub> =K 80 B, 18-38 GD-KB
	T <sub>4</sub>	B <sub>1</sub> =? S <sub>2</sub> =? L <sub>1</sub> =?	B <sub>2</sub> =K 20 B, 40 KB S <sub>3</sub> =? L <sub>2</sub> =?	B <sub>3</sub> =? S <sub>4</sub> =? L <sub>3</sub> =?
	T <sub>5</sub>	B <sub>1</sub> =? S <sub>2</sub> =? L <sub>1</sub> =?	B <sub>2</sub> =? S <sub>3</sub> =? L <sub>2</sub> =K 30 B, 35 KB	B <sub>3</sub> =K 83 B, 76 D =K 83 B, 56 B S <sub>4</sub> =K 83 B, 90° L <sub>3</sub> =?

Çizelge 2. F<sub>2</sub>, F<sub>3</sub> ve F<sub>4</sub> - Deformasyon evrelerine ilişkin yapıların, Tamadağ alanı içinde ayırtılan küçük asalanlardaki coğrafik konumlarını gösterir çizelge.

Table 2. Presenting the distribution and attitudes of various mesoscopic structures in each subdomain (T<sub>1</sub> to T<sub>5</sub>) selected in the Tamadağ area.

örtülmesi (Seymen, 1981a) nedeniyle de, birimin Kaman grubunu üzerleme yaşı Kampaniyen sonrası - Geç Maastrihtiyen öncesi olarak saptanmıştır. Bu gözlem ve bulguların ışığında, Orta Anadolu'nun bu kesimindeki Alpin yapıyı oluşturan ve Ankara Karışığı'nın iç yapısını kazandıran yakınsayan levha devinimleri Erken Kretase sonu ile Geç Kretase sürecine ilişkindir denebilir.

Yukarıda adı geçen doleritik damar kümeleri ile kesilmiş gabrolar ve ultramafitler, Ankara Karışığı'nın içinde ayrı bir dilim olarak izlenmektedir. Bunlar «Karakaya ultramafiti» olarak adlandırılmıştır. Bu oluşuk, Kaman batısında Hirfanlı - Gökeşme köyleri arasında GGB KKD, Kaman kuzeyinde Değirmenözü köyü dolayında ise, Kızılırmak Formasyonu altında az-çok D-B uzanımlı bir sı-



Şekil 4. a : Ankara Karışığı içindeki tortul tabaka ölçümlerinden elde edilmiş kontur diyagramı. 252 nokta. Konturlar : % 1-2-3-5. Karışması ile ilişkili tektonik eksen  $B_k = K - G$ ,  $15^\circ K$  konumudur. Üzerlemesi ile ilişkili tektonik eksen ise,  $B_u = K 38^\circ D$ ,  $10^\circ GB$  konumudur, b : Kartal ve Asmaboğazi Formasyonlarına ilişkin nokta-kontur diyagramı. Yörede monoklinal bir yapı sunan bu grubun tektonik gidişi, Ankara Karışığı'nın genel gidişine uygunluk göstermektedir- c : Baranadağ plütönündeki 207 primer foliyasyon ölçümlerine ilişkin kontur diyagramı- Konturlar : % 11-3-5-7 (10). Ayrıca, diyagramın çevresindeki kısa çizgiler otolit yönelimlerini göstermektedir. d : Aynı plütöndeki 575 çatlak ölçümüne ilişkin doku diyagramı. Konturlar : % 1-2-3-4 (6). Oklar, plütönün kırılma evresindeki en büyük asal gerilme yönünü göstermektedir.

Figure 4. a : Contoured diagram obtained from 252 poles to the bedding planes of the sedimentary lithologic units in the Ankara Melange. Contours : 1-2-3-5 % per 1 % area. Tectonic axis of the melange during subduction ( $B_k$ ) is found N-S,  $15^\circ N$  in direction. Hence, tectonic axis of the melange during obduction ( $B_u$ ) is interpreted as N  $38^\circ E$ ,  $10^\circ SW$  in direction- b : Contouring point diagram for the bedding planes of the Kartal and Asmaboğazi Formati-

ons. This group, which shows a monoclinial tectonic position in the area, has a tectonic trend parallel to the general strike of the Ankara Melange.

c : Orientation diagram drawn from 207 measurements of the primary foliations in the Baranadağ Pluton. Contours 1-3-5-7(10) %per 1 % area. In addition, short heavy lines around the periphery of the diagram indicate the trends of the long axes of the autoMths.

d : Orientation diagram drawn from 575 observations of the joints in the same pluton as in C. Contours : 1-2-3-4 (6) % per 1 % area. Arrows also indicate the direction of the greatest principle stress acting during the period when the pluton fractured.

nır boyunca Ankara Karışığı'nın volkanosedimanter kesimi üzerine (Seymen, 1981b'de şekil 1); Kaman doğusunda Kurancalı - Demirli köyleri arasında da Kaman grubu üstüne bindirmiş olarak görülür (Seymen, 1982). Birim içindeki bandlı gabro ve gabro - noritlerde ilksel foliyasyon,  $K 10^\circ D$ ,  $55^\circ KB$  konumlu; doleritik damarlar ise, dik veya dike yakın eğimlerde K-G gidişli olarak ölçülmüştür. Buna göre, Ankara Karışığı'nı oluşturan okyanusal kabuk altındaki üst mantonun dilimlenerek yukarıya doğru taşınması ve üzerlemesi sırasında, başlangıç (yatay) konumundan  $55^\circ$ lik dönme geçirdiği anlaşılmaktadır. Sözü edilen üzerleme sırasındaki taşınma - ötelenme ile dönme hareketlerine, birim içinde yer yer rastlanan kayma zonlarının (shear zones, ductile faults, Ramsay ve Graham, 1970; Seymen, 1970) oluşması da eşlik etmiştir.

Ankara Karışığı'nın volkanosedimanter kesimi içindeki kayaların, özellikle üzerleme, bindirme ve makaslama düzlemlerine bağlı olarak yeşilist fasiyes koşullarında ve görelî olarak yüksek sayılabilecek basınç altında başkalaşım geçirdikleri mikroskopik araştırmalar sonucu saptanmıştır. Ancak, bu metamorfizmaya eşlik etmesi beklenen bölgesel ve sıklüze kayaç - akmasına ve yapraklanmaya ilişkin yapılar ise hemen hemen hiç gelişmemiştir. Bu nedenle, birim içindeki yastık lavlar ile çağdaş tortul çökellerin tabaka konumları ve kıvrılma geometrilerinden, Ankara Karışığı'nın geçirmiş olduğu dalma-batma ve üzerleme mekanizmaları hakkında ancak bazı bulgular elde edilebilmiştir.

Tortul tabaka ölçümlerinin eşit - alan izdüşüm diyagramında değerlendirilmesiyle elde edilen sonuçlara göre, Ankara Karışığı'nın Kaman yöresinde belirgin tektonik yönelme vermeyen bir iç yapısı vardır (şekil 4a). Yine aynı doku diyagramında silik gelişmiş iki kuşak simetrisi izlenmektedir. Ankara Karışığı'ndaki bu doku simetrisi, olasılıkla birimin karışma ve üzerlemesindeki hareket simetrisini yansıtmaktadır. Nitekim,  $K 35^\circ D$ ,  $10^\circ GB$  gidişli tektonik yönelim ( $B_u$ ), karışığın Kaman grubunu üzerlediği düzlemin izine çakışık düşmektedir (şekil 1 ve şekil 4a). Buna göre, söz konusu tektonik gidiş Ankara Karışığı'nın üzerlemesi sırasında sürüklenmelere bağlı gelişmiştir denebilir. Diğer hareket simetrisini veren K-G,  $15^\circ K$  gidişli tektonik eksen ( $B_k$ ) ise, birimin karışma mekanizmasını; bir başka deyişle, yaklaşan (convergent) levha hareketlerinin b-kinematik eksen konumunu yansıttığı düşünülebilir.

Sonuç olarak, gerek kayaç çeşitleri ve fasiyesleri, gerekse metamorfizma türleri ve dereceleri bakımından Kaman grubu ile büyük ayrıcalıklar gösteren Ankara Karışığı'nın (Seymen, 1982) iç yapısı Kaman grubunun iç yapısıyla uyuşmamaktadır (şekil 2, 3 ve 4a). Buna karşılık, karışığın gösterdiği hareket simetrisi, giderek batıya doğru göç eden ya da, çarpışmaların en son evrelerinde gizlenmiş olarak etkinlik gösteren Alpin dalma-batma zonuna bağlı gelişmiş, Paleosen yaşlı Baranadağ plütununun iç yapısıyla az - çok uyuşum içindedir (şekil 4).

#### ENGEÇ KRETASE - PALEOSEN YAŞLI TORTUL VE VOLKANİK ÖRTÜLERİN TEKTONİK DURUMLARI

Yörede yaygın görülen Kaman grubu, Ankara Karışığı ve Baranadağ plütunundan başka, Geç Maastrichtiyen yaşlı Kartal ve Asmaboğazı Formasyonları ile Engeç Kretase -Paleosen yaşlı Kötüdağ volkaniti de dar alanlarda yüzlek vermektedir (Seymen, 1981b'de şekil 1).

Ankara Karışığı üzerinde açılı uyumsuzlukla duran Kartal ve Asmaboğazı Formasyonları, adı geçen karışığın uzantısına koşut, KKD -GGB gidişlidir (şekil 4b). Batıya eğimli monoklinal bir yapı gösteren bu istif, yine Ankara Karışığı tarafından KKD-GGB gidişli bir bindirme ile örtülmektedir. Bu bindirmenin konumu, Ankara Karışığı'nın üzerlemesine bu kesimde koşuttur. Yüzlekte, Asmaboğazı Formasyonu'nun genelinde ezikli ve kırıklı bir yapı gösterdiği ve birim içindeki kireçtaşlarında var olan makro-fosillerin deforme oldukları izlenmektedir. Ayrıca birim, çeşitli ölçekte yırtılma fayları ile kesilmiştir.

Kartal ve Asmaboğazı Formasyonlarına ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen doku diyagramı monoklinal yapıyı gösteren aksiyal bir simetri vermektedir. Bu simetrisinin gidişli Ankara Karışığı'nın üzerleme sırasındaki tektonik gidişe (B<sub>1</sub>) az-çok paralellik göstermektedir (şekil 4a ve 4b). Buna göre, Ankara Karışığı'nın üzerlemesine neden olan levha devinimlerinin Üst Maastrichtiyen sonlarında da aynı yönde etkin olduğu kanıtlanmaktadır.

Kaman kuzeyinde Değirmenözü köyü dolaylarında, riyolitik, riyodasitik ve dasitik bileşimli lav, tüf ve sıg - sokulum kayaçları, Pliyosen yaşlı karasal tortul örtü altından yer yer yüzlek verir (Seymen, 1981b). Bu volkanitlerin alt ve üst sınır ilişkileri H. Kara'nın (1981, sözlü görüşme) Çiçekdağ (Kırşehir) dolayındaki gözlemleri ile aydınlatılmıştır. Yaşı bilinen diğer birimlere bağlı olarak stratigrafik konumunun çıkartılabildiği Kötüdağ (Çiçekdağ) ve çevresine göre, bunlar, «Kötüdağ volkaniti» olarak adlandırılmış ve Engeç Kretase - Paleosen yaşlı olabilecekleri saptanmıştır. Hem yazarın saha gözlemlerinden, hem de H. Kara'nın (1981, sözlü görüşme) jeoloji haritalarından bu birimin, genellikle ya Ankara Karışığı üzerinde lav akıntıları şeklinde durduğu ve ilk yatay konumlarını koruduğu, ya da, damarlar şeklinde bulunduğu; bir başka deyimle kıvrımlanmamış oldukları ortaya çıkartılmıştır. Sanver ve Ponat (1980)'ın paleomağnetik araştırmalarından da bu gözlemleri doğrulayan bulguların elde edildiği görülmektedir.

#### BARANADAĞ PLÜTONUNUN TEKTONİĞİ

Baranadağ plütunu genel olarak porfirik dokulu granit, granodiyorit, kuvarsmonzonit ve kuvarsdiyorit bileşim-

li ve kaba taneli derinlik kayaçlarından; apofiz, stok ve damarlar şeklinde yantaşları kestiklerinde, adı geçen kayaçların mikro fasiyeslerinden ve ayrıca, apolit, turmalinli ve muskovitli pegmatit damarlarından oluşmaktadır.

Kaman kuzeydoğusunda Buzlukdağ'da ve İshocalı köyü dolaylarında yüzlek veren nefelinli ve lösitli porfirlerden oluşan Buzlukdağ plütununun damar taşları şeklinde lösitli - nefelinli trakit damarları Tamadağ doğusunda Baranadağ plütununun kesmektedir (Seymen, 1981a). Böylece, yörede silisçe doymuş magma sokulumunu, doymuş olmayan diğer bir magma sokulumunun izlediği anlaşılmaktadır. Fakat, bu çalışmada yalnızca Baranadağ plütununun tektoniği incelenmiştir.

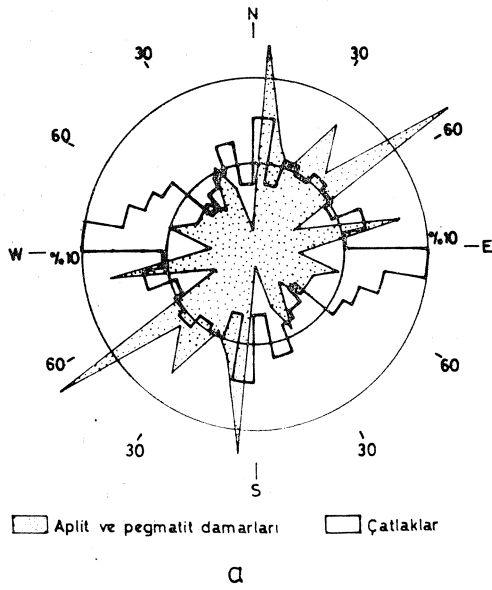
Baranadağ plütununda 3-5 cm uzunlukta iri feldispat kristallerinin akma izini (primary foliation) belirlediği ve otolitlerin uzun eksenlerinin düzenli yönelim gösterdiği gözlenmektedir. Bu birincil yapı öğelerinin (primary structure) mesoskopik ölçümleri ile, plütunun yerleşme mekanizması üzerine bazı sonuçlar elde edilmiştir. Akma izlerinin plütun içindeki konumları, doku diyagramında incelendiğinde, merkezsel küçük kuşak simetrisi vermektedir (şekil 4c). Bu simetrisinin merkezi, beklendiği gibi magma yükseliminin a - kinematik eksen yönünde gerçekleştiğini belirtmektedir. Ayrıca, otolit uzanımları ile akıntı izi dağılımları birlikte yorumlandığında, plütunun iç yapı simetrisi ile KKD-GGB gidişli olan uzun eksen uyumu içindedir. Buna göre, plütunun yerleşmesi sırasında etkiyen sıkışma hareketlerinin yönü B KB - D GD dur. Bu yön, Ankara Karışığı'nda izlenen ve üzerlemesiyle ilişkili olan B<sub>1</sub> - tektonik gidişle yaklaşık olarak çakışmaktadır.

Plütunun sünek ve gevrek kırılma (ductile and brittle fracturing) dönemlerine ilişkin damar ve çatlak dağılımları doku ve gül diyagramlarında ayrıca incelenmiştir (şekil 4d ve 5a). Bunların dinamik yorumundan, plütunun kırılma evresinde kabuk içindeki en büyük asal gerilmelerin yönünün KB - GD olduğu görülür. Paleosen plütunu etkileyen bu en büyük asal gerilme konumu ile, Ankara Karışığındaki B<sub>1</sub>-tektonik eksenini veren doku simetrisi, dolayısı ile, karışığın şekillenmesine neden olan levha devinimlerinin simetrisi az - çok uyuşmaktadır.

Bu bulguların ışığında, her ne kadar bölgede Baranadağ plütunu Ankara Karışığı'ndan bağıl olarak daha genç ise de, karışığın üzerlemesini ve plütunun sokulumunu gerçekleştiren gerilmelerin yöndeş olduğu ortaya çıkmaktadır.

#### TERSİYER ÖRTÜNÜN TEKTONİK DURUMU

Kaman güneyinde, Orta Anadolu Masifi'nin metamorfik ve kristalin temeli üzerinde açılı uyumsuzluk ile oturan Eosen yaşlı çökeller izlenmektedir (Seymen, 1981b; Okay, 1981). Stratigrafik ve sedimentolojik gelişimleri Oktay (1981) tarafından incelenen bu oluşukların kıvrımlanmadıkları, ancak genç bindirme hareketlerine bağlı olarak yerel sürüklenme bükülmesi şeklinde yapı kazandıkları belirtilmiştir. Bu makalenin yazarı da, aynı şekilde, Kaman güneyinde ve Hirfanlı köyü dolayında (Seymen, 1981b'de şekil 1) Eosen yaşlı çökellerin tektonik durumlarının ilksel konumda olduğunu gözlemiştir. Bu nedenle, tabaka ölçümlerine ilişkin doku diyagramında merkezsel aksiyal simetri elde edilmiştir (şekil 5b). Fakat, Hirfanlı baraj aksının güne-



b : Orientation diagram of the bedding planes measured in the Eocene sedimentary formations. 100 observations. Contours : 2-6-10-15-30 (34) % per 1 % area. The diagram having an axial fabric symmetry in the centre shows that the beds are unfoliated-

c : Pole diagram for the bedding planes of the Eocene sediments within the imbrication zone of the Savcılı thrust belt near to the south of the Hirfanlı Dam- Poles in the centre are of the beds having initial dip angles between 7° to 15° to the south. Poles in the southern part of the diagram belong to the beds of the normal and northward dipping limb of the partly disturbed sediments. Last, poles in the north of the diagram are for the reversed limb dipping to the south.

yinde açıkça izlendiği gibi, Üst Eosen - Pliyosen zaman aralığında etkin olmuş kuzey yönlü bindirmeler nedeniyle, söz konusu çökellerin tabakaları bindirme faylarına yaklaştıkça kuzeye doğru bükülmekte, eğik, dik ve hatta devrik konumlar kazanmaktadır. Bu durumu kanıtlayan nokta diyagramı şekil 5c'de görülmektedir.

Bu son bölümdeki açıklamaların ışığında, Paleosen başlarından itibaren günümüze değin, sedimantolojik araştırmalar ile de denştirildiği gibi (Oktay, 1981), Kaman yöresinin yükselme (uplifting), alçalma (block - faulting) ve neotektonik nitelikteki bindirme tektonizması geçirmiş olmasına karşın, bu süreç içinde oluşan volkanik ve tortul örtülerin kıvrımlanma geçirmediği sonucuna varılmaktadır.

## SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

Kaman grubunun (Orta Anadolu Masifi'nin metamorfitletlerinin), önce ilerleyen sonra gerileyen tarzda, düşük basınç - yüksek sıcaklık başkalaşımı (Seymen, 1981b) sırasında dört evreli plastik deformasyon geçirdiği saptanmıştır. Sözü edilen deformasyon evrelerinden birincisinde ( $F_1$ ), genellikle meta - tortul istif olan Kaman grubu (Seymen, 1981a ve 1982) içindeki kayaların, şiddetli deformasyon geçirecek yeniden kristalleşme, basınç erimeleri ve akma sonucu ilksel tabakalaşmasını ( $S_0$ ) yitirdikleri; belirgin ve sıkdüze gelişmiş yapraklanma ve foliyasyon düzlemleri ( $S_1$ ) kazandıkları görülmüştür. Bu evreyi izleyen  $F_2$  - deformasyon evresinde, bükülme - sıkışma veya benzer kıvrımlanma ile izoklinal yapılar;  $F_3$  - evresinde kayma - bükülme şeklinde gelişen, eksen düzlemi eğik dalımlı kıvrımlar;  $F_4$  - evresinde ise, benzer mekanizma ile, fakat eksenleri dikçe dalımlı bakışsız açık kıvrımlar oluşmuştur. Ayrıca, bu yapıların eksen ve eksen düzlemlerine koşut mineral yönelim lineasyonları ( $L_1, L_2, L_3$ ), buruşma dilinimleri ( $S_2, S_3, S_4$ ) ve kırışma lineasyonlarının ( $Lk_1, Lk_2, Lk_3$ ) da gelişmiş olduğu gözlenmiştir. Burada açıklanan çeşitli boyuttaki yapıların coğrafik gidişlerinin ise, yaşları bilinen ve Alpin kabuk devinimleri ile oluşmuş ve şekillenmiş daha genç birimler tarafından, üzerleme, yerleşme ve örtülme gibi uyumsuzluklar ile kesildiği ortaya çıkarılmıştır (şekil 1) ..

Şekil 5. a : Baranadağ plütönündeki aplit - pegmatit damarları ile çatlak düzlemlerinin gidişlerini gösterir gül diyagramı.

b : İnceleme alanındaki Eosen yaşlı birimlerin tabaka ölçümlerine ait doku diyagramı. 100 ölçü. Konturlajr: %2-6-10-15-30 (34). Diyagram yatay tabakalı (kıvrımlanmamış) yapıyı kanıtlayan merkezsiz aksiyal simetri göstermektedir.

c : Savcılı bindirme zonu içinde Eosen yaşlı tabakalara ilişkin nokta diyagramı. Merkezdeki nokta kümesi sürüklenmeye uğramamış tabakaların 7°-15° güneye eğimli olan başlangıç konumunu; diyagramın güneyindeki nokta kümesi, kuzeye eğimli normal kanadı, ve kuzeydeki nokta kümesi ise, devrik ve güneye eğimli kanadı temsil etmektedir. Ölçümler Hirfanlı baraj aksı dolayında yapılmıştır.

Figure 5. a : Rose diagram showing the general strikes of the aplitic and pegmatitic dykes (stippled rose) and joints (white rose) in the Baranadağ Pluton.

İnceleme alanında Kaman grubu, Ankara Karışığı tarafından, Kaman batısında KKD - GGB, kuzeyinde ise az - çok D - B gidişli bir tektonik dokanak boyunca örtülmektedir. Yörenin stratigrafik gelişiminden Ankara Karışığı'nın üzerleme yaşı Kampaniyen sonrası - Üst Maastrichtiyen öncesi olarak bulunmuştur. Buna göre, oluşuğun dalma - batma zonundaki karışması Kampaniyen ve öncesi dönemlere ilişkindir denebilir. Adı geçen dönemlerde, Ankara Karışığı'nın karışması ve üzerlemesi sırasında, ilişkin olduğu okyanus kabuğu altındaki üst manto gerecinin dilimlenerek yer kabuğunun üst kesimlerine taşınırken ilk yatay konumundan 55° lik dönme geçirdiği gözlenmiştir. Volkanosedimanter kesiminin ise, önce B - D, sonra B KB - D GD yönlü levha yaklaşımları ile, karşılıklı olarak, önce dalma-batmaya ve karışmaya uğradığı sonra da Kaman grubunu üzerlediği ortaya çıkarılmıştır.

Metamorfizma derecesi ve türü, kayaç bileşimleri ve fasiyesleri ile iç yapısı bakımından Kaman grubuna benzerlik göstermeyen Ankara Karışığı'nın oluştuğu ortam, çevredeki diğer araştırmalara (Akyürek, v.d., 1980; Batman, 1978; Norman, 1972) göre, Jurada açılmaya ve okyanuslaşmaya başlamıştır. Böylece, Kaman grubunun, yükselme ve kırıklanma evresi (F<sub>5</sub>) ile birlikte bugünkü iç yapısını kazanması Jura öncesi, daha genel bir deyişle Mesozoyik öncesi zaman ve/veya zamanlara ilişkin olduğu kanıtlanmaktadır.

Ankara Karışığı'nın tektonik özellikleri, diskordan olarak örtüldüğü Geç Maastrichtiyen yaşlı Kartal ve Asmaboğazi Formasyonlarının gidişliyle ve ayrıca, sıcak dokanaklar boyunca kesildiği Paleosen yaşlı Baranadağ plütonunun tektonik öğeleri ile uyumaktadır. Bu nedenle, Ankara Karışığı, Kartal ve Asmaboğazi Formasyonları ile Baranadağ plütonunun aynı tektonik rejim altında bugünkü yapılarını kazanmış oldukları sonucuna varılmıştır.

İncelenen bölgenin, Üst Maastrichtiyen sonu ya da Paleosen başı ile günümüz arasında yükselmeler, alçalmalar, blok - faylanmalar ve bindirmeler şeklindeki kabuk devinimlerine uğradığı, fakat Engeç Maastrichtiyen - Paleosen yaşlı püskürük ve Eosen yaşlı tortul örtülerde açıkça izlendiği gibi, kıvrım tektonizması geçirmediği gözlenmiştir.

#### KATKI BELİRTME

Yazar, bu yazıya kaynak olan çalışmaların, «Kırşehir Masifi ve Örtüsünün Jeolojisi (DC. 7)» projesi şeklinde sürdürülmesinde destek ve teşvikte bulunan M.T.A. Jeoloji Dairesi Eski Başkanlarından Doç. Dr. E. Bingöl'e; arazi çalışmaları sırasında projeyi büyük bir ciddiyet ve özveri ile yürüten Jeoloji Yük. Müh. H. Kara'ya; her dönemde olduğu gibi yazarın çalışmalarında görüş ve yardımlarını esirgemeyen ve yazıyı okuyup değerli eleştirilerde bulunan Doç. Dr. F.Y. Oktay'a; İngilizce özeti okuyup düzeltme zahmetine katlanan Dr. A.M.C. Şengör'e teşekkürü içten gelen bir borç bilir.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

- Akyürek, B., Bilginer, E., Çatal, E., Dağar, Z., Soysal, Y. ve Sunu, E., 1980, Eldivan - Şabanözü (Çankırı), Has-ayaz - Çandır (Kalecik - Ankara) dolayının jeolojisi. M.T.A. Rapor no : 6741 (Yayınlanmamış) •
- Batman, B., 1978, Haymana kuzeyinin jeolojik evrimi ve yöredeki melanjin incelenmesi I : Stratigrafi birimleri. Yerbilimleri, 4 95 - 124.
- Cloos, H., 1929, Zur Mechanik der Randzonen von Gletschern, Schollen und Plutonen. Geol. Rundschau, 20, 66 - 75.
- Fleuty, M.J., 1964, The description of folds. Geol. Assoc Proc, 75.,461-492.
- Miyashiro, A., 1973, Metamorphism and Metamorphic Belts. George Allen and Unwin, London, 492 s.
- Norman, T., 1972, Ankara bölgesinde Üst Kretase - Alt Tersiyer istifinin stratigrafisi. Türkiye Jeol. Kur. Bült., XV. 172 -180.
- Oktay, F.Y., 1981, Savcılıbüyükoba (Kaman) Çevresinde Orta Anadolu Masifi Tortul Örtüsünün Jeolojisi ve Sedimentolojisi, Doçentlik Tezi, İ-T-Ü. Maden Fakültesi, İstanbul, 175 s. (Yayınlanmamış).
- Ramsay, J.G., 1967, Folding and Fracturing of Rocks- McGraw Hill Book Co., New York, 568 s.
- Ramsay, J.G. ve Graham, R.H., 1970, Strain variation in shear belts. Canadian J. of Earth Sci., 7, 786 - 813.
- Sanver, M. ve Ponat, E., 1980, Paleomagnetism of the magmatic rocks in Kırşehir and surrounding area- Kandilli Observatory Publ., İstanbul, 11s.
- Seymen, İ., 1970, Petrofabric study of ashear zone. M. Sc Thesis, University of London, London, 40 s. (Yayınlanmamış).
- Seymen, İ., 1981a, Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir Masifi'nin stratigrafisi ve metamorfizması. Türkiye Jeol. Kur. Bült, 24,101 - 108.
- Seymen, İ., 1981b, Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir Masifi'nin metamorfizması. Türkiye Jeol. Kur. 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı İç Anadolu'nun Jeolojisi Simpozyumu, s. 12 -15-
- Seymen, İ., 1982, Kaman Dolayında Kırşehir Masifi'nin Jeolojisi, Doçentlik Tezi, İ.T.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul, 164 s. (Yayınlanmamış).
- Sugimura, A. ve Uyeda, S., 1973, Island Arcs, Japan and Its Environs. Developments in Geotectonics, 3, Elsevier, Amsterdam, 247 s.
- Turner, F.J. ve Weiss, L.E., 1963, Structural Analysis of Metamorphic Tectonites- McGraw Hill Book Co., New York, 545 s.

Yazının geliş tarihi : Şubat 1983

Yayıma verildiği tarih : Ocak 1984





# Menderes Grubu kayalarının temel-örtü ilişkisine yapısal bir yaklaşım (Selimiye-Muğla).

A structural approach to the basement -cover relationship of Menderes Group rocks (Selimiye-Muğla).

ALİ ÖZTÜRK Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Sivas.  
ALİ KOÇYİĞİT Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeol. Müh. Böl., Ankara.

**ÖZ :** Menderes Grubu, biri migmatit ve gnaylardan oluşan temel, diğeri ise, ince taneli turmalinli gnays, granatlı mikaşist, mermer, kuvarsit, epidot - kloritoyid şist ve kalk şist ardalanmasından oluşan örtü olmak üzere, iki ana birimle temsil edilir- Yapraklanma, çatlaklar, damarlar, kıvrım eksenleri, çeşitli mineral ve kuvarsfeldspat gözlerinin çizgisel dizilimi ve sucuk yapıları gibi önemli yapı öğelerinin, temel ve örtü içinde farklı yönelim göstermesi (temelde KD-GB, örtüde KB-GD), diğer saha ve laboratuvar verileriyle birlikte değerlendirildiğinde, temel - örtü ilişkisinin bir açıllı uyumsuzluk olduğu görülür. Ayrıca, temel ve örtüdeki bu yapısal düzen farklılığı, şimdiye değin benimsenene aykırı olarak, Menderes Grubu kayalarının genel yapısının dom olmadığını da göstermektedir. Migmatitleşmede, anateksis sonrası oluşuklarından olan kuvars damarlarının, temelden başka, örtünün alt düzeylerinde de yoğunlaşmış bulunması, migmatitleşmenin, örtü kayalarının çökeliminden sonra, büyük olasılıkla Erken Alpin evrede geliştiğine bir kanıttır.

**ABSTRACT :** Menderes Group is characterized by two main lithologie units, one of which is basement rocks consisting of migmatite and augen gneisses, and the other is cover rocks composed of alternation of finegrained gneiss with tourmaline, micasehist with garnet, marble, quartzite, epidote - chloritoid schist and calcschist. The evaluation of the different orientation (NE-SW in basement, NW-SE in cover) of the main tectonic elements, such as foliation, joints, veins, fold axes, linearity of various minerals and quartzo-feldspatic augens and boudinage developed in both basement and cover rocks, together with the other field and laboratory evidences indicates that the relationship between the basement and the cover is an angular unconformity. In addition contrary to the former ideas, these different tectonic patterns in both basement and cover rocks indicate that the general structural shape of Menderes Group is not a dome. The concentration of quartz veins, which are the post - anatexitic features in migmatization, in both basement and the lower part of cover rocks implies that the migmatization has mostly occurred during an early Alpine orogenic phase, after the deposition of the cover rocks.

## GİRİŞ

Tokat, İlgaz, Bolu, Kırşehir, Uludağ, Kazdağ ve Menderes masifleri gibi, genel olarak «Masif» diye anılan, değişik derece ve yaş konaklarında başkalaşım geçirmiş temel kayaların, tüm jeoloji özellikleriyle bilinmesi, Türkiye'nin jeoloji evriminin açıklanmasında, çözüm bekleyen önemli bir sorundur. Sözü edilen bu kaya grupları ile ilgili jeoloji çalışmaları, son yıllarda hız kazanmış olmasına karşın, bugün için yeterli değildir. Bununla birlikte, konuyla ilgili ayrıntılı çalışmalara girildiğinde, değerli bulguların elde edildiği de bir gerçektir.

Menderes Grubu (1) kayaları ve yakın dolayında yapılan değişik amaçlı çalışmalar (Hamilton ve Strickland, 1840; Tchihatcheff, 1869; Egeran ve Yener, 1944; Onay, 1949;

Flügel ve Metz, 1954; Kaaden ve Metz, 1954; Nebert ve Ronner, 1956; Tokay ve Erentöz, 1959; Schuiling, 1958,1962; Wipern, 1964; Akartuna, 1965; Graciansky, 1965; Abdüsselamoğlu, 1965; Brinkmann, 1966; Ketin, 1966; Başarır, 1970; İzdar, 1971; Dora, 1975, 1981; Öztürk ve Koçyiğit, 1976, 1982; Akdeniz ve Konak, 1979; Evirgen, 1979; Çağlayan ve diğerleri, 1980; Akkök, 1981), önemli bulgular yanında, bazı temel sorunları da ortaya koymuştur. Önemli sorunlar arasında Menderes Grubu kayalarının genel yapısı, kökeni, oluşum ve başkalaşım yaşı, temel - örtü ilişkisi ve örtü birimleri arasında gözlenen başkalaşmış ultramafitlerin stratigrafik ve tektonik konumları sayılabilir.

Menderes Grubu'nun genel yapısının bir dom biçiminde olduğu, hemen hemen tüm araştırmacılarca benimsen-

(1) İlkın Egeran ve Yener {1944} tarafından «Menderes Masifi» olarak tanımlanan kaya topluluğu, stratigrafi adlama kurallarına uymadığından, «Menderes Grubu» olarak değiştirilmiş ve bazı formasyonlara ayrılmıştır (Öztürk ve Koçyiğit, 1982). Bu yazıda da Menderes Grubu terimi ve onu oluşturan formasyon adları kullanılmıştır.

miş olmasına karşın, ileride değinileceği gibi, yazarlar bu görüşe katılmamaktadır.

Bazı araştırmacılara göre (Flügel ve Metz, 1954; Akartuna, 1965; Graciansky, 1966; İzdar, 1971), Menderes Grubu'nun temeli magmatik kökenli; diğer bazılarının göre de (Schuiling, 1958, 1962; Başarı, 1970; Dora, 1975; Öztürk ve Koçyiğit, 1976, 1982; Akdeniz ve Konak, 1979; Çağlayan ve diğerleri, 1980) sedimanter kökenlidir. Yine aynı şekilde, temel ve örtü için öngörülen yaş konakları da değişkendir. Örneğin, Kaaden ve Metz (1954), Schuiling (1962), Brinkmann (1966), Öztürk ve Koçyiğit (1976, 1982) temel kayabirimlerinin Kambriyen öncesi oluştuğunu belirtirlerken; örtünün de Silüriyen - Triyas aralığında (Öztürk ve Koçyiğit, 1982) ya da Üst Devoniyen - Paleosen aralığında (Çağlayan ve diğerleri, 1980) çökelmiş olduğu varsayılmaktadır. Diğer taraftan, temelin, Alt Paleozoyik sırasında (Hersiniyen öncesi) ilk başkalaşımı geçirdiği (Schuiling, 1962; Başarı, 1970; İzdar, 1971, Öztürk ve Koçyiğit, 1976, 1982; Akdeniz ve Konak, 1979); Üst Paleozoyik ve daha sonrasında

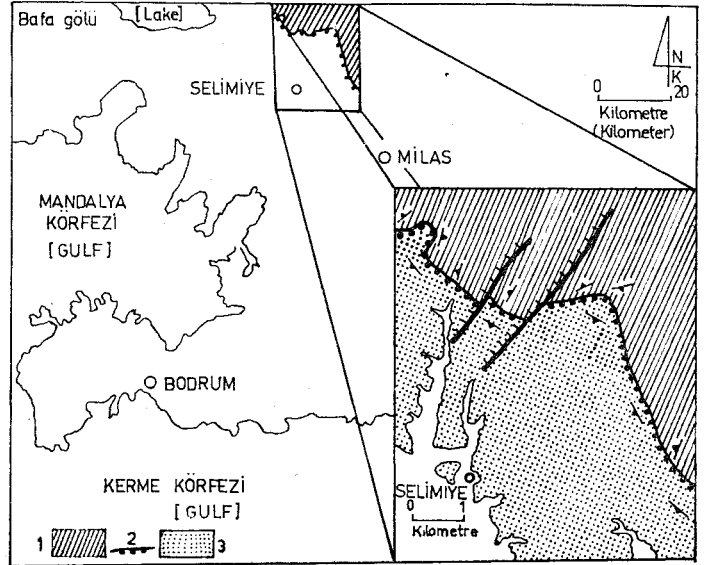
ise, örtüyle birlikte ikinci kez başkalaşıma uğradığı önerilmektedir (Dora, 1981; Dürr, 1975). Ayrıca retrograd türü üçüncü bir başkalaşımın etki ve varlığından da söz edilmektedir (Dora, 1981).

Temel ile örtü arasındaki ilişkiye gelince, bu konuyla ilgili görüşler de farklıdır. Bazı araştırmacılar (Schuiling, 1958, 1962; Graciansky, 1965; Brinkmann, 1966; Başarı, 1970; İzdar, 1975; Öztürk ve Koçyiğit, 1976, 1982; Akdeniz ve Konak, 1979; Çağlayan ve diğerleri, 1980), bu ilişkinin bir uyumsuzluk (unconformity) olduğunu belirtirlerken; diğer bazıları da (Flügel ve Metz, 1954; Wippert, 1964; Akartuna, 1965; Abdüsselamoglu, 1965; Ketin, 1966), temel ve örtünün sürekliliğinden, bir başka deyişle, arada stratigrafik bir boşluğun bulunmadığından söz etmektedirler.

Buraya değin, Menderes Grubu kayaları ile ilgili önemli sorunlar ve bunlarla ilgili görüşler, öz olarak sunulmuştur. Bu yazıda ise, temel ve örtü arasındaki ilişki, yapısal bir yolla irdelenecek, ayrıca, yeni tektonik dönemde (neotektonik dönemde) Menderes Grubu kayalarını etkileyen tektonizma türü ve ilgili yapılardan söz edilecektir. Temel ve örtü arasındaki ilişkiye yapısal bir çözüm getirebilmek için, her iki birimin de yüzeylediği Selimiye (Muğla) dolay (1/25.000 ölçekli, Aydın N19-a2 paftasıyla temsil edilen alan) çalışma alanı olarak seçilmiş ve ayrıntılı jeoloji haritası yapılmıştır (Şekil 1).

## GENEL STRATİGRAFİ

Çalışma alanı içinde, Menderes Grubu kayalarının alt düzeyleri, siğ denizel kırıntılıların almandin - amfibolit fasiyesinde başkalaşıma uğramasıyla oluşmuş; miğmatit ve gnayslarla temsil edilmektedir (Schuiling, 1958, 1962; Akdeniz ve Konak, 1979). Çoğu araştırmacılarca Çekirdek olarak anılan bu düzey kayaları, Beşparmak formasyonu olarak tanımlanmış olup (Öztürk ve Koçyiğit, 1982), Menderes Grubu'nun temelini oluşturur ve çalışma alanının kuzey kesiminde yüzeyler (Şekil 1, 2). Temel üzerinde açılı uyumsuzlukla yer alan, birbirleriyle yanal - düşey geçişli kayaların (başlıca çakıltası, kumtaşı, silttaşı, şeyl - marn, kireçtaşı) yeşilist fasiyesi koşullarında başkalaşım geçirmesiyle oluşmuş ince taneli turmalinli gnays, granatlı miğmatit, mermer, kuvarsit, epidot - kloritoyid şist ve kalkışit ardalanmasının temsil ettiği metamorfite ise, Kılavuz for-



Şekil 1 : Çalışma alanının bulduru ve yalınlaştırılmış jeoloji haritası. 1 : Beşparmak formasyonu (Temel); 2 : Temel-örtü dokunağı (açılı uyumsuzluk); 3 : Kılavuz formasyonu (örtü).

Figure 1 : Location and simplified geologic map of the studied area. 1 : Beşparmak formation (Basement); 2 : Contact (angular unconformity) between basement and cover; 3 : Kılavuz formation (Cover).

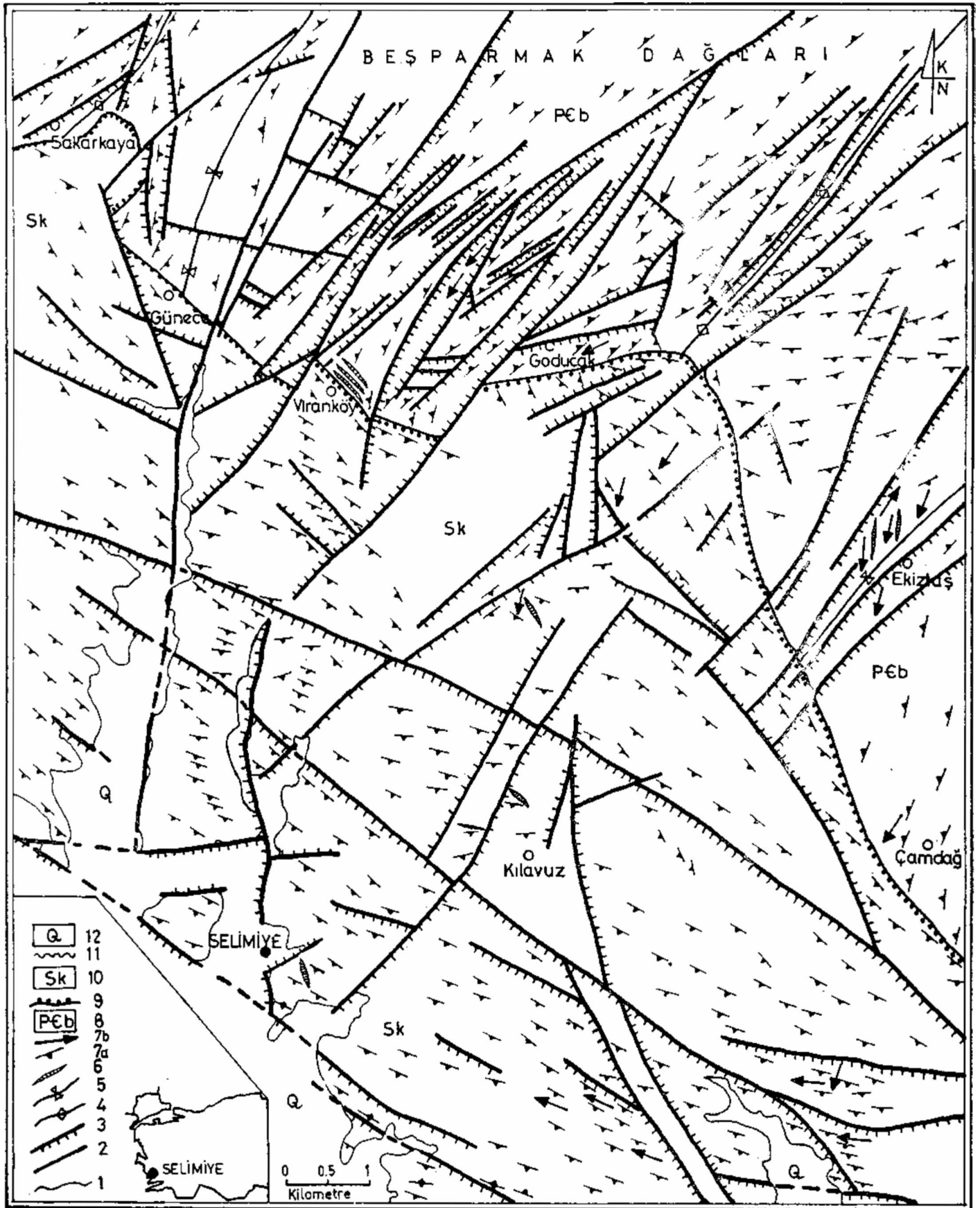
masyonu olarak adlandırılmıştır (Öztürk ve Koçyiğit, 1976, 1982). Düşük dereceli bu metamorfite, çalışma alanının güney yarısında yüzeyler ve Menderes Grubu kayaların örtüsü olarak anılan kesimin alt yarısını oluşturur (Şekil 1,2).

## Temel - Örtü dokunağı

Temel - örtü dokunağı, yaklaşık olarak, çalışma alanının kuzeybatısında Sakarkaya köyü güneyinden başlayıp, güneydoğu ve doğuya doğru Günece, Viranköy, Goducak, İkiztaş ve Çamdağ köylerine yakın bir uzanım gösterir. Bu uzanım boyunca, birçok kez, KD-GB doğrultulu basamak türü normal faylarla ötelenir (Şekil 2).

Şekil 2 : Çalışma alanının yapı haritası. 1 : dokanak; 2 : Düşey fay; 3 : Normal fay; 4 : Antiklinal eksen; 5 : Senklinal eksen; 6 : Kuvars damarı; 7a : Yapraklanma doğrultu ve eğimi; 7b : Çizgisel yapı; 8 : Beşparmak formasyonu; 9 : Temel-Örtü dokunağı (açılı uyumsuzluk); 10 : Kılavuz formasyonu (Örtü); 11 : Açılı uyumsuzluk; 12 : Alüvyon.

Figure 2 : Tectonic map of studied area. 1 : Contact; 2 : Vertical fault; 3 : Normal fault; 4 : Anticline axis; 5 : Syncline axis; 6 : Quartz vein; 7a : Strike and dip of foliation; 7b : Lineation; 8 : Beşparmak formation (Basement); 9 : Contact (Angular unconformity) between basement and cover; 10 : Kılavuz formasyonu (Cover); 11 : Angular unconformity; 12 : Alluvium.



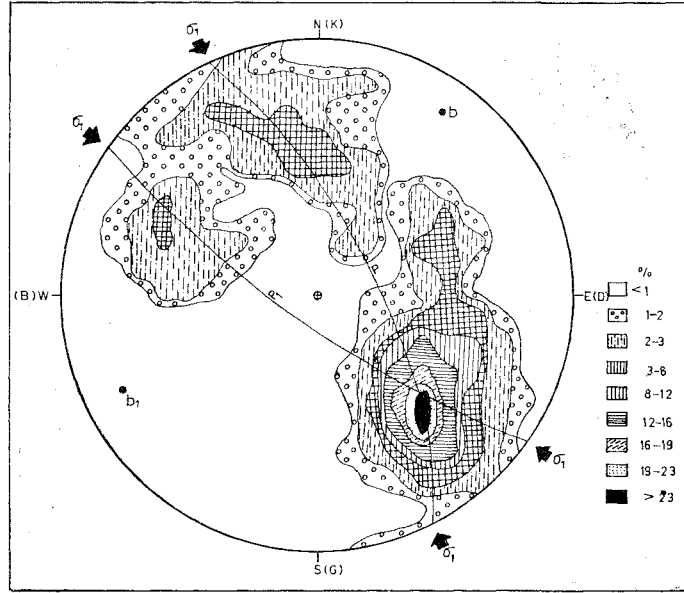
Giriş bölümünde de değinilmiş olduğu gibi, sorun, temel - örtü (Beşparmak formasyonu - Kılavuz formasyonu) arasındaki bu sınırın bir uyumsuzluk olup olmadığıdır. Bu belirsizlik, temel-örtü kayalarındaki yapısal farklılıkla diğer jeolojik veriler birlikte değerlendirilerek yanıtlanmaya çalışılacaktır.

### TEMEL VE ÖRTÜNÜN YAPISAL ÖZELLİKLERİ

Gerek temel, gerekse örtü kayalarında gelişmiş olan önemli yapı öğeleri yapraklanma, çatlaklar ve damarlarla temsil edilen düzlemsel yapılar ile kıvrım eksenleri, sucuk yapıları, çeşitli minarel dizilimleri, yassılaştırılmış çakılların uzun eksenleri ve gneyslardaki kuvars - feldispat gözlerinin (quartzo - feldspatic segregations) tercihli yöneliminden oluşan çizgisel yapılar olmak üzere iki grupta toplanabilir.

#### Yapraklanma

Ayrıntılı jeolojik harita alımı ile, sık doğrultu ve eğim ölçümünden elde edilen verilerin stereografik izdüşüm yöntemiyle değerlendirilmesi sonucu, temeli oluşturan kayalarındaki ortalama yapraklanma düzlemlerinin  $K48^{\circ}D/38^{\circ}KB$ ,  $K82^{\circ}D/38^{\circ}GD$  ve  $K30^{\circ}D/68^{\circ}GD$  (Şekil 3, 4A,B,C); örtüdeki

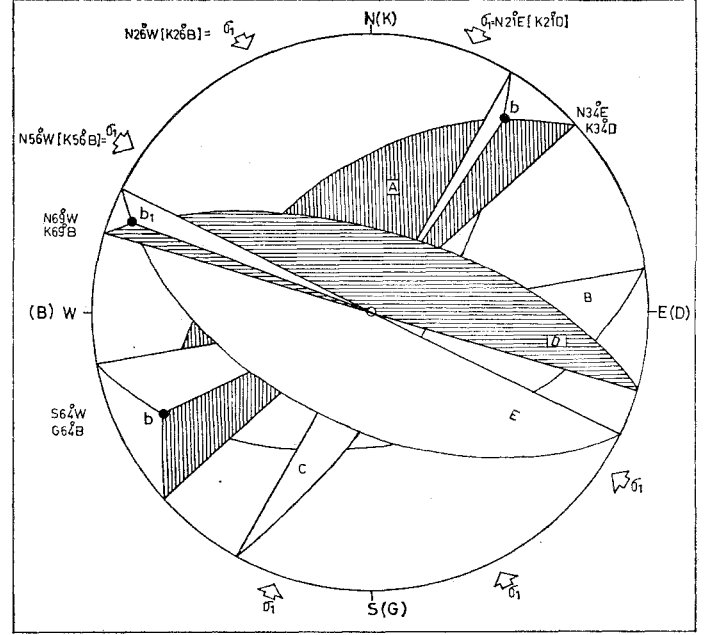


Şekil 3 : Temel kayaları yapraklanma düzlemlerinin kontur diyagramı. b, b<sub>1</sub> : Kıvrım eksenleri; P, P<sub>1</sub> : Kutup düzlemleri;  $\sigma_1$  : En büyük sıkıştırma asal gerilim eksen (135 ölçü, Schmidt ağı).

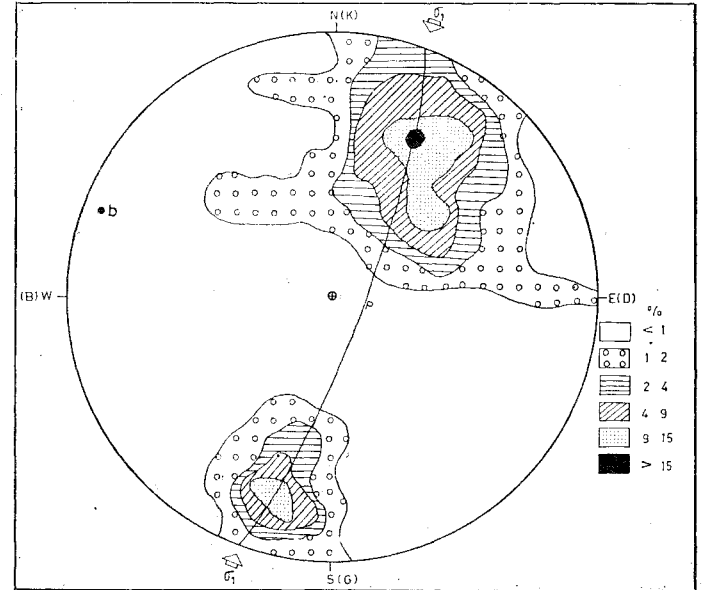
Figure 3 : Contour diagram of basement rocks foliation planes, b, b<sub>1</sub> : Fold axes; P, P<sub>1</sub> : Pole planes;  $\sigma_1$  : The greatest principal compressive stress axes (135 measurements, Schmidt net).

yapraklanma düzlemlerinin ise,  $K74^{\circ}B/58^{\circ}KD$  ve  $K64^{\circ}B/44^{\circ}GD$  durumlu oldukları saptanmıştır (Şekil 5, 4D, E). Ancak Şekil 4 de D düzlemiyle temsil edilen ve örtüdeki genel senklinal yapının güney kanadını oluşturan kesim, çalışma alanının hemen güneyinde kalmakta; çalışma alanı içindeki

kesim ise, senklinal yapının kuzey kanadı olup E düzlemiyle temsil edilmektedir (Şekil 4).



Şekil 4 : Temel ve örtü kayalarında ortalama yapraklanma düzlemlerinin stereografik izdüşümü.  
Figure 4 : Stereographic projection of the average foliation planes of basement and cover rocks.



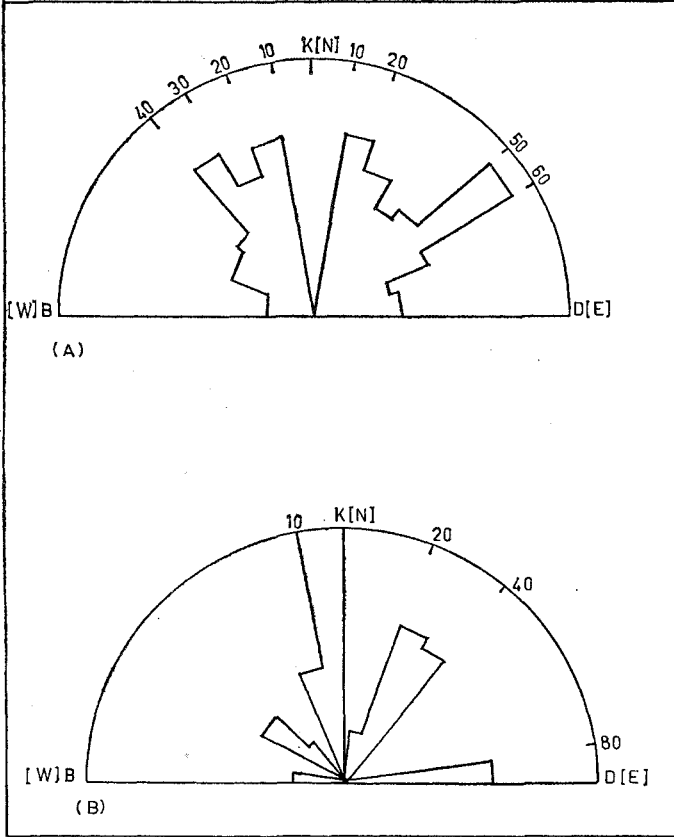
Şekil 5 : Örtü kayaları yapraklanma düzlemlerinin kontur diyagramı, b : Kıvrım eksenleri; P : Kutup düzlemi;  $\sigma_1$  : En büyük sıkıştırma asal gerilim eksen (315 ölçü, Schmidt ağı).

Figure 5 : Contour diagram of cover rocks foliation planes, b : Fold axis; P : Pole plane;  $\sigma_1$  : The greatest principal compressive stress axis (315 measurements, Schmidt net).

Özet olarak, Şekil 2 ve 4'e kısaca bakıldığında, temel kayalarındaki genel KD-GB gidişli yapraklanma düzlemleriyle, örtü kayalarındaki KB-GD gidişli yapraklanma düzlemleri arasındaki büyük açılal fark kolayca görülür.

#### Çatlaklar

Temel ve örtü kayalarından alınan çok sayıda çatlak ölçümlerinin, stereografik izdüşüm yöntemiyle değerlendirilmesi sonucu, temel kayalarında dört, örtü kayalarında ise üç eklem takımı saptanmıştır (Şekil 6A, B). Temel kayalarındaki egemen eklem takımları sırayla  $K50^{\circ}60^{\circ}D$ ,  $K30^{\circ}40^{\circ}B$ ,  $K10^{\circ}20^{\circ}D$  ve  $K10^{\circ}20^{\circ}B$  olup, kıvrım eksenleriyle karşılaştırıldığında, birinci ve üçüncü takımın sıkışma, ikinci ve dördüncü takımın da, yaklaşık olarak, genişleme çatlakları olduğu görülür. Örtü kayalarındaki egemen eklem takımları ise, sırayla  $K0^{\circ}10^{\circ}B$ ,  $K20^{\circ}40^{\circ}D$  ve D-B dir. Örtü kayalarından özellikle kalkıştelerde çok yoğun ve sistemli şekilde gelişmiş olan çatlak takımları kesme türünde olup, çatlak düzlemleri boyunca 2-30 cm arasında değişen ötelemeler gözlenmiştir.



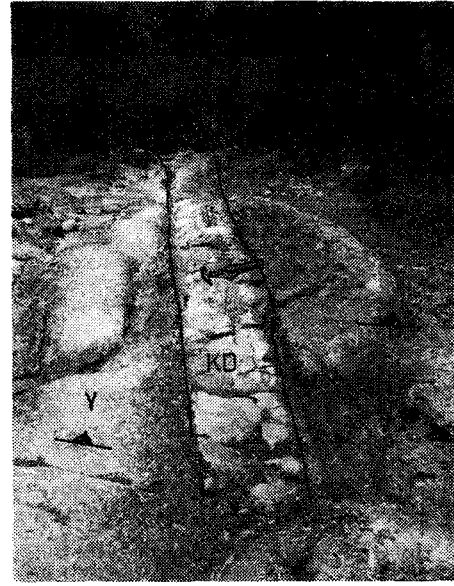
Şekil 6 : Temel ve örtü kayalarında gelişmiş çatlakların gül diyagramları.

Figure 6 : Rose diagrams of joints developed in basement and cover rocks-

#### Damarlar

Gerek temel gerekse örtü kayalarında, yapraklanmayı bazan verev bazan da dike yakın bir açıyla kesen, aynı zamanda açık kıvrımlar oluşturan kuvars damarları gelişmiş-

tir- Gri-boz-kirli sarı renkli, 15 cm-2 m arasında değişen kalınlıklı ve KB ile K - G doğrultusunda gelişmiş olan kuvars damarları, birkaç metre ile 300 m ye kadar uzunluk sunarlar. Damarlar özellikle, Viranköy ve İkiztaş köyleri dolayında gözlü gnayslar içinde, Selimiye doğusu ve Kılavuz köyü kuzeyinde de örtü kayalarını oluşturan yeşil şistler içinde yoğunlaşmıştır. Migmatitleşme olayının anateksis (ergime) sonrası evresini temsil eden oluşuklardan biri olarak yorumlanabilen bu kuvars damarları (Şekil 7), migmatitleşme olayının, örtü kayalarının oluşumundan sonraki bir zamanda gelişmiş olduğuna bir kanıt olarak gösterilebilir (Schuiling, 1962).



Şekil 7 : Gözlü gnayslarda yapraklanmayı kesen kuvars damarı (Viranköy kuzeyi).

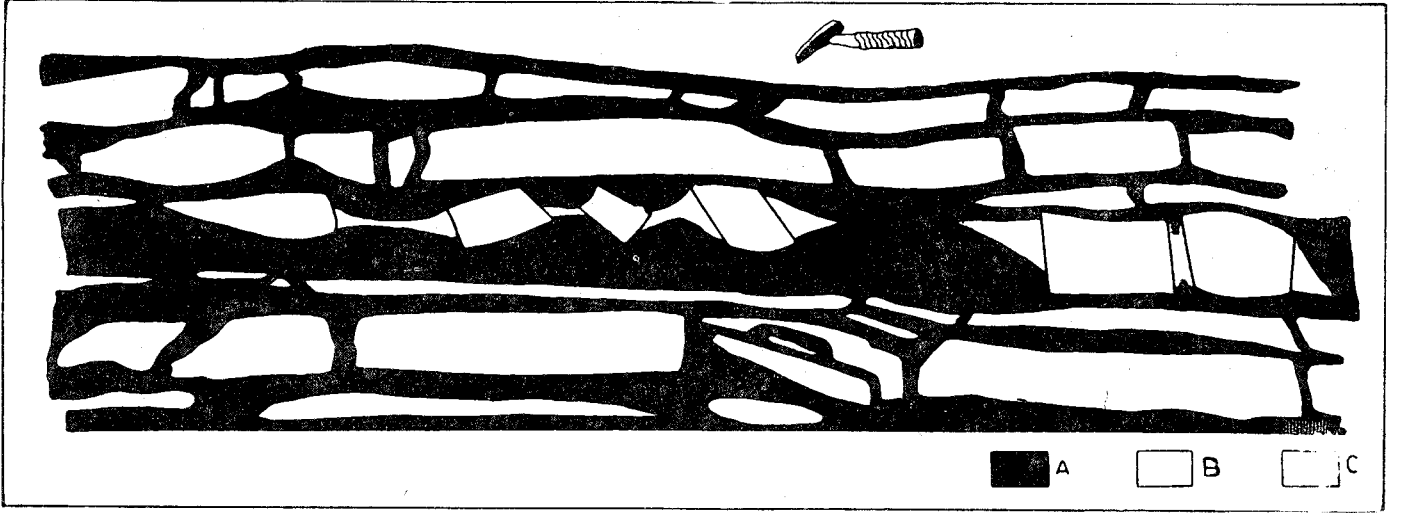
Figure 7 : Quartz vein cutting the foliation planes of augen gneisses (North of Viranköy).

#### Kıvrımlar

Çok sayıda değişik tür ve küçük boyutlu kıvrım dışında, temel kayalarında gelişmiş, büyük boyutlu iki antiklinal ve iki senklinal yapı saptanmıştır. Genel eksen gidişleri KD - GB olan kıvrımlar, başlıca Sakarkaya ve Günece köyleri kuzeyi, Goducak kuzeydoğusu ve İkiztaş köyü dolayında gözlenmiştir (Şekil 2).

Temel kayalarından alınan yapraklanma düzlemlerinin, stereo-grafik yöntemle değerlendirilmesi sonucu, sözü edilen bu kıvrımların  $K34^{\circ}D/10^{\circ}$  ve  $G64^{\circ}B/12^{\circ}$  eksen dalımlı ve bakışımli-bakışimsız nitelikli oldukları saptanmıştır (Şekil 3 ve 4b). Aynı yöntemle çizilen değişik diyagramlar aracılığıyla, temel kayalarındaki bu yapıların oluşumuna neden olan ilk dağoluşum evresindeki (orogenic phase) etkin yatay sıkışma doğrultusunun da, yaklaşık KB -GD ( $K26^{\circ}B$  ve  $K56^{\circ}B$ ) olduğu anlaşılmıştır (Şekil 3e 4).

Diğer taraftan, örtü kayalarında oluşmuş kıvrımlar ise, genel olarak KB - GD gidişlidir. Yapraklanma düzlemleri ölçülerinin benzer yöntemle değerlendirilmesiyle, örtü kayalarında gelişmiş asıl yapının,  $K69^{\circ}B/5^{\circ}$  eksen dalımlı ve



**Şekil 8 : Kalkıştler içinde gelişmiş sucuk yapısı. A Kalkışt; B Mermer; B Boyun noktalarında yeniden kristallenmiş kalsit (Selimiye doğusu).**

**Figure 8 : Boudinage feature developed in calcschists. A : Calcschist; B : Marble; C : Recrystallized calcite in the necks of boudins (East of Selimiye).**

bakımsız nitelikli bir senklinal olduğu saptanmıştır (Şekil 4b ve 5). Ancak, bu büyük senklinal yapının yalnızca kuzey kanadı (Şekil 4E) çalışması alanı içinde görülmekte, güney kanadı ise, haritalanan alanın hemen güney kenarının dışında kalmaktadır (Şekil 4D). Yine Şekil 4 ve 5 de görülen diyagramlar yardımıyla, örtü kayalarını etkileyerek onların kıvrımınmasına neden olan dağoluşum evresindeki en büyük sıkışma gerilimi eksenin yaklaşık KD - GB (K21°D) doğrultulu olduğu belirlenmiştir. Harita alanı dışında ve daha güneyde, örtü kayalarında gelişmiş ve yukarıda sözü edilen senklinal yapı eksenine koşut gidişli çok sayıda kıvrım gözlenmiştir.

Görüldüğü gibi, önemli yapı öğelerinden olan kıvrım eksenlerinin, temel ve örtü kayalarında farklı gidiş gösterdikleri, dolayısıyla, bunların farklı dağoluşum evrelerinin sonucu oluşmuş oldukları gerçeğine varılır.

#### Sucuk yapıları

Değişik fiziksel nitelikli kayatürü ardalanmasının, aynı gerilim (stress) etkisinde kaldığında oluşan diğer bir yapı türü de sucuk yapısıdır. Bu yapılar, temel kayalarından çok, örtü kayalarında yoğunlaşmıştır. Kalkıştler içinde mermerler, yeşilıştlerde ise kuvarstan oluşan sucuk yapıları, değişik nitelik sergiler. Örneğin, sucuklar bazan baklava biçiminde olup, dönmeye (rotasyona) uğradıklarının bir kanıtı olarak bindirimli (imbricated) dizilim sunarlar ya da düzgün sucuk biçimli olup, çizgisel yönelimlidirler (Şekil 8). Diğer taraftan, sucuk yapılarının boyun noktaları genellikle kalsit ya da kuvars ile doldurulmuş olmakla birlikte, bazan da bu noktalarda yeniden kristallenme olmamış, buna karşın, daha sünümlü olan çevre kayacı buralara akmıştır.

Genellikle yapraklanmaya koşut dizilimli olmakla birlikte, yapraklanmayı vev olarak kesen sucuk yapılarına da rastlanılmıştır. Bu iki farklı durum, ayrı zamanda gelişmiş deformasyon evrelerini temsil ediyor olmalıdır.

Mineral dizilimi, Yassılaştırılmış çakıllar ve Kuvars - feldispat gözleri

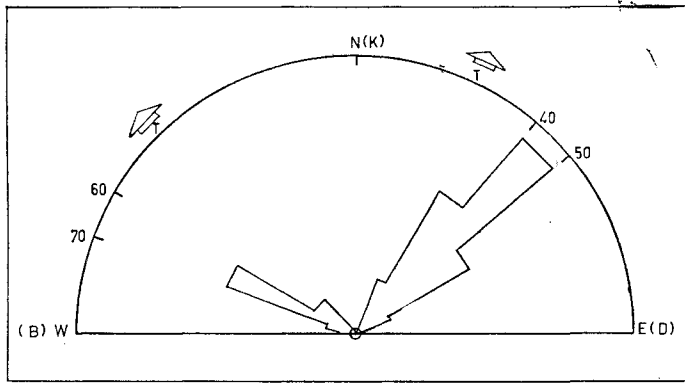
Temel kayalarında kuvars - feldispat gözleri, mika pul-ları, turmalin ve iri feldispat mineralleri yapraklanma doğrultusuna koşut özgün çizgisel yapılar oluştururken; biyotit, kuvars ve kalsit mineralleri de örtü kayalarında benzer yapılar oluşturmuştur. Ancak, örtü kayalarındaki çizgisel yapılar, yapraklanma doğrultusuna ve eğim yönüne koşut değişik iki yönde gelişirken; temel kayalarında yalnızca yapraklanma doğrultusuna koşut tek bir yönde gelişmiştir (Şekil 2). Sözü edilen bu yapılar, hem sahada hem de mikroskop altında incelenen yönlü örneklerin ince kesitlerinde oldukça belirgin olarak gözlenmiştir.

Diğer taraftan, Viranköy'ün kuzeydoğusunda yüzeylenen gözlü gnayslar içinde 8-10 cm x 18 cm boyutlu yassılaştırılmış çakılların uzun eksenlerinin yapraklanmaya koşut dizilimi de diğer bir çizgisel yapının oluşumunu sağlamıştır. Benzer yassılaştırılmış çakıl dizilimine, Selimiye - Kılavuz yolu üzerindeki yeşil ıştırler içinde de rastlanılmıştır.

Özetle, bu tür çizgisel yapılar, temel kayalarında kıvrım eksenlerine koşut; örtü kayalarında ise ona dik ve koşut olmak üzere iki yönde gelişmiştir.

#### YENİ TEKTONİK DÖNEM YAPILARI

Güneybatı Türkiye'de yeni tektonik dönem, Orta Oligosen sonunda yerel olarak başlamış ve doğuda Karaman'dan batıya Ege Denizi'ne değin uzanan Sultandağı - Menderes Grubu eksenli süstü olmuştur (Koçyiğit, 1981, 1983). Ancak, son evreleri yeğin sıkışma ve yatay devinimlerle temsil edilen eski tektonik dönemin, çekme tektoniği ve düşey devinimlerle temsil edilen yeni tektonik döneme tümüyle dönüşümlü Üst Miyosen - Alt Pliyosen sırasında gerçekleşmiştir.



Şekil 9 : Basamak türü normal fayların egemen gidişlerini gösteren gül diyagramı. T: Genişleme yönleri.

Figure 9 : Rose diagram illustrating the main trends of normal faults. T : Extension directions.

Orta Oligosen sonunda günümüze değin düşey yükselimini sürdüren Menderes Grubu kayaları, bu düzey tektoniğe bağlı olarak gelişen değişik gidişli (başlıca KB - GD, KD - GB ve D - B) eğim - verev atımlı, basamak türü normal faylarla çok sayıda bloğa bölünmüştür. Çalışma alanı içinde, sözü edilen düzey devinime bağlı olarak, başlıca iki normal fay takımı gelişmiştir (Şekil 2 ve 9). Özellikle, Menderes Grubu'nun temelini oluşturan ve topografik olarak en yüksek konumda bulunan temel kayalarında yoğunlaşmış normal fayların doğrultuları kullanılarak yapılan diyagrama göre, birinci egemen fay takımı  $K40^{\circ}-50^{\circ}D$ , ikincisi ise,  $K60^{\circ}-70^{\circ}B$  gidişlidir (Şekil 9). Bu iki fay takımından, gerek kuzeyde ve gerekse güneyde, büyük grabenler boyunca uzanan ve alüvyonlarla daha yaşlı kayabirimlerini sınırlayanlar, günümüzde de diri olup, KB ve KD yönlerinde bir genişlemeye neden olmaktadır. Diğer taraftan, Üst Miyosen'den beri, Menderes Grubu kayalarında gelişmiş basamak türü normal faylar boyunca kazanılmış olan düşey devinim miktarları, Simav grabeni kenarında 1750 m (Zeschke, 1954); Teke yarımadasında 2000 m (Graciansky, 1968); Salihli - Alaşehir (Manisa) dolayında ise, 1500 m dir (Arpat ve Bingöl, 1969). Özetle, Menderes Grubu kayalarında varlığından söz edilen üçüncü tür retrograt başkalaşımın da, bu düşey devinimlerle ilgili olması kuvvetle olasıdır.

## SONUÇ VE TARTIŞMA

Temel kayalarında gelişmiş yapraklanma, büyük ve küçük boyutlu kıvrım eksenleri, çeşitli mineral dizilimleri ve sucuk yapıları gibi önemli tektonik öğeler, genel olarak KD - GB gidişli olup, örtü kayalarında gelişmiş KB -GD gidişli benzer yapı öğelerinden önemli farklılık sunar. Temel ile örtü arasındaki bu yapısal düzen farklılığı ikişekilde açıklanabilir : a) Menderes Grubu'nun temeli ile örtüsü arasında stratigrafik bir boşluk olmayıp, sonraki bir tektonizma ile, iki düzey içindeki yapısal öğeler değişik konum kazanmıştır. Bu durumda temel-örtü dokanağı faylı olmalıdır; b) İki düzey arasındaki ilişki bir açılı uyum-

suzluk olup, temel ve örtü kayalarındaki değişik konumlu yapı öğeleri, iki farklı dağoluşum evresiyle gelişmiş olmalıdır. Nitekim, yapısal farklılıktan başka, aşağıda kısaca özetlenecek olan saha ve laboratuvar verileri de, ikinci çö-züm yolunun, başka bir deyişle, temel - örtü ilişkisinin bir açılı uyumsuzluk olduğu görüşünün doğruluğunu desteklemektedir : 1) Temel kayalarından gnayslar içindeki kuvarsit mercceklerinin uzun eksenlerinin, temel - örtü dokanağında birdenbire kesilmesi ve dokanakla dike yakın bir açı yapması; 2) Temel kayalarının örtü kayalarına oranla daha yeğin deformasyon ve başkalaşım geçirmiş olması, örneğin, temel içinde yer alan kuvarsitler ileri derecede kristallenip kıvrımlanmış, örtü içindekiler ise, daha az kristallenmiş ve kıvrımsızdır. Diğer taraftan temelin almandin - amfibolit fasiyesinde, örtünün ise yeşil şist fasiyesinde başkalaşmış olması ve iki fasiyes arasında geçişi oluşturan parajenez ve alt fasiyeslerin gözlenmemesi (Akdeniz ve Konak, 1979); 3) İki düzey arasında, özellikle çalışma alanı içinde çok belirgin bir dokanağın bulunması; 4) Örtü içinde, temel kayalarından gnaysların çakıllarına rastlanması (Çağlayan ve diğerleri, 1980); 5) Temel-örtü dokanağı ve ona yakın yerlerde, zirkon, ve ilmenitçe zengin, başkalaşmış plaser cevher oluşuklarına rastlanması (Schuiling, 1962); 6) Temel kayalarında bolca bulunan zirkon, dişten, turmalin, stavrolit gibi mineraller ve diğer daha yüksek dereceli metamorfik parçalarının örtü içinde kırıntılı olarak bulunması.

Özet olarak, temel-örtü kayalarındaki yapısal farklılık, yukarıda verilen diğer saha ve laboratuvar verileriyle birlikte değerlendirildiğinde, ilkin temel kayalarının oluştuğu ve bunların Hersiniyen öncesi bir dağoluşum evresiyle kıvrımlanarak, bugünkü konumlarıyla KD - GB genel yapısal gidişlerini kazanmış oldukları ve daha sonra da örtü birimlerinin bunlar üzerine açılı uyumsuzlukla çökeldiği sonucuna varılır. Büyük bir olasılıkla, erken Alpin evredeki ikinci bir deformasyon ve başkalaşım sırasında da, temel ile birlikte örtünün alt düzeylerini etkileyen migmatitleşme ve örtüdeki yapı öğeleri gelişmiş olmalıdır. Migmatitleşme olayının ergime sonrası oluşuklarından kuvars damarlarının, temel kayalarında ve örtünün yalnızca alt düzeylerinde yoğunca bulunması, migmatitleşmenin, örtüyü de etkileyen ikinci dağoluşum evresi sırasında oluştuğuna önemli bir kanıttır.

Hernekadar, çalışma alanının küçüklüğü, ilk bakışta, çalışma sonucunun tüm Menderes Grubu için genelleştiremeyeceği kanısını yaratıyorsa da, daha bölgesel ölçekte yapılmış jeoloji haritaları incelendiğinde, temeldeki yapısal gidişlerin KKD-GGB; örtüdekilerin BKB-DGD olduğu görülür (Schuiling, 1962; Graciansky, 1965; Çağlayan ve diğerleri, 1980). Bu ise, yerel olan çalışma sonuçlarının genelleştirilebileceğini göstermektedir.

Diğer taraftan, Menderes Grubu kayaları için benimsenen «Dom» biçimli yapının varlığı da kuşkuludur. Böyle bir yapı için en belirgin özelliklerden biri olan «Aynı merkezden dışarıya doğru eğimlenme biçimi» gözlenmelidir. Buna karşın, ayrıntılı jeoloji harita alımı, temel ile örtünün farklı yapısal düzende olduğunu, bu verinin de, bir dom yapısının genel biçimine aykırı düştüğünü göstermiştir.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Abdüsselamoğlu, Ş., 1965, Muğla -Yatağan çevresinde görülen jeoloji formasyonlarının korelasyonu hakkında rapor : M.T.A. Rap., No. 3497, yayımlanmamış.
- Akartuna, M., 1965, Aydın - Nazilli hattı kuzeyindeki versanların jeolojik etüdü : M.T.A. Dergisi, 65, 1-10.
- Akdeniz, N. ve Konak, N., 1979, Menderes Masifinin Simav dolayındaki kayabirimleri ve metabazik, metaultramatik kayaların konumu : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22, 175 -178.
- Akkök, R., 1981, Menderes masifinin gnayslarında ve şistlerinde metamorfizma koşulları, Alaşehir - Manisa : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 24,11 - 20.
- Arpat, E. ve Bingöl, E., 1969, Ege bölgesi graben sisteminin gelişimi üzerine düşünceler : M.T.A. Dergisi, 73, 1-9.
- Başarı, E., 1970, Bafa Gölü doğusunda kalan Menderes Masifi güney kanadının jeoloji ve petrolojisi : Ege Üniv. Fen Fakültesi Jeoloji Kürsüsü ilmi rapor servisi, No. 102, yayımlanmamış.
- Brinkmann, R., 1966, Geotektonische Gliederung von West Anatolien : M.T.A. Dergisi, 66, 61 - 74.
- Çağlayan, M.A., Öztürk, E.M., Öztürk, Z., Sav, H. ve Akat, U., 1980, Menderes Masifi güneyine ait bulgular ve yapısal yorum : Jeoloji Mühendisliği, 10, 9-17.
- Dora, O.Ö., 1975, Menderes Masifinde alkali feldispatların yapısal durumları ve bunların petrojenetik yorumlarla kullanılması : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 18, 111-126.
- Dora, O. Ö., 1981, Menderes Masifinde petroloji ve feldispat incelemeleri : Yerbilimleri, Hacettepe Üniv., 7, 54-63.
- Dürr, St., 1975, Über Alter und geotektonische Stellung des Menderes - Kristallins/SW - Anatolien und seine Aequivalente in der mittleren Aegaeis. Habilitations - Schrift, Marburg/Lahn, 107.
- Egeran, N. ve Yener, H., 1944, Notes explicatives de la carte geologique de la Turquie Feuille «İzmir» Pub. Inst. M.T.A.
- Evirgen, M., 1979, Menderes Masifi kuzey kesiminde (Ödemiş-Bayındır-Turgutlu) gelişen metamorfizma ve bazı ender parajenezler : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22, 109-116.
- Flügel, N. ve Metz, K., 1954, Bodrum - Muğla yöresinde yapılan jeolojik harita hakkında rapor : M-T.A. Rap. No. 2789, yayımlanmamış.
- Graciansky, P. Ch. de., 1965, Menderes Masifi güney kıvrısı boyunca görülen metamorfizma hakkında açıklamalar : M.T.A. Dergisi, 64, 9 - 23.
- Graciansky, P. Ch. de., 1968, Likya Toroslarının üst üste gelmiş ünitelerinin stratigrafisi ve Dinaro - Toroslar'daki yeri : M-T.A. Dergisi, 71, 73 - 92.
- Hamilton, W.S. ve Strickland, H.E., 1840, on the geology of the Western part of Asia Minor : Trans. Geol. Soc London, V - VI. Sec. Series, 1 - 39.
- İzdar, K.E., 1971, Introduction to geology and metamorphism of the Menderes Massif of Western Turkey; de : Petroleum Expl. Soc. of Libya, Tripoli, 495-500.
- Kaaden, G. ve Metz, K., 1954, Datça - Muğla - Dalaman çayı arasındaki bölgenin jeolojisi : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 5/1-2, 71 -170.
- Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri : M.T.A. Dergisi, 66, 20 - 34.
- Koçyiğit, A., 1981, Isparta Büklümünde (Batı Toroslar) Toros Karbonat platformunun evrimi : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 24, 15 - 23.
- Koçyiğit, A., 1983, Hoyran Gölü yöresinin tektonik özellikleri : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 26,1 -10.
- Nebert, K. ve Ronner, F., 1956, Menderes Masifi içinde ve çevresinde Alpidik albitizasyon olayları : M.T.A. Dergisi, 48, 83 - 96.
- Onay, T.S., 1949, Über die smirgelgesteine Subwest - Anatoliens : Schweiz Üniv. Pet. Unitt, 29, 359-491.
- Öztürk, A. ve Koçyiğit, A., 1976, Selimiye -Beşparmak bölgesi metamorfizmasının tektoniği : Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu, Matematik Fiziki ve Biyolojik Bilimler Araştırma Grubu, Proje No. TBAG -137, yayımlanmamış.
- Öztürk, A. ve Koçyiğit, A., 1982, Selimiye - Beşparmak yöresindeki (Muğla) Menderes Masifi kayalarının stratigrafisi : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 25, 67 -72.
- Schuling, R.D., 1958, Menderes Masifi'ne ait bir gözlü gnays üzerinde zirkon etüdü : M.T.A. Dergisi, 51, 38-41.
- Schuling, R.D., 1962, Türkiye'nin güneybatısındaki Menderes migmatit kompleksinin petrolojisi, yaşı ve yapısı hakkında : M.T.A. Dergisi, 58, 71 -84.
- Tchihatcheff, P. de., 1869, Asie Mineure (description physique Quatrieme partie geologie) III, Paris, 552 s.
- Tokay, M. ve Erentöz, C., 1959, Türkiye'de muhtemel uranyum ve toryum bölgeleri : M.T.A. Dergisi, 52, 76-93.
- Wippert, J., 1964, Menderes Masifi'nin alpidik dağ teşekülü içindeki durumu : M.T.A. Dergisi, 62, 71 - 79.
- Zeschke, G., 1954, Simav grabeni ve taşları : Türkiye Jeol. Kur. Bült., V/1-2, 179 -198.

Yazının geliş tarihi : Temmuz 1983

Yayıma verildiği tarih : Ocak 1984



## Aladağ (Yahyalı-Çamardı) yöresi karbonatlı çinko - kurşun yatakları (\*)

Carbonate - bearing -zinc -lead deposits of the Aladağ (Yahyalı -Çamardı) region.

AHMET AYHAN, Selçuk Üniversitesi, Mühendislik -Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, KONYA.

**ÖZ :** Aladağ yöresi Devoniyen -Alt Kretase zaman aralığında çökelmiş naplı yapıllı allokton Yahyalı, Siyah Aladağ, Çataloturan, Küçüksu, Minaretepeler, Üstkuşak ve Beyaz Aladağ istifleri ile ofiyolitli melanj, Tersiyer çökelleri ve morenlerden oluşur. Bunlardan Yahyalı, Küçüksu, Minare tepeler istifleri ve ofiyolitli melanj cevherlidir. Ağsal damarlı Aladağ - Delikkaya yatağı dışında kalan karbonatlı çinko - kurşun cevherleşmeleri çoğunlukla K - G ve KD • GB yönlü tektonik kırıklarda yataklanmıştır.

Bir dizi evrim sonucu bugünkü şeklini alan yatakların birincil kökeni olasılıkla hidrotermaldir. Sülfidli mineral parajenezleri ile temsil edilen birincil cevherlerin kaynağı ve yerleşimi iki modelle açıklanabilir. Birinci modele göre, cevherleşme anılan beş istifte naplanma öncesi Orta - Üst Kretase zaman aralığında yanall göçle (lateral segresyon) veya hidrotermal eriyikler şeklinde gelip yerleşmiştir- Diğer modele göre ise cevherin kaynağı Paleosen-Alt Eosen yaşlı Yahyalı granitoidleridir. Naplı istiflerin altındaki kalan ofiyolitik melanj kuşakları alttan gelimli cevherli eriyiklerin üstteki istiflere göçünü engellemişlerdir. Jeolojik veriler ikinci savın daha geçerli olabileceğini göstermektedir.

Aladağ yöresi cevherlerinin, Horoz granitoidlerinden kaynaklanan Bolkardağı çinko-kurşun yatakları ile eşzamanlı olduğu ve sol yanall atımlı Ecemiş Fayı ile her iki bölgenin bugünkü konumlarını aldıkları düşünülmektedir.

Bölgenin Orta-Üst Tersiyer'de bir çok kez yükselip alçılmasıyla birlikte karstik koşullar altında sülfidli cevherler çok evreli karşılaşmaya uğrayarak karbonatlı cevherlere dönüşmüştür.

**ABSTRACT :** The Aladağ region mainly consists of the thrustsed allochthonous sequences of Yahyalı, Siyah Aladağ, Çataloturan, Küçüksu, Minaretepeler, Üstkuşak and Beyaz Aladağ and includes ophiolitic melange, Tertiary sediments and moraines. The first eight sequences were deposited during the period from Devonian to Lower Cretaceous. The sequences of Yahyalı, Siyah Aladağ, Küçüksu, Minaretepe and ophiolitic melange are mineralized. Besides the stockwork - type Aladağ - Delikkaya mine, all of the zinc - lead carbonates were deposited along tectonic fractures trending N - S and NE - SW.

The orebodies, which were formed through several stages, are probably hydrothermal in origin. Primary origin and the formation of ore minerals represented by sulphide mineral parageneses can be explained by two models. According to the first one the ores were emplaced by either lateral segregation processes or hydrothermal solutions in the above five sequences during Middle - Upper Cretaceous before the thrusting- According to the second model the ores are related to the Paleocene - Lower Eocene Yahyalı granitoids- The ophiolitic melange belts lying under the thrustsed sequences did not allow the migration the ore solutions upward into the upper thrustsed sequences. Geological data have shown that the second model is more acceptable for the study area.

Ore bodies in the Aladağ region were deposited simultaneously with those in the Bolkardağ region which are related to the Horoz granitoids- These two districts were separated by the Ecemiş sinistral fault into their present position.

The sulphide ores are affected by multikarstification during Middle and Upper Tertiary through several phases of uplift and subsidence of the region.

---

\* Bu makale TJK 37. Teknik ve Bilimsel Kurultayı'na bildiri olarak sunulmuştur.

## GİRİŞ

Zamantı çinko - kurşun kuşağı, batıda Ecemiş fayı (Niğde, Çamardı), kuzeyde Yahyalı, Develi, Pınarbaşı ve Sarız ilçeleri (Kayseri), doğuda Göksün ilçesi (K. Maraş), ve güneyde Saimbeyli (Adana) ile sınırlanır ve çok sayıda Zn - Pb yatak ve zuhurunu kapsar, niceleme alanı bu kuşağın batı ucunda Yahyalı ve Çamardı ilçeleri sınırları içinde yer alır (Şekil 1).

Aladağ yöresini ve yakm çevresini kapsayan önceki çalışmalar jeolojik ve maden yatakları incelemeleri şeklinde ikiye ayrılabilir. Çok eskilere giden jeolojik incelemeler Tschihatschef (1869), Philippson (1918), Blumenthal (1952), Metz (1956), Abdüsselamoğlu (1958), Özgül (1976), Yetiş 1978, Tekeli (1980), Tekeli ve Erler (1980), Tekeli ve diğerleri (1981) tarafından günümüze kadar sürdürülmüştür. Özellikle Blumenthal (1956) ve Tekeli ve diğerlerinin (1981) çalışmalarıyla yörenin bazı önemli jeolojik sorunları çözümlenmiştir.

İnceleme alanının doğusunda ve Zamantı kuşağının orta kesiminde yeralan Develi - Kaleköy yatağı Vaché (1964)'ye göre ekshalatif - sedimanter; Gümüş (1964)'e göre hidrotermal kökenlidir. İmren (1965) ve Vohryzka (1966) ise Yahyalı ilçesi doğusuyla Zamantı arasındaki kesimi incelemiş ve karst olgusuna değinmişlerdir. Van der Kleyn (1966) Aladağlar yöresi İspir ve Tekneli - Dünderli Zuhurlarının kırıklara bağlı olduğunu belirtmiştir.

Tüm Zamantı kuşağının bilinen Zn-Pb yataklarının ekonomik cevher potansiyelini saptamak amacıyla ilk geniş kapsamlı çalışma Metag ve Stolberg (1971) tarafından gerçekleştirilmiştir. Rezerv yanılılarıyla dolu bu çalışmada yataklar arasındaki ilişki yeterince incelenmemiş, karstlaşma evreleriyle oluşan karbonatlı cevherin oluşumu sadece oksidasyona bağlanmıştır.

Bugüne dek yapılan tüm çalışmalarda Aladağ yöresi karbonatlı Zn-Pb yatakları bir bütün halinde ele alınmıştır. Dar alanlar içinde sürdürülen bazı eski çalışmalarla bilinen yatak ve zuhurların ekonomik açıdan değerlendirilmesi amaçlanmıştır. Değişik kesimlerde yürütülmüş yukarıda anılan çalışmalarda bu yatak ve zuhurların kökeni ile ilişkili görüşler ayrı olmuştur. Bu çalışma ile ilk defa yörenin tüm yatakları birbirleriyle karşılaştırılmış ve cevher - yantaş ilişkileri yanında yataklanmanın olası oluşum yaşının belirlenmesine çalışılmıştır. Birincil sülfürlü Zn - Pb cevherlerinin oluşumundan sonra gelişen karstlaşma evreleri ve bunlarla ilişkili karbonatlı Zn-Pb oluşumu irdelenmiştir. Cevherlerin yantaşlarında belirli element dağılım ve yayılımı incelenerek cevherleşmenin yantaşlara etkime oranı saptanmıştır.

## GENEL JEOLOJİ

### Genel Stratigrafi

Orta Toroslar kesiminde yeralan Aladağlar yöresi, naplı yapısı nedeniyle karmaşık bir yapı gösterir. Bölgenin morfolojik, stratigrafik ve tektonik özelliklerini çok iyi yorumlayan Blumenthal (1952) Siyah Aladağ, Çataloturan ve Beyaz Aladağ napları ile radyololitli zonları ayırtmıştır. Bu çalışmayı baz alan Tekeli (1980) ile Tekeli ile

diğerleri (1981) bölgenin yapısal evrimini yorumlamış; allokton ve otokton birimleri incelemişlerdir. Birbirlerinden oluşum ortam ve koşulları ile jeolojik yaş farklılıklarıyla kolayca ayırt edilen Aladağ napları alttan üste doğru : Yahyalı, Siyah Aladağ, Üstkuşak, Çataloturan, Minaretepeler, Aladağ Ofiyolitli Melanj ve Beyaz Aladağ istifleri şeklinde sıralanırlar. Bu istiflerin ve öteki kayaçların özellikleri aşağıda özetlenmiştir :

— Yahyalı İstifi : İstifin en alt kesiminde daha çok serisit şist ve fillit, daha az kalkşist içerikli Alt Şist Serisi, serisit şist ve fillitle ardaşıklı Kalkşist Serisi ve rekrystalize kalın tabakalı, siyah renkli Kristalize Kireçtaşı Serisi yer alır. Alttaki Devoniyen yaşlı bu seriler fosilsiz, fillitlerin yaygın olduğu Üst Şist Serisi izler. Daha üstte ise yer yer kuvarsit bantlarının yer aldığı Karbonifer - Permien kireçtaşları ile bunlara uyumlu Triyas şist (marn, çamurtaşı, kireçtaşı ve fillit ardalanmalı) ve dolomitleri istiflenmiştir.

Yahyalı istifine ait kayaçlar bölgesel metamorfizmanın yeşil şist fasiyesine katılırlar. Karamadazı çevresinde mağmatik kayaçların yerleşimi sırasında kireçtaşları kontak metamorfizma ile yeniden kristalleşmişlerdir.

**Şekil 1. Yer bulduru ve yörenin jeoloji haritası : 1 — Yahyalı istifi (Devoniyen - Triyas), 2 — Siyah Aladağ istifi (Devoniyen - Jura), 3 — Çataloturan istifi (Karbonifer - Üst Permien), 4 — Küçüküsu istifi (Alt-Orta Triyas), 5 — Minaretepeler istifi (Üst Triyas), 6 — Beyaz Aladağ istifi (Üst Triyas-Jura), 7 — Üstkuşak istifi (Jura), 8 — Aladağ ofiyolitli melanj (Senoniyen), 9 — Plütonik kayaç (Alt Eosen), 10 — Tersiyer çökelleri (Eosen - Oligosen), 11 — Miyosen konglomeraları (Miyosen), 12 — Morenler (Kuvaterner), 13 — Yamaç molozu, 14 — Alüvyon, 15 — Kesit çizgisi, 16 — Dokanak, 17 — Antiklinal, 18 — Senklinal, 19 — Faylar, 20 — Ters fay, 21 — Bindirme hatları, 22 — İşletilen maden, 23 — Terkedilmiş maden, 24 — Yerleşim birimleri. Bu haritanın hazırlanmasında Tekeli ve diğerleri (1981)'den yararlanılmıştır.**

**Figure 1. Location and geological map of the region : 1 — Yahyalı sequence (Devonian - Triassic), 2 — Siyah Aladağ sequence (Devonian - Jurassic), 3 — Çataloturan sequence (Carboniferous - Upper Permian), 4 — Küçüküsu sequence (Lower - Middle Triassic), 5 — Minaretepeler sequence (Upper Triassic), 6 — Beyaz Aladağ sequence (Upper Triassic - Jurassic), 7 — Üstkuşak sequence (Jurassic), 8 — Aladağ ophiolitic melange (Senonian) 9 — Plutonic rock (Lower Eocene), 10 — Tertiary sediments (Eocene-Oligocene), 11 — Miocene conglomerates? (Miocene), 12 — Morantes (Quaternary), 13 — Rock talus, 14 — Alluvium, 15 — Section line, 16 — Contact, 17 — Anticline, 18 — Syncline, 19 — Faults, 20 — Reverse fault, 21 — Thrust fronts, 22 — Operating mine, 23 — Abandoned mine, 24 — Settlements. This map has been modified from Tekel and others (1981).**



— Siyah Aladağ İstifi : Alttan üste doğru marn - çamurtaşı ile ardalanmalı, mercan kolonili Üst Devoniyen kireçtaşları, kuvarsit ve marn ile ardaşıklı orta tabakalı Karbonifer (Namuriyen - Moskoviyen) kireçtaşı, bitümlü ve dolomitli Jura kireçtaşları ile çok kalın bir istiflenme gösterir. İstifin en geniş yayımlı iki birimi olan Üst Permiyen ve Jura kireçtaşları arasında açılı uyumsuzlukla bir boksitli düzey bulunmaktadır

Siyah Aladağ istifinin Üst Devoniyen'den Üst Permiyen'e kadar süreklilik gösteren kayaçları açık şelf-açık platform fasiyesinde çökelmiştir.

— Çataloturan İstifi : Altta volkanik bileşimli ve yeşil renkli kireçtaşları ile ardalanmalı bitümlü, siyah renkli, orta tabakalı kireçtaşları Alt Karbonifer yaşlıdır (Aksay, 1980). Bu birim üzerine gri renkli, oldukça kalın tabakalı, çört ara katkılı Üst Permiyen yaşlı kireçtaşları gelir. Alt Karbonifer yaşlı alt birim derin su (Şelf kenarı) fasiyesine regresif nitelikte bir geçişi yansıtırken Üst Permiyen çökelleri açık platform fasiyesine aittir. (Tekeli ve diğerleri, 1981)

— Küçüküsu İstifi : Dolomitik kireçtaşları ile ardalanmalı marn - çamurtaşı - silttaşı serisini üstte, ince kireçtaşı tabakaları içeren marn - çamurtaşı - silttaşı seviyesi ile dolomit seviyesi izler. Alt - Orta Triyas yaşlı istifin Siyah Aladağ'ın ve Çataloturan'ın Üst Permiyen yaşlı kireçtaşlarına uyumlu olması, yörenin öteki istifleriyle ilişkisi bulunmaması anılan iki istifin naplanma öncesi birbirine yakın konumda olduğunu ve böylece iki istif üzerinde Küçüküsu İstifinin çökeldiğini göstermektedir. Litolojik olarak Yahyalı istifinin Triyas şist serisini andırır.

— Minaretepeler İstifi : Bölgenin sadece güney kesiminde yüzeylenmekte ve alttan üste doğru tızk dokulu açık kahverengi renkli kireçtaşı seviyesi, masif - kalın tabakalı kireçtaşı seviyesi, şarap renkli seviye (mor renkli marn, kireçtaşı, dolomit ardalanmalı) ve dolomitik kireçtaşı seviyeleri ile temsil edilmektedir. Üst Triyas yaşlı Minaretepeler . istifinin /çökelleri şelf ortamının özelliklerini taşırlar. Kıyma tepe ile Teke Kalesi arasında blok hareketleriyle fazlaca parçalanmışlardır.

— Beyaz Aladağ İstifi : İnceleme alanının güney ve güney doğusunu naplı yapısıyla çepçevre kuşatır. Tamamen kalın tabakalı gri - grimsi, beyaz renkli dolomit ve dolomitik kireçtaşlarının oluşturduğu istif, Üst Triyas Jura'da plafom/bank fasiyesinde tortulanmıştır (Tekeli ve diğerleri, 1981).

Aladağ naplarının eri üstteki Beyaz Aladağ napı inceleme alanının dışında güneye doğru büyük bir alana yayılmaktadır.

— Üstkuşak istifi : Tamamen kalın tabakalı gri kireçtaşlarından oluşur ve Jura yaşlıdır. Aksu Dere batısında Üstkuşak Tepe çevresinde diğer istiflerle tektonik dokanaktır. Tekeli ve diğerlerinin (1981) çalışmasında Çataloturan istifine konulan bu istif yazara göre hiç bir litolojik ilişkisi bulunmamakla birlikte, uzak bir olasılıkla Minaretepeler istifinin en üst kesimine konulabilir.

— Aladağ Ofiyotli Melanj (Senoniyen İstifi) : Karbonatlı istiflerin üzerinde uyumsuz konumla olarak çökelmiş-

tir. Kireçtaşı blokları içerikli istifte serpantinitler, pelajik mikritik çamurtaşları, türbiditik ve konglomeratik kayaç türleri, çörtlü kireçtaşı, radyolarit, diyabaz ve granodiyoritler görülmektedir (Tekeli, 1980). Ofiyolit oluşum sonrası bölgeyi etkiliyen blok hareketleri ve naplanmalarla ilgili olarak bindirme hatlarında ve öteki istiflerin içine düzensiz ve kesitli hatlar halinde yerleşmiştir. Tekeli ve diğerleri (1981) nin çalışmasına göre bu istif, henüz tümüyle çözümlenmeyen sorunlarına karşın, Senoniyen havzasının kıta şelfi bölgesinde gelişmiş ve daha sonraki yoğun bölgesel tektonikle öteki kayaçların üzerinde dilimler şeklinde yerleşmiştir.

— Mağmatik Kayaçlar : Siyah Aladağ istifinin kuzey sınırı boyunca doğu - batı yönünde kesikli, ince bir şerit şeklinde yüzeylenir. Çoğunlukla asit mağmatizmaya ait biyotitli kalkalkali granit, granit, granodiyorit, kuvarsdiyorit ve diyorit gibi derinlik kayaçları ile bunların dayk kayaçlarıyla daha az olarak bazik mağmatizmaya ait gabro ve diyabaz daykları ile temsil edilirler (Oygür ve diğerleri, 1978). Mağmatik kayaç. Siyah Aladağ istifi kireçtaşları dokanağında kontak metamorfizma nedeniyle granatlı, epidotlu, kısmen de aktinolitli, skapolitli, diyopsitli skarn kuşağı oluşmuştur. Kuşakta bulunan en önemli skarnlı manyetit yatağı Karamadazı yatağıdır.

İnceleme alanının asidik kayaçlarıyla Bolkardağı Horoz granitlerinin aynı yaşta oldukları ve her ikisinin Ecemiş fayı ile yanal atıma uğrayarak uzaklaştıkları kabul edilmektedir. Horoz granitlerinin oluşum yası Çalapkulu (1980)'ya göre Kampaniyen sonrası-Alt Eosen 'dir.

— Tersiyer Çökelleri: Maden Boğazı çevresinde Lütisiyen (Eosen) yaşlı Kaleboynu Formasyonu kumlu kireçtaşı, kireçtaşı, kumtaşı ve çakıltaşıyla temsil edilir. Kaleboynu Formasyonu üzerine açılı diskordansla çakıltaşı, kumtaşı, miltaşı ve çamurtaşlarından oluşan Oligosen yaşlı Çukurbağ Formasyonu gelir. Her iki formasyon karasal ortam çökelleridir (Yetiş, 1978).

Horoz Kayası kuzeyinde Siyah Aladağ ve Küçüküsu istifleri üzerine açılı diskordansla gelen karasal Miyosen konglomeraları yöredeki daha yaşlı tüm kayaçların çakıllarını içerir.

— Buzul Çağı Sonrası Moren ve Alüvyonlar : Kuvaterner yaşlı morenler çoğunlukla derin vadilerde buzul hareketleri sonucu ortaya çıkmışlardır. Buzul hareketleri dar vadilerde U-biçimli vadilerin gelişimine neden olmuştur.

Yamaç molozu ve alüvyonlar bölgenin her kesiminde çok yaygındır. Ecemiş fayının doğusundaki yamaçlarda kuzeyden güneye doğru sıralanmış birikinti konileri izlenir. Tektonik

Aladağların yapısal evriminde üç farklı dönem etkin olmuştur: 1) Üst Triyas - Alt Kretase zaman aralığını kapsayan duraylı kıta kenarı dönemi, 2) Senoniyen'de kıta kenarının bozulması ve ilk ofiyolit yerleşimini kapsayan dönem, 3) Maastrihtiyen'de allohton ofiyolit naplarının yerleşmesiyle ve kıta kenarının naplanmasıyla sonuçlanan dağoluşum dönemidir (Tekeli ve diğerleri, 1981). Bölgeyi temsil eden istifler, güneyden kuzeye doğru etkileyen tektonizma ile naplanarak bugünkü genel konumlarını kazanmışlardır.



Üst üste yığılma biçiminde gelişmiş olan naplı yapısal bölge önemli ölçüde daralmaya uğramış ve naplı istifler bölgeye oldukça uzak mesafelerden de taşınmışlardır (Tekeli ve diğerleri, 1981). Böylece ilksel ortamlarına göre farklı tektono-stratigrafik birimler ortaya çıkmıştır.

İnceleme alanının batısını boydan boya sınırlayan Ece-miş fayı yaklaşık 80±10 km lik sol yan atıma sahip olup batısında Niğde metamorfileri yer almaktadır. Erciyes Dağı dolayından başlayıp inceleme alanının batı kesimini sınırlayarak geçtikten sonra Mersin iline kadar uzanan bu büyük fayın oluşum yaşı Paleosen sonrası-Lütesiyen öncesidir (Yetiş, 1978). Fayın doğusunda faya yakın kesimlerde kuvvetli tektonik deformasyon izlenir. Hurç Dağı çevresinde gözlenen aşırı milonitleşme olasılıklı anılan fayın oluşumu sırasında ortaya çıkmış olup dislokasyon metamorfizmasını temsil etmektedir.

Aladağ yöresinin ana kırıkları Senoniyen'de ofiyolitli melanjin yerleşim öncesinde ve dağoluşum döneminde oluşmuştur. Ancak Tersiyer'deki tektonikma bazı genç kırık ve kırık zonlarının oluşum ve gelişmesini sağlamıştır. Çok evreli tektonikma ile çok yönlü kırık sistemleri gelişmiş olmasına karşın, egemen kırıklar KD-GB ve KB-GD yönlüdür. Yoğun kırık tektoniği nedeniyle yöredeki farklı yaştaki formasyon dokanakları tektoniktir. İnceleme alanı ortasında ve batısında izlenen ters fay niteliğindeki iki büyük kırık KB'ya eğilimlidir ve bu konum naplanma yapıyla uyumsuzdur. Her iki fay uzanımının Ecemiş fayına yaklaşık doğrultuda olması bunların eşzamanlılığı varsayımını doğrulamaktadır.

Kırık tektoniği yanısıra kıvrım tektoniği de yer yer iyi gelişmiş olup, özellikle Siyah Aladağ istifinde K-G, KD-GB gidışli antiklinal ve senklinaler gözlenmektedir (Şekil 1).

## MADEN YATAKLARI

Bölge yataklarının dağılımı, yankayaçları ve özellikleri

Aladağ yöresinde Çataloturan (Karbonifer-Permiyen), Beyaz Aladağ (Üst Triyas-Jura), Üstkuşak (Jura) istifleri ile Eosen detritikleri ve Miyosen konglomeraları dışında, kalan yörenin Devoniyen-Kretase taşlı tüm karbonatlı kayaç birimlerinde çinko-kurşun cevherleşmesi izlenir (Şekil 1). Ancak bölgenin belli başlı cevher yatakları çoğunlukla Siyah Aladağ ve Yahyalı istiflerinde yer alır (Şekil 1 ve Çizelge 1). İnce seritler şeklinde bölgenin güney kesiminde yüzeyleyen ofiyolitli melanj yalnız İspir Tepe çevresinde içlerindeki karbonatlı kayaç blok ve tabakalarına bağlı küçük cevherleşmeler içermektedir-

İnceleme sahasının doğusunda dar bir kesimde dolomitlere bağlı önemsiz demirli zuhurlar ile Ağcaşar yatağını içeren Küçüküsu istifinin büyük bir bölümü cevhersizdir.

Cevherleşme bütünüyle tektonik kontrollüdür. Ağsal damarlı (stockwork) tip Aladağ - Delikkaya yatağı dışında tüm yataklar K-G ve KD-GB doğrultulu kırık sistemlerine bağlıdır. Kalınlık, uzanım ve yayılımları değişen damarlar bağlı buldukları faylar boyunca süreksizlikler gösterirler. Bazı zuhurların ana damarlara bağlı damarcıkları yaakayaç içine ve yankayacın tabaka yüzeyleri asına sokulum yapmaktadır.

Şekil 1'de görüldüğü gibi yörenin rezerv ve tenor açısından önem gösteren Zn-Pb yatakları iki ayrı zonda bulunur. Birinci zon Suçatı, Aladağ - Delikkaya ve Meydan Yaylası - İspir - Minaretepeler yatakları ile; ikincisi Tekneli, Minas, Yıldız Tepe, Dündarlı, Karlıgın, Karagedik, Şıpsikkaya ve Keybettepe yatakları ile temsil edilirler.

## Cevher Mineralleri

Cevher mineralleri çoğunlukla oksitli, daha az sülfidli minerallerden oluşmaktadır. Sülfidli cevher mineralleri çokluk sırasına göre galenit, pirit, sfalerit, markazit, kalkopirit, tetrahedrik, enarjit ve pirotindir. Galenit hemen her yatakta değişen oranlarda özellikle irili ufaklı bloklar şeklinde bulunurken, diğerleri çok az veya eser oranlarda bulunurlar.

Oksitli ve hidroksitli cevher mineralleri fazlaca smitsonit, limonit (götüt, lepidokrokot), serüzit, hidrozkinkit ve daha az hematit, hemimorfite, malakit, azurit, jarozit ve angezitten oluşmaktadır. Oksitli cevher mineralleri çoğunlukla sarımsı, kırmızımsı ve kahverenkli toprak görünümündedir. Bu renkleriyle limonitni andırmakta olup, ancak ağırlıklarıyla limonitten kolaylıkla ayırt edilebilmektedir. Bunun yanı sıra böbreğimsi, hücreli, ağsal, bandlı, kabuğumsu yapıda cevher oluşukları da oldukça yaygındır.

Gang mineralleri ise çoğunlukla kalsit, aragonit, dolomit, kalsedon, kil mineralleri (illit, halloysit, nakrit, klorit), opal, çok az olarak siderit, ankerit, barit ve jips mineralleri ile temsil edilir. Ayrıca Metag ve Stolberg (1971) raporlarında grinokit, jardanit, monimolit, villemite, arjantit, altın, kovelin, kuprit ve necdijenit, piromorfite, minium ve fraipontit gibi mikroskopta saptanabilen mineraller yanında fluoritin varlığından söz edilmekte ve sfaleritlerin demirce fakir, kadmiyumca zengin olduğu belirtilmektedir. Aynı çalışmada galenit içindeki Ag miktarı 100-150 gr/ton olarak belirlenmiştir. Ag'nin birincil kaynağı arjantit ve tetrahedrittir. Cevherlerde Ag ile birlikte düşük oranlarda Au'a rastlanmaktadır.

Çizelge 2 : Aladağ-Delikkaya Pb-Zn yatağının kimyasal bileşimi

Tablo 2 : Chemical composition of Aladağ-Delikkaya Pb-Zn Deposit

%	2711 m Üretim galerisi (mine level)	2734 m Üretim galerisi (mine level)	2780 m Üretim galerisi (mine level)
Zn	29.41	33.98	9.48
Pb	0.85	0.48	2.00
Cu	0.0026	0.0021	0.0028
Cd	0.0092	0.10	0.02
As	0.009	0.009	0.010
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.98	16.78	52.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.44	5.70	7.40
Ni	0.008	0.006	0.006
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.14	0.36
B <sub>2</sub> O	0.013	0.005 den az	0.005
SiO <sub>2</sub>	12.83	8.72	9.59
Ag (g/t)	29	16	11

## Karstlaşma ve Karstlaşma Evreleri

Yörede Zn ve Pb'ce zengin büyük yataklarla Fe'ce zengin küçük karstik zuhurlar belirgin bir zonlanmaya işaret ederler. Elmadağı çevresinde ve Dereköy kuzeyinde yüzeyleyen demirce zengin küçük zuhurlarla, Mezargedik yatağını bir zon şeklinde Zn-Pb'ce zengin cevherli zon çepeçevre kuşatır (Şekil 1).

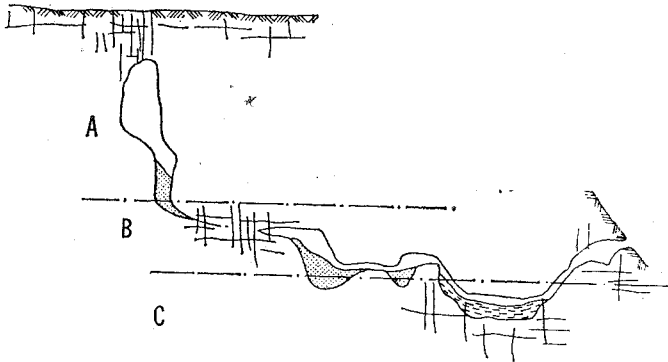
Aladağ yöresi yataklarının Zn-Pb ve öteki element içerikleri değişkendir. Çizelge 2'de Aladağ-Delikkaya yatağının belirli düzeylerinden alınan cevher örneklerinin analiz değerleri verilmiştir (Metag ve Stolberg, 1971).

#### Genel

Karstik maden yataklarının (özellikle sülfidler, barit ve florit) kökeni üzerine üç ayrı varsayım ileri sürülmüştür (Zuffardi, 1976). Bunlardan birincisine göre boşlukların oluşturulması ve bunların cevherlerle doldurulması mağmatik kökenli hidrotermal eriyiklerle sağlanır. İkincisine göre, boşluklar karstik, dolgular ise mağmatik hidrotermal kökenlidir. Üçüncü görüşe göre ise hem boşluklar hem de dolgular yukarıdan aşağıya akan (supergene) ve/veya arteziyen sularıyla oluşmuştur. Günümüzde karstik yatakların oluşumu daha çok bunlardan sonuncu görüşle açıklanmaktadır.

Bögli (1978)'ye göre karasal ortamda belirli fiziko-kimyasal koşullar altında karbonatlı kayalarda karst korrozyonu sonucu yüzeyde dolin, polye, lapyta, çukurluklar ve karrenler; yeraltında ise boşluk ve mağaralar oluşur.

Karst sisteminde meteorik suların hidrodinamik koşulları göz önüne alınırsa üç farklı zon ayırt edilir (Bernard 1976 ve Zuffardi, 1976; Şekil 2) :



Şekil 2. Cvijic (1918)'e göre karst sisteminin basitleştirilmiş kesiti : A -Süzülme zon, B -Dolaşım zonu, C - Emme zonu.

Figure 2- Simplified section of a karst system (after Cvijic, 1918). A - Percolation zone, B - Circulation zone, C - Imbibition zone.

a) Süzülme zonu : Su tablası üzerinde uygun oksitlenme koşulları altında asidik sular, karbonatlı kayalarda düşey boşluklar ve karst bacalarını oluşturur. Burada sürekli karbonat çözünmesi suyun pH değerini artırır. Su akımı nedeniyle mekanik erozyon kimyasal erozyondan daha şiddetlidir. Karst sedimentasyonunda kaba detritikler egemendir.

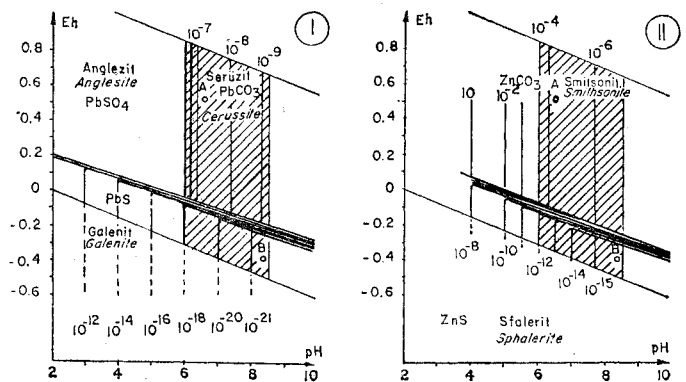
b) Sürekli dolaşım zonu : Daha çok yatay gelişen boşluklar galeriler şeklindedir. Su tablası civarındaki bu zonda kimyasal çözümlerle yaygın «çöküntü» (collapse) breşleri ortaya çıkar. Suyun pH değeri bazik, Eh değeri ise çok zayıf indirgendir. İnce detritik sedimentasyon görülür.

c) Emme (Imbibition) zonu : İndirgen ortam koşullarının egemen olduğu bu zon tümüyle su tablası altındadır. Kükürt oksitleyen ve indirgen mikroorganizmaların işlevleri burada önemli rol oynar. Ultradetritik ve biyokimyasal sedimentasyon egemendir. Biyojenik sülfidleşme bu zonun karakteristik niteliğidir.

Hem yüzey hem de yeraltı karstlaşmasında klastik ve kimyasal sedimanların taşınma oranlarına bağlı olarak kum boyutundan kil boyutuna kadar karst sedimanları çökeler.

#### Karstik Ekonomik Maden Yataklarının Oluşumunda Fizikokimyasal Koşullar

Karstlaşmada pH değerini düzenleyen ve onu 6 ile 8,5 arasında tutan CO<sub>2</sub> kısmi basıncı ana değişkendir. Çözünmüş H<sub>2</sub>S ve O<sub>2</sub>, -0,4 ile 0,8 V arasında değişen Eh değerini yönlendirir. Suyun ısı birkaç derece ile yaklaşık 20°C arasında değişir. Şekil - 3, kurşun ve çinkonun Eh ve pH değerlerine bağlı olarak hangi şekillerde bulunabileceğini göstermektedir. Şekillerdeki taranan kısımlar karst ortamında pH ve Eh değişkenlik kesimini temsil etmektedir. Karstlaşma süreçleri ile sülfidli minerallerden galenit, serüzit ve anglezite dönüşürken, sfalerit de smitsonite dönüşür. İnceleme alanında oksitli cevherlerin çoğunluğu bu yolla oluşmuştur. Sülfidli cevherlerin bir kısmı da kimyasal çökeltmeler şeklinde emme zonunda gerçekleşmiştir. Emme zonunda çökeltiler (—) Eh değerlerine sahip olup, çoğu zaman çözeltiler bu zonda hareketlidir. Siyah organik maddelerce zengin çamurların çökelebildiği zon mikro indirgeyici ortam niteliğini taşır. Değinilen koşullar altında



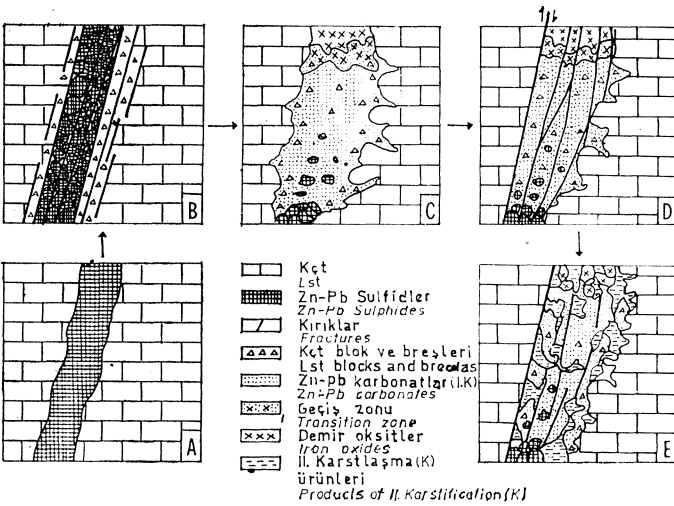
Şekil 3. Garrels (1953)'e göre bazı kurşun (I) ve çinko (II) bileşenlerinin pH, Eh ve çözünme ürünlerine bağlı olarak mineral duraylılık alanlarının diyağramları.

Figure 3. Diagrams of theoretical stability fields of minerals as functions of pH, Eh and solubility products of various lead (I) and zinc (II) species (Garrels, 1953).

sayısız bakteri kolonileri varlığıyla sülfatlı bileşikler sülfidlere indirgenir. Kurşun ve çinko sülfidler en üst zonda oldukça çözünür olmasına karşın; en alt zonlarda artan H<sub>2</sub>S miktarlarıyla çözünürlükleri çok düşük düzeydedir.

#### Karstlaşmanın Aladağ Yöresindeki Rolü ve Etkinliği

Bazı yataklarda bugün bile oluşumunu sürdüren çok evreli karstlaşma süreçleri bölgede daha önce oluşan cevherlerin büyük ölçüde veya tümüyle hareketlenmesini ve tekrar çökmesini sağlamıştır. Tekrar çökme cevher damarlarında iç sedimentasyon şeklinde gerçekleşmiştir. Tüm karstik evrelerde cevher mobilizasyonu ve en son cevher geometrisi şekil - 4 ile temsil edilmektedir.



Şekil 4- Aladağlar karbonatlı çinko - kurşun cevherlerinin oluşumu ve gelişme evreleri (genelleştirilmiş). Genç karstlaşma evreleri burada gösterilmemiştir. K: Karstlaşma.

Figure 4. The formation and development stages of zinc-lead carbonate ores of Aladağ area (generalizer). Younger karstification stages have not been shown in this figure, K ; karstification.

Aladağ yöresi karbonatlı çinko-kurşun yataklarının olası birincil kökeni hidrotermaldir. Tersiyer'de yörenin birçok kez epirojenik hareketlerle yükselmesi karstlaşmaya uygun topoğrafik koşulları hazırlamıştır. Böylece çok evreli karstlaşma ve karst sedimentasyonu ortaya çıkmıştır. Yoğun tektonizma, cevherli çözeltilerin belirli mesafelerde göçü için gerekli zayıf tektonik hatları ve kırıkları oluşturmuştur. Yataklarda cm ölçeğinde gözlenen siyah amorf galenit tabakalarıyla smitsonit ve serüztin ardalanması; karstlaşma sırasında ortamın fiziko - kimyasal koşulların sık değişmesine neden olan sürekli yinelenen devinimlerin (yükselme - alçalma) etkinliğini yansıtmaktadır. Yatakların boyutlarını belirleyen ana nedenler sırasıyla: Karstlaşmanın sürdüğü zaman aralığı, karstik suların akışı ve etkinliği, suların giriş ve çıkışı arasındaki düşey ve yatak uzaklıklar yanında; karbonatlı kayaçların bileşimi ile doğrudan bağıntılı olan çözünürlük derecesi, tektonizmanın yoğunluğu,

kayaçların mekanik parçalanma niteliği ve birincil cevher miktarının varlığıdır.

Cevher damarlarının hemen her kesiminde izlenen karstik sediman tabakaları çoğunlukla yatay ve yataya yakın konumdadır. Kaba detritik, orta taneli detritik ve çok ince detritik bileşenlerle kimyasal çökme ürünleri yaygındır. Özellikle %15'e kadar cevher içerebilen kil tabakaları ve bantları yataklarda çok düzensiz şekillerde bulunan en yaygın sediman ürünlerinden biridir. Daha çok üst kesimlerde gözlenen iri detritikler arasındaki ince taneli cevher bileşenleri su dolaşımına bağlı olarak daha alttaki kesimlere taşınmıştır.

İmren (1965), Denizovası, Çakılıpınar, Havadan, Ayşepmar, gibi yataklarda cevherlerin iki şekilde karst kapanlarına taşındığını işaret etmektedir: Bunlar çözeltiler halinde ve kısa mesafeli mekanik taşınma ile çözeltiler halinde uzun mesafeli taşınmadır Buna karşın Aladağ - Delikkaya yatağıyla bağlantılı ana damarda (batıda) iyi derecede yuvarlak galenit ve kalsedon çakıllarının bulunması mekanik taşınmanın da uzun mesafede gerçekleştiğini kanıtlar. İmren (1965) incelediği alanın Triyas - Kretase aralığında birinci karstlaşmaya, Kretase sonrasında ikinci karstlaşmaya uğradığını savunmaktadır. Buna karşın incelenen alanda cevherlerin doğrudan karstlaşması Tersiyer'de başlar, günümüze dek sürer. Ayrıca Siyah Aladağ istifinin Üst Permiyen sonrası Jura öncesi karstlaşma ürünleri cevher-sizdir. Sadece ufak boksit toplulukları ile temsil edilirler.

Yatakların ana cevher mineralleri smitsonit, limonit ve serüztittir. Cevher mineralleri toprağımsı ve amorf görünümü çoğunlukla kolloform, bantlı, böbreğimsi, oolitik ve ağsal yapı ve dokuludur. Bu yapı ve dokular cevherin karstik boşluklarda oluştuğunu gösterir. Suçatı yatağında gözlenen özsekilli gips kristalleri sülfidli minerallerin ayrışması ile ortaya çıkan karstik suların sülfat iyonlarıyla Ca<sup>2+</sup> iyonlarının birleşmesi sonucu oluşmuşlardır.

Yörenin bitümlü ve ince tabakalı karbonat kayaları cevher yataklanmasına uygun değildir. İnce tabakalar tektonik hareketlere karşı kırık tektoniğinden çok kıvrım tektoniğinden çok kıvrım tektoniği şeklinde tepkime gösterir ve böylece karst sularının serbest dolaşımı büyük ölçüde engellenirken, bitüm içeriği de karstik cevherli çözeltilerin kayaçlara etkiye oranını azaltmıştır. Öte yandan suların ince tabakalar arasına dağılması etkin karstlaşmayı belirli ölçüde yavaşlatmıştır.

Yatakların yer yüzüne yakın üst kesimlerinde 1 - 5 m arasında değişen kalınlıklarda bir nevi demir şapka bulunmaktadır. Buradan işletilebilir Pb - Zn cevher zonuna doğru tedrici bir artış görülmektedir (Şekil 4). Ancak Tekneli II ve III damarlarının değişik düzeylerinden sondajlardan alınan örnekler bu görüşle çelişmektedir. Bunun başlıca nedeni cevher minerallerinin çok evreli karstlaşma ile kendi içinde göçüdür (Şekil 4 e). Metag ve Stolberg (1971)'e göre Tekneli II ve III nolu cevher damarlarında bazı bileşenlerin miktarları Çizelge 3'te verilmiştir.

Aladağlar'da karbonatlı kayaçların fazla kırıklı olması ve uygun topoğrafik konumda bulunması, bunlarda yerüstü karst oluşuklarından çok yeraltı karst oluşukları ile karbonatlı cevherlerin oluşmasına neden olmuştur. Buna



%	Zn	Pb	Cu	Cd	As	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	Ag (gr/ton)
II no'lu Damar (Vein no II)										
a) Yüzey (Surface)	30.80	0.95	0.010	0.15	0.042	14.84	5.16	0.15	8.02	95
b) Damar (Vein)	29.7	3.01	0.002	0.11	0.027	17.98	5.30	0.18	11.63	21
111 no'lu damar (Vein no 111)										
a) Yüzey (Surface)	16.17	1.04	0.0054	0.055	0.014	30.66	7.30	0.32	12.04	19
b) Damar (Vein)	28.88	4.77	0.0045	0.49	0.04	20.09	3.85	0.11	9.05	22

**Çizelge 3. Tekneli II ve III nolu damarlarının içinden ve yüzeylerinden alınan numunelerin kimyasal bileşimleri (Metag ve Stolberg, 1971).**

**Table 3. Chemical compositions of samples from surface and within II nd and III rd veins of Tekneli.**

karşın ofiyolitlerin yeraltı karst sürecine uygun olmaması nedeniyle içlerindeki kireçtaşı blokları ayrışmamış birincil kökenli sülfidli cevher damar ve damarcıklarını taşır.

#### YATAKLARIN BİRİNCİL KÖKENİ

Zamantı kuşağı karbonatlı çinko - kurşun yatakları bir dizi evrim sonucu son şekillerini kazanmışlardır. Yatakların birincil kökenini asidik mağmatizma ile ilgili olasılı hidrotermal süreçler belirler. Devoniyen - Kretase yaşlı tüm kayaç birimlerinde cevherleşmenin varlığı birincil cevher yataklanmasının Tersiyer'de gerçekleştiği noktasına götürür. Paleosen sonrası Lütésiyan öncesi şekillenen Ecemiş fayı (Yetiş, 1978) ve bununla eşzamanlı oluşan kırıklarda cevherleşme ve mağmatik kayaç oluşumu gözlenmemesi nedeniyle asidik mağmatizmanın olasılı yerleşim yaşı Paleosen - Alt Eosen olarak kabul edilmektedir. Bu mağmatizmadan kaynaklanan bir cevherleşmenin varsayılması halinde yörenin naplı Çataloturan, Üst kuşak ve Beyaz Aladağ istiflerinde cevherleşme izine rastlanması gerekirdi. Bunlarda cevherleşmenin izlenmemesi çok önemli bir sorun olarak ortaya çıkar. Ancak şekil I jeolojik kesitinde görüldüğü gibi anılan cevhersiz istifler napların yoğun olduğu ve üst üste bulunduğu çok kalın bir kesimde yer alırlar. Ayrıca istif dokanaklarının büyük bir kısmı cevherli çözeltilerin geçişini engelleyebilecek ofiyolitli melanj kuşakları ile sınırlıdır. Öte yandan anılan kesim boyunca çözeltilerin hareket ve göçünü kısıtlayabilecek marnlı - çamurtaşlı Küçüksu istifi uzanmaktadır. Gerek Küçüksu istifi gerekse ofiyolitli melanj yörenin kuzey ve orta kesimine göre daha derinlerde bulunan mağmatik kaynağa uzak olup, her iki istif çözeltilerin daha üstteki istiflere geçişini engelleyen baraj niteliğini taşımış olabilirler. Ancak çok uzun bazı bindirme hatları (Yahyalı - Siyah Aladağ bindirme hattı gibi) cevher yerleşimine en uygun zonlar olabilecekleri halde bunlar cevhersizdir.

Birincil cevherleşmenin Paleosen - Alt Eosen yaşlı bir asidik mağmatizmaya bağlanması halinde, Bolkardağı kurşun - çinko yataklarıyla açık bir benzerlik göze çarpar. Skarn - Hidrotermal kökenli Bolkardağı cevherlerini oluşturan

hidrotermal eriyikler Şişman ve diğerleri (1981)'e göre Alt Eosen, Çalapkulu (1980)'ya göre ise Kampaniyen sonrası - Alt Eosen yaşlı Horoz graniti tarafından getirilmiştir. Birbirinden yaklaşık 70 km uzaklıkta bulunan yataklarda Aladağ yöresi yatakları sol yanıl atımlı Ecemiş fayının doğusunda, Bolkardağı yatakları ise batısında bulunur. Bu konuma göre atım öncesi eşzamanlı bir yataklanma söz konusu olmakla birlikte Bolkardağında daha yüksek oluşum ısılarına işaret eden mineral parajenezleri gözlenirken, Aladağ yöresinde Zn ve Pb den oluşan yeknesak bir cevherleşme izlenir.

Birincil cevherin gelim kaynağı ve oluşum modeli ikinci bir savla da açıklanabilmektedir. Aladağ yöresini oluşturan alloktan ve paraotokton istiflerinden Yahyalı, Siyah Aladağ, Mineratepeler ve Küçüksu istifleri ile ofiyolitli melanj Maestrihtiyen öncesi ya mağmatik süreçlerle veya lateral segregasyon süreçleriyle cevherleşmiş ve bölgenin naplanması sırasında cevherli istifler üzerine cevhersiz istifler sürüklenmiştir. Yörenin Devoniyen - Alt Kretase zaman aralığında istiflenen tüm kayaç birimlerinde cevherleşmenin varılması ve naplanmanın Maestrihtiyen'de gerçekleşmesi nedeni ile olasılı yataklanma yaşının Orta - Üst Kretase olarak alınması gerekmektedir.

Mustafa Çevrim'in (Sözlü görüşme, 1981) Aladağ - Delikkaya galenit örneklerinde yaptığı mutlak yaş tayinleri 47 + 5 milyon yıl olarak vermiştir. Bu sonuca göre gerek Yahyalı granitoidleri gerekse bunlarla ilgili sülfidli cevherleşmenin yaşı Alt Eosen'dir. Ancak yaşı saptanan galenit örneklerinin karst sisteminin emme zonunda oluşabileceği olasılığının bulunması bu sonucu değiştirebilir. Öte yandan İmreh (1965) sülfidli cevherleşmenin kaynağını yorumlamamış olmasına karşın, oluşum yaşının Paleojen (olasılı Eosen) olabileceğini savunmuştur.

#### SONUÇLAR

Aladağ yöresi cevherleri Devoniyen - Kretase zaman aralığında istiflenen tüm kayaç birimlerinde yataklanmıştır. Ağsal damarlar (stockwork) tipindeki Aladağ - Delikkaya yatağı dışında kalan tüm yataklar K G ve KD -GB

yönlü kırıklarda veya eksenleri kırıklarla belirlenen antik - linal ve senklinallerin eksen düzlemlerinde bulunur. Bir dizi evrim geçiren yatakların birincil mineralleri çoğunlukla sfalerit, galenit ve pirit parajenezinden oluşmaktadır ve olası hidrotermal bir gelime bağlıdır. Birincil sülfidli cevherlerin yerleşim yaşı tartışmalı olup bu konuda iki görüş savunulmaktadır. Bunlardan birine göre cevherler mağmatik çözeltilerle veya lateral segragasyonla Orta - Üst Kre-tase zaman aralığında Yahyalı, Siyah Aladağ, Küçüksu ve Minaretepeler istifleri ile ofiyolitli melanin kireçtaşı bloklarına yerleşmiştir. Bu birimlerden daha uzakta bulunan cevhersiz Çataloturan, Üst kuşak ve Beyaz Aladağ istifleri Maastrichtiyen'de cevherli istifler üzerine naplanma sonucu yerleşmiştir.

İkinci görüşün temelini olası Paleosen - Alt Eosen yaşlı Yahyalı granitoidleri oluşturur. Granitoidden kaynaklanan cevherli çözeltiler dört cevherli istifi güney ve güneydoğu kesimini sınırlayan ofiyolitli melanin kadar ulaşabilmişlerdir. Özellikle ofiyolitli melanin cevherli çözeltilerin daha üstteki naplı Çataloturan, Üstkuşak ve Beyaz Aladağ istiflerine ulaşmasını engelleyen bir baraj niteliği taşıdığı varsayılmaktadır. Arazi gözlemleri bu görüşlerden daha çok ikinci görüşü desteklemektedir.

İnceleme alanından 70 km GB'da bulunan Paleosen - Alt Eosen yaşlı Horoz granitoidinden kaynaklanan Bolcardağ kurşun - çinko yataklarıyla Aladağ yöresinin yatakları eşzamanlı olarak oluşmuştur. Oluşum sonrası her iki bölge Ecemiş fayı ile atılarak bugünkü konumlarını almışlardır.

Aladağlar yöresi yoğun biçimde Orta - Üst Tersiyer'de çok evreli karstlaşmaya uğramış ve karstlaşma günümüze dek sürmüştür. Çok evreli karstlaşma sırasında birincil sülfidli cevher mineralleri ya bulunduğu yerde, ya da mekanik ve kimyasal taşınma ile özellikle masif ve kalın tabakalı karbonatlı kayaçların kırık sistemlerinde karbonatlı Zn - Pb şeklinde çökelmiştir.

#### KATKI BELİRTME

Yazar bu makalenin hazırlanması sırasında arazide çalışma olanaklarını sağlayan MTA Enstitüsü Genel Direktörlüğü ile bazı örnekleri laboratuvarlarında analiz eden Çinkur İşletmesi Genel Müdürlüğüne teşekkür eder. Ayrıca makaleyi eleştirerek okuyan sayın Dr. Ahmet Çağatay'a da teşekkürü borç bilir.

#### DEĞİN İLEN BELGELER

- Abdüsselamoğlu, Ş., 1958, Yukarı Seyhan bölgesinde Doğu Torosların jeolojik etüdü :MTA Derleme, 2688, 38 s., yayınlanmamış.
- Aksay, A., 1980, Toroslar'da fasiyes yönünden farklı bir Alt Karbonifer istifi : Türkiye Jeol. Kur. Bült. 23, 1, 193 - 199.
- Bernard, A. J., 1976, Metallogenic processes of Intra - karstic sedimentation; Amstutz, G.C. ve Bernard, A.J., ed., Ores in sediments'de : Springer, Berlin - Heidelberg New York, 43-57.

- Blumenthal, M.M., 1952, Das taurische Hochgebirge des Aladağ; neuere Forschungen zur seiner Geographie, Stratigraphie und Tektonik : MTA yayınları, seri D, 6, 136 s.
- Bögli, V.A., 1978, Karsthydrographie und physische Spelaeologie ; Springer, Heidelberg - Berlin - New York, 292 s.
- Çalapkulu, F., 1980, Horoz Granodiyoritinin jeolojik incelemesi : Türkiye Jeol. Kur- Bült, 23,1, 59 - 68.
- Cvijic, J., 1918, Hydrographie souterraine et evolution morphologique du karst : Grenoble, Revue. Trav. Inst. Géogr. Alpin, 6,4, 56 s.
- Garrels, R.M., 1953, Mineral species as functions of pH and oxidation - reduction potentials, with special reference to the zone of and secondary enrichment of sulfide ore deposits : Geochim. Cosmochim. Acta, 5, 4, 153-158.
- Gümüş, A., 1964, important lead - zinc deposits in Turkey : Mining Geology and the base metals, CENTO, Ankara.
- İmreh, L., 1965, Zamanti metal cevherleşmesi bölgesinin kurşun - çinko mineralizasyonları : MTA Dergisi, 65, 85-108.
- Metag ve Stolberg, 1971, Zamanti kurşun-çinko projesi nihai raporu, Maden sahalarının jeolojisi ve paleontoloji ekleri : DPT Müsteşarlığı Rap-, c. IV, 191 S., yayınlanmamış.
- Metz, K., 1956, Beitrage zur Geologie des kilikischen Taurus im Gebiete des Aladağ :Wien, Sitzungsber- Akad. d.Wiss.Abt.,c. 1, 148 s.
- Oygür, V., Yurt, M. Z., Yurt, F., ve Sarı, İ., 1978, Kayseri Yahyalı - Karamadazı ve Kovalı yöresi demir madenleri jeoloji raporu :MTA Rap., 1626, 159 s., yayınlanmamış.
- Özgül, N., 1976, Torosların bazı temel jeoloji özellikleri : Türkiye Jeol. Kur. Bült. 19,1, 65 - 78.
- Philippson, A., 1918, Kleinasien : Handbuch d. regional Geologie : Heidelberg, V/2.
- Şişman, A.N., Şenocak, M.H., Dilek, S., ve Yazgaç, M., 1981, Bolcardağ yöresinin jeolojisi ve maden yatakları : MTA, M. Etüd Arşiv, 1790, 58 s., yayınlanmamış.
- Tekeli, O., 1980, Toroslarda Aladağlar'ın yapısal evrimi : Türkiye Jeol. Kur. Bült 23,1,11 -14.
- Tekeli, O., ve Erler, A., 1980, Aladağ ofiyolit dizisindeki diyabaz dayklarının kökeni :Türkiye Jeol. Kur. Bült. 23,1/15-20.
- Tekeli, O., Aksay, A., Evren-Ertan, İ., Işık, A., ve Ürgün, B.M., 1981, Toros ofiyolit projeleri, Aladağ projesi : MTA Derleme, 6976,132 s., yayınlanmamış.
- Tschihatschef, P., 1869, Asie mineure : Paris, Geologie, 1, 3, 552 s.

- Vaché, R., 1964, Antitoroslar'daki Bakırdağ kurşun-çinko yatakları (Kayseri ili) : MTA Dergisi, **62**, 87-98.
- Van der Kleyn, PH., 1966, Geologic reconnaissance mapping in the Aladağlar : MTA, M. Etüd Arşivi, **689**, 17 s., yayınlanmamış.
- Vohryzka, K., 1966, Yahyalı (Kayseri) ve Zamantı nehri arasındaki bölgenin jeolojisi ve metalojenezi : MTA Dergisi, **67**, 97 - 104.
- Yetiş, C., 1978, Çamardı (Niğde ili) yakın ve uzak dolayının jeoloji incelemesi ve Ecemiş yarılım kuşağının Ma-

den Boğazı -Kamışlı arasındaki özellikleri :İst. Üniv. Fen Fak., Doktora tezi, 151 s, yayınlanmamış.

- Zuffardi, P., 1976, Karsts and economic mineral deposits; Wolf, K.H., ed., Handbook of strata - bound and stratiform ore deposits'de : Elsevier, Amsterdam, c. 3, 175-212.

Yazının geliş tarihi : Şubat 1983

Yayıma verildiği tarih : Ocak 1984

t i i a s v B i n i i k

## Bitlis Masifi Avnik (Bingöl) Bölgesi metamorfik kayalarının petrojenezi

Petrogenesis of metamorphic rocks in the Avnik (Bingöl) region, Bitlis Massif, Turkey.

CAHİT HELVACI, Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik -Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir.

ÖZ : Bitlis Masifi'nin Avnik bölgesinde, Alt Birliğin en eski kayaları magnetit - apatit cevherleriyle ara katmanlı olan ve bazikten Mağge ItoHar döğge^ankkH&alMidaflrntmtaMadlteriaiairiir (#94İh 13 Ma).. fiu Rapauur, AVaik ve Tayla granitoidleriyle (347 ± 52 Ma) kesilirler ve tM irliğe ait mikaşistler ve Permîyen mermerleri tarafından uyumsuz olarak üstlenirler. Tüm istif, Alpin orojenezi sırasında kıvrımlanmış ve metamorfize olmuştur. Metavolkanikler ve granitoidler ileri derecede feldispatlaşmış ve silisleşmişlerdir.

Metavolkaniklerin yersel olarak porfiritik, sferulitik ve volkani - klastik dokular göstermesine karşın bunların K/Na oranları albitit ve K-feldispat kayalarını oluşturacak biçimde ileri düzeyde değişmiştir. Avnik granitoidleri ve mikaşistlerini etkileyen feldispatlaşmanın o l a s ılımedeni, üstteki denizel tortulların çökelişi sırasında temel kaya-ların her yanma yayılan deniz suyu ile kayalar arasındaki tepkimedir. Metavolkaniklerdeki metasomatik olayın yaşı, Rb-Sr toplam - kaya yöntemiyle 91 ± 9 Ma olarak bulunmuştur. Kaya ile deniz suyu arasındaki tepkimeler ile Eoal-pin orojenik fazı sırasında immms surat İfaanm <g&amm urıçguılı-k gpsteaifr. Kays^su itışikimdlfiıi, RH^Sır me KIRİb oran-larını değiştirmiş ve Sr isotoplarmı homojenleştirmiştir. Fakat REE biçimleri bozulmamış olarak gözlenir.

REE biçimleri, asal-element MmmM ile Mrlikte, panitoM ile metavolkanikler arasında kökensel bir ilişkinin olmadığını önerir. Metavolkanikler, ya çok bazik ve plajioklasca çok zengin magmanın ileri düzeyde ayrılanma kristalleşmesinden, ya da zayıf ve ileri düzeyde zengin magmanın ileri düzeyde ayrılanma kristalleşmesinden oluşabilirler. Granitoidler ipn^Sr isotop veasMi ite MliBSİBem Mtaıtsal aı roçjık çjn in önerilmiştir,

ABSTRACT : In the Avnik area of the Bitlis Massif, the older rocks of the Lower Unit are a series of basic to felsic granitoid rocks (347 ± 52 Ma) intruded with magnetite-apatite

micas istis  
Alpine oro-

ergŞ, ih<ş@ feete afe tefu=

ded by tht ^aife anâ ^ l a ssaiilfoite ^f i ^ Ma) aai uneemferanâbly everiam by aa ÜBPSİ tfi\* <sf  
ani femiâiS fñiâifbles. The m8M@ Şmmi@e •« tsöst teesa&tiy deformed and metamorphosed during the  
geny. İlse flst&swstefflffles awal gsaiteitite aa-eeesttaslkâfe' fSatepatnizedl amti süüdfled.

Although many of the metavolcanics retain porphyritic, spherulitic or volcanoclastic textures, their K/Na ratios have been severely altered, to produce albitite and K-feldspar rocks. The probable cause of the feldspathization, which also attmteitile/A\irik^naıtiti(Nİ(is;aTiÜitueirriicaxdliiste, its ueaftiam EtKİHm ttöe rocks and the sea water that per-vaded the basement during deposition of the overlying marine sediments. This metasomatic event is dated by a Rb-Sr whole-rock age (91 ± 9 Ma) on the metavolcanics, suggesting that the reactions coincided with the expulsion on the heated fluid phase during the Eoalpine orogenic phase. The rock/water reactions have altered the Rb/Sr and K/Rb ratios, and homogenized Sr isotopes, but REE patterns appear to be undisturbed.

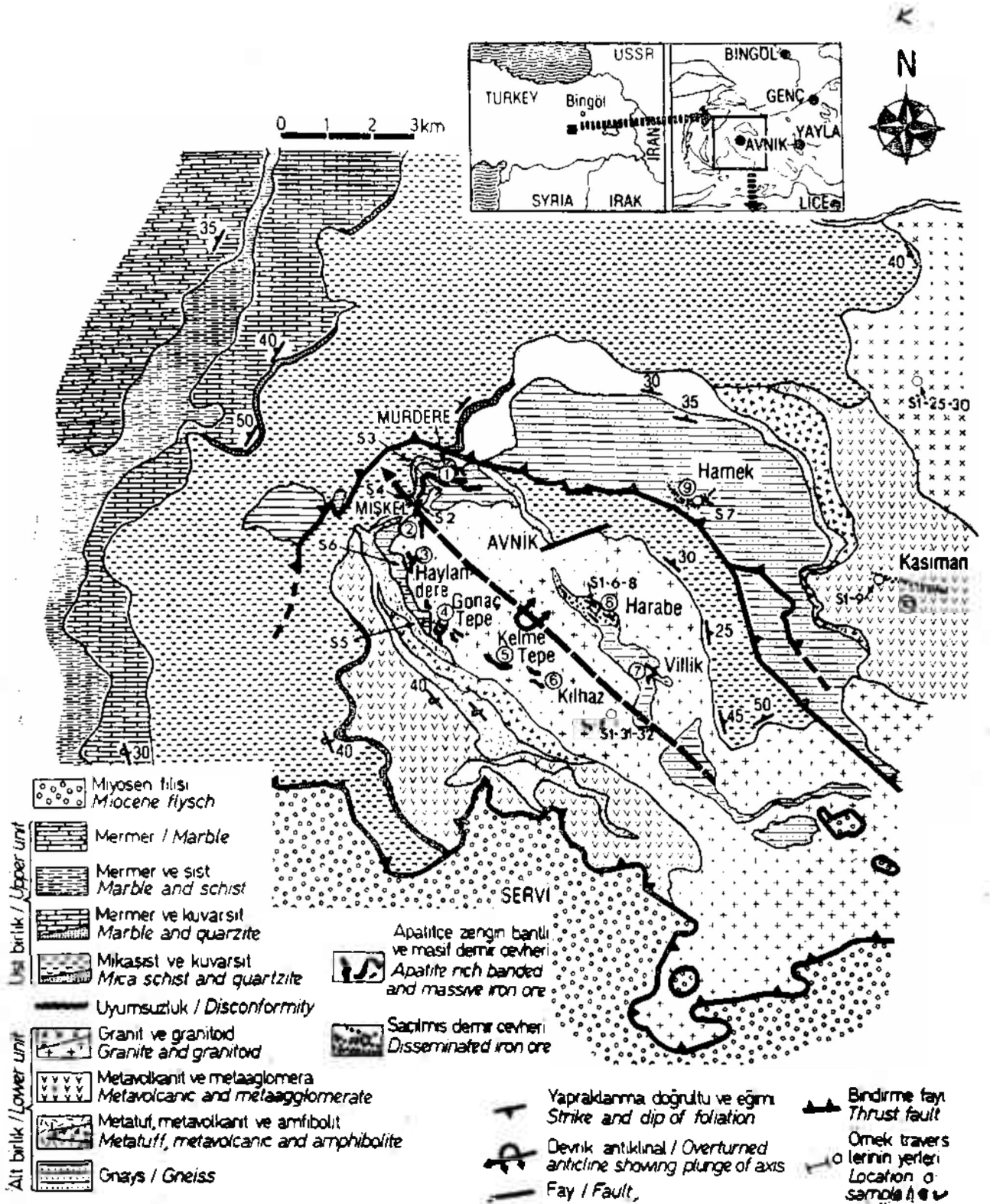
REE patterns, combined with major-element chemistry, suggest that there is no genetic relation between the granitoids and the metavolcanics. Metavolcanic smay have been derived either by extreme fractional crystallization of more basic, more plagioclase-rich magmas or from anatexis of a feldspathic rock where plagioclase was an important part of the anatectic residue. AanoMlafifliiiaiteatlicomyini ife suggested for the granitoids, which is consistent with the available Sr isotope data.

### GİRİŞ

Bitlis Masifi, Toros kıvrım kuşağının doğu kesiminde uzanan Paleozoyik yaşlı metamorfik kayalardan oluşan geniş bir bölgedir. Avnik (Bingöl) alanı, Bitlis masifinin batı kesiminde yer alır. Çalışma alanı, Bingöl'ün yaklaşık 30 km güneybatısı ve Genc'in 20 km batısında bulunur (Şekil 1).

Bitlis Masifi, yeşil şistten amfibolü fasiyesine kadar değişen metamorfik kayaları kapsar- Jeolojik ve paleontolo-

jik veriler (Altınlı, 1966; Göncüoğlu ve Turhan, 1983) ve radyometrik yaş tayinleri (Yılmaz, 1971; Yılmaz ve diğ. 1981; Helvacı ve Griffin, 1983) bu kayaların Paleozoyik zamanında oluştuğunu, kıvrımlandığını ve metamorfizmaya uğradıklarını önerir. Bitlis Masifi'nin güney kenarı, Güneydoğu Anadolu bindirme fayı boyunca Anadolu ve Arab levhalarının sınırını işaretler. Bitlis Masifinin metamorfik kayaları, güneye doğru Arab önkitasının sedimanter kayaları üzerine bindirmiştir (Altınlı, 1966; Ketin, 1966; Yılmaz,



Şekil 1. Avnik bölgesinin basitleştirilmiş jeoloji haritası. Temel olarak Erdoğan (1982)'nin çalışması alınmıştır.  
Figure 1. Simplified geological map of the Avnik region, based on work by Erdoğan (1982).

1971; Hail ve Mason, 1972; Aykulu ve Evans, 1974; Halı, 1976; Genç, 1977; Erdoğan, ve diğerleri, 1981; Erdoğan, 1982).

Avnik bölgesinde kayalar Alt ve Üst Birlikler olarak ayırtlanmıştır (Şekil 2). Alt Birlik kayaları apatitçe zengin bantlı ve masiv demir cevherleri ile ara katmanlı (Şekil 3), Avnik granitoidi ile Yayla graniti (350 Ma; Helvacı ve Griffin, 1983) tarafından kesilen, bazikten felsiğe kadar değişen kalk-alkalin karakterli metavolkanik kaya serileridir. Üst Birlik kayaları, mikaşist, mermer (Permian fosilli), mermer şist ardalanması ve beyaz mermerleri kapsar.

Petrografik çalışmalar ve kimyasal analizler, Alt Birliğin metavolkanikleri ve granitoidlerinin ileri düzeyde feldispatlaşmaya (hem K - hem de Na-) ve silisleşmeye uğradıklarını gösterir. Rb-Sr analizleri, bu metasomatik olayın, granitoidlerin volkanik istif sokulumundan çok sonra ve yaklaşık olarak 90 Ma önce oluştuğunu önerir.

Bu yazı, metavolkaniklerin ve granitoidlerin asal ve eser element analizlerini, bu kayalar arasındaki mümkün olan ilişkileri, kayaların kökenini ve Üst birliğe ait mikaşisti de etkileyen metasomatik olayın mekanizmasını ortaya koymayı amaçlar.

#### PETROGRAFİ

##### Alt Birlik

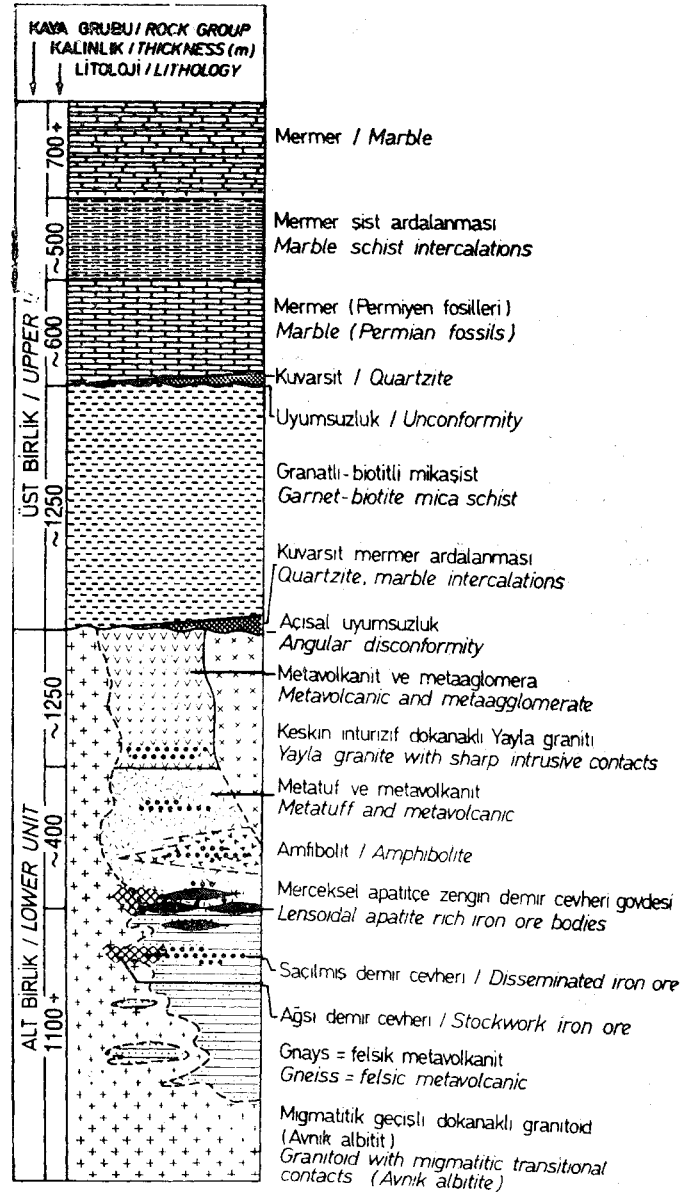
Metavolkanik Kayalar. Saha ilişkileri ve petrografi verilerine dayanarak metavolkanik istif dört guruba ayrılabilir : (1) Kuvars - feldispat gnays (ileri düzeyde yapraklanmış metavolkanikler), (2) Amfibolitler, (3) Metavolkanitler/metatüfler ve (4) Metaaglomeralar.

Avnik bölgesi istifinin en alt kesiminde gözlenen kuvars - feldispat gnayslar, başlıca kuvars ve feldispat ve değişen miktarlarda amfibol, muskovit, magnetit ve biyotit ile amfibolden oluşan ikincil klorit içerir. Magnetitin martitleşmesinden dolayı gri - kahverengi veya kahverengili ince taneli hamur, çok kenarlı büyük kuvars kristallerini (fenokristal/porfiroblast) ve serizitlenmiş büyük feldispat kristallerini (megacrysts) çevreler. Lepidoblastik dokular olmaktadır. Bu kayaların kimyasal bileşimleri ve petrografik verileri, gnaysların ileri düzeyde yapraklanmış, yeniden kristalleşmiş ve albitleşmiş felsik metavolkanik olduklarını vurgular. Bu gnayslar, sıkça amfibolce zengin gnayslar ve amfibolitlerle ardalanmalı olup granitoid dokanakları boyunca migmatitleşmişlerdir (Şekil 3).

Saha ve mikroskop gözlemleri amfibolitlerin, bazikten ortaca kadar değişen metavolkanik kayalar olduklarını belirtir. Yeşil ve koyu yeşil renklere olan amfibolitler başlıca amfibol (baskın olarak aktinolit, ender olarak hornblend ve krossit), diopsit, albit, epidot, apatit, magnetit, biyotit, muskovit ve az oranda kuvars, talk, klorit, kalsit, sfen ve hematit içerir. Başlıca şistoz, seyrek olarak lepidoblastik ve granoblastik dokular gösterir.

Metavolkanikler/metatüfler, çeşitli kaya tipleri ve kimyasal bileşimleri kapsar. Bunlar, baskın olarak ortaça bileşimde olup istifin üst kesimlerinde felsik metavolkanikler bollaşır. Seyrek olarak metaaglomeralar bu kayalarla arakatlıdır. Bazik ve ortaça bileşimli metavolkanikler/metatüfler, başlıca albit (az oranda K - feldispat), amfibol, klorit, mika ve magnetit içerir.

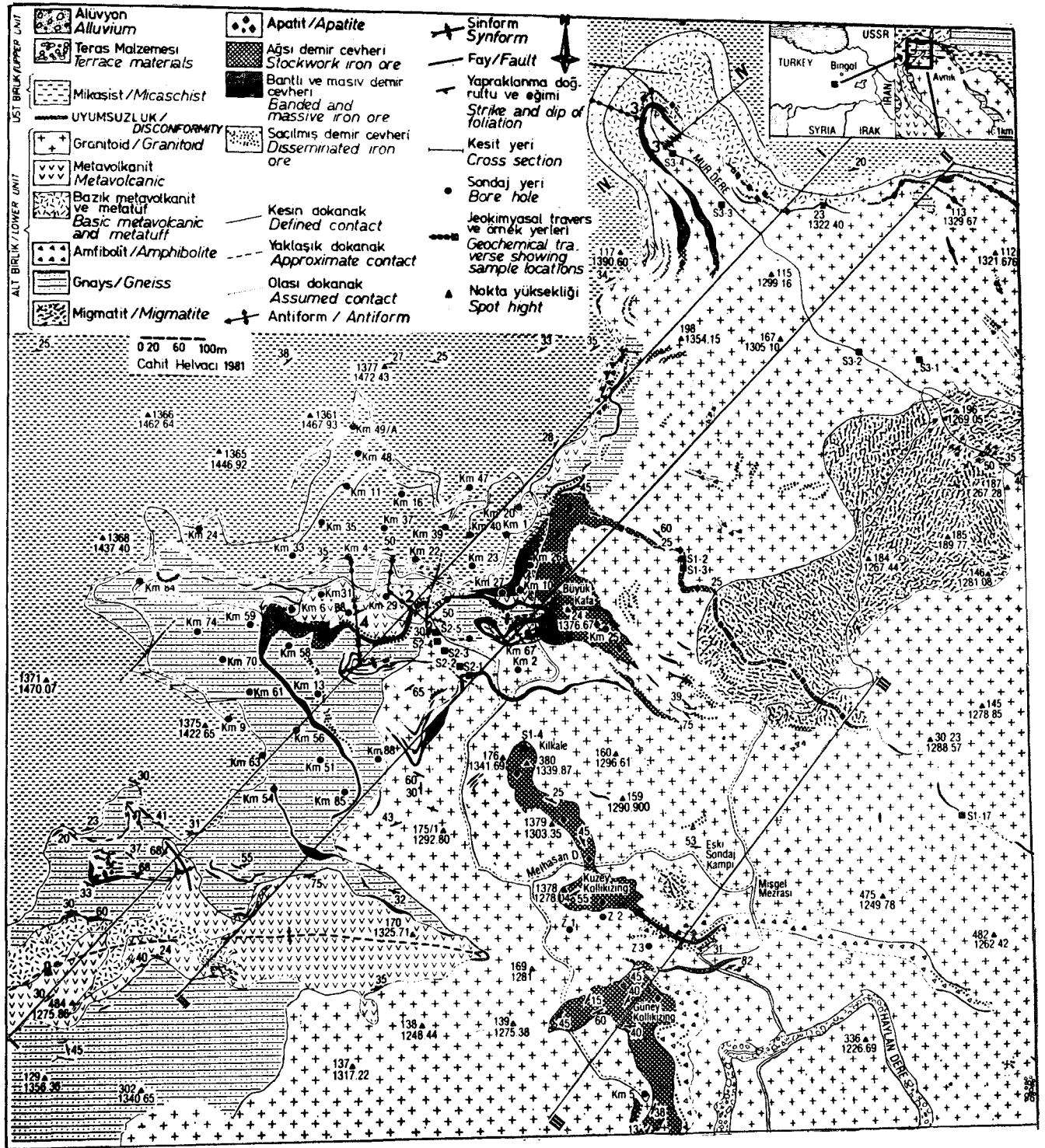
Albit ve seyrek olarak kuvarsin büyük kristalleri, bazen kuvvetli foliasyon gösteren, bazen göstermeyen kloritçe zen-



Şekil 2. Avnik bölgesinin stratigrafik dikme kesiti. Erdoğan ve diğerlerinden (1981) değiştirilerek alınmıştır.

Figure 2. Stratigraphic section of the Avnik region, modified after Erdoğan et al. (1981).

gin bir matris içinde yerleşmişlerdir. İlksel feldispat albit tarafından ornatılmıştır. Albitin dışı doğru büyümesi matris içine doğru uzanır ve poikiloblastik olarak matris minerallerini kapsar. Felsik metavolkanikler, ince taneli bir matris içinde 1 - 5 mm boyutlarında kuvars ve K - feldispat kristalleri içerir. Bazı K - feldispat iri iri kristalleri fenokristal gibi gözlenir ve öte yandan diğerleri açık olarak ilksel plajyoklasları ornatmışlardır. Bu iri kristaller sıkça gerilmiş ve çokgen şekiller almışlardır. İnce taneli hamur maddesi çok düzensiz mikro yapılar gösterir ve kayalarda K - feldispatın bütünüyle ornattığı yerlerde dahi yersel olarak sferulitik dokular korunmuştur (Şekil 4). Felsik vol-



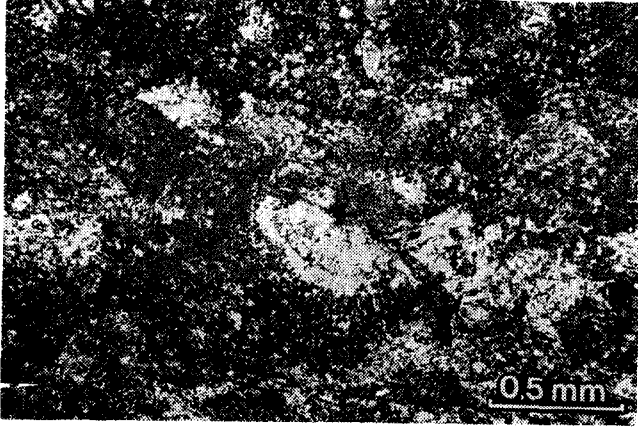
Şekil 3. Mişkel ve Murdere yataklarının ayrıntılı jeolojik haritası.  
Figure 3. Detailed geological map of the Mişkel and Murdere deposits.

kanikler ileri düzeyde silişleşmişler ve çok sayıda küçük kuvars damarları ile kesilmişlerdir.

Metaaglomeralar, sahada bu kayaların temel yapılarıyla belirlenmişlerdir. Volkanikler içinde merceksele veya ince seviyeler şeklinde gözlenirler. İnce kesitlerinde, ince taneli ve ileri düzeyde foliyasyon gösteren mikali bir mat-

riks içinde volkanik kırıntılar - birikintiler (fenokristal, hamur malzemesi) içerirler. Kataklastik dokular sıkça gözlenir-

Metavolkanik istifte ara katmanlı olan apatitçe zengin demir cevherleri bantlı, masiv ve saçılmış türden olup gnays ve istifdeki daha iyi korunmuş metavolkaniklerin dereceli



**Şekil 4.** Porfiritik doku gösteren ortaç metavolkanik. K - feldispat (ortoklas) fenokristali ince taneli hamurun içine doğru dışa büyümesi. Kuvars ve muskovit başlıca diğer mineraller. Çapraz nikol.

**Figure 4.** Intermediate metavolcanics showing porphyritic texture, K = feldspar (orthoclase) phenocryst growing outwards into the fine-grained groundmass with quartz and muscovite, + nic-

geçiş dokanağında yerleşmişlerdir (Şekil 2 ve 3). Saçılmış cevherler, bölgesel olarak metavolkanikler içinde yaygın olmasına karşın, genellikle masiv cevher zonları çevresinde yoğunlaşmıştır. Masiv merceksel cevher zonları 1-2 mm' den birkaç santimetreye kadar değişen laminalanma gösterir. Bantlı cevherler Avnik granitoidiyle kesildiği yerlerde, remobilize olarak büyük magnetit, apatit ve aktinolit kristalleri içeren ağısı türde cevher damarları oluşturur.

Hematit, ilmenit ve rutil retrograd metamorfizma sırasında Ti kapsayan magnetit in oksidasyonu sonucu oluşmuştur. Magnetit cevherleri ile birlikte bulunan fluorapatit kısmen hidroksil - fluorapatit ve hidroksiapatite ayrılmıştır.

Granitoidler. Alt birlik, metavolkaniklerle intrüsf ve geçişli dokanaklar gösteren, heterojen ve ileri düzeyde albitleşmiş Avnik granitoidi ve keskin intrüsf dokanaklı homojen Yayla graniti tarafından kesilirler (Şekil 1 ve 2).

Avnik granitoid (Avnik albitit), metavolkaniklerle geçişli dokanaklar gösterdiği ve onları özümlediği yerlerde heterojen bileşimli, yapraklanmış ve yeniden kristalleşmiştir (Şekil 3). Granitoid, başlıca kuvars, albit, K-feldispat ve az oranda amfibol, muskovit, biyotit, klorit, zirkon, sfen, magnetit ve hematitten oluşur. Kenar kesimlerinde genellikle ileri düzeyde yapraklanma ile silinmiş porfiritik ve granoblastik mikro dokulara sahip olmasına karşın orta kesimlerinde granitik dokular gösterir. Kuvars ve albitleşmiş K-feldispat sıkça klorit ve serizitçe zengin feldispatik hamur içinde yeniden kristalleşmiş ve gerilmiş (strained) granoblastik gözler oluştururlar.

Avnik granitoidinin ilksel K - feldispatını ornatın ikinci albit sıkça dama (chessboard) yapısı gösterir. Şu anda albit olan ilksel plajioklasın bileşimi bilinmemektedir. Silisleşme sıkça gözlenir ve 50 cm kalınlığa erişen kuvars daykları granitoid içinde gözlenmiştir.

Yayla graniti iri tanelidir ve eştaneli dokulu 4-5 mm boyutlarında kuvars, ortoklas, mikroklin, pertit, amfibol ve

biyotitten oluşur. Kloritleşme ve serizitleşme granitin bazı kesimlerinde gözlenir, fakat albitleşme enderdir. Aplit ve pegmatit dayk ve damarlar gövde içinde yaygındır. Üst Birlik

Avnik bölgesinde, Üst birlik aşağıdan yukarıya doğru şu istiften oluşur : granatlı - biyotitli mikaşist, gri mermer, mermer şist ardalanması ve beyaz mermer. Üst birliğin granatlı - biyotitli mikaşistleri, metavolkanikler, Avnik granitoidi (albitit) ve Yayla graniti üzerine açılal uyumsuzlukla oturur. Merceksel kuvarsit - mermer ardalanması, Alt birliğe ait metavolkanikler ve granitoidler ile mikaşistler arasına girer. Bu kuvarsitlerin alt kesimleri özellikle metakonglomeralar şeklinde olup Alt birlik kayalarının çakılarını kapsar ve taban konglomerası olarak yorumlanır (Şekil 1 ve 2). Granatlı - biyotitli mikaşistler başlıca kuvars, muskovit, biyotit, granat (almandin), albit, granat ve biyotitten oluşan ikincil klorit, az oranda apatit ve opak minerallerden oluşur. Büyük, muntazam olmayan albit porfirblastlarının şistlerin her yerinde bulunuşu, Alt birlik kayalarını değiştiren albitleşmenin şistleri de etkilediğini açıklar.

Mikaşistler ile gri mermerler arasında yersel bir uyumsuzluk vardır ve merceksel kuvarsit düzeyi iki birim arasına girer. Permiyen yaşlı mermerler Bitlis Masifinin başka kesimlerinde de Alt birlik metamorfik kayaları üzerine uyumsuzlukla oturur (Tolun, 1953). Bölgesel korelasyon ve benzer Permiyen fosillerinin varlığı, Avnik sahasındaki bu mermerlerin Permiyen yaşlı olduğunu belirtir. İstifin üst kesiminde mermer - şist ardalanması ve beyaz mermerler bulunur.

#### METAMORFİZMA

Avnik sahasında, Bitlis Masifinin metamorfik kayaları bölgesel ölçekte güneye doğru devrik bir antiklinal oluşturur (Şekil 1). Alt ve Üst birlikler deformasyonun birkaç devresinden etkilenmişlerdir. Masif içinde birkaç bindirme düzlemi bulunur. Avnik bölgesinde Bitlis Masifi Miyosen'den sonra yaklaşık yataya yakın bindirme düzlemleri bo-yunca Miyosen filişinin üzerine güneye doğru tektonik olarak taşınmıştır (Erdoğan ve diğ., 1981; Erdoğan, 1982) (Şekil 1).

Avnik bölgesindeki kayalar metamorfizmanın birkaç devresinden etkilenmişlerdir. Olasılıkla amfibolit fasiyesinde (?) bir bölgesel deformasyon ve metamorfizma, granitoidlerin sokulumundan önce veya sokulum sırasında Alt birliği etkilemiştir. Granitoid sokulumunu, Üst birliği etkilemeyen yükselme, kıvrımlanma ve faylanma izlemiştir. Alt birlik, daha sonra Üst birliği de etkileyen bir ikinci metamorfizmaya uğramıştır. Bu ikinci metamorfizma yeşilşist fasiyesi topluluğu ve bazı kesimlerde epidot - amfibolit fasiyesi ile daha önceki metamorfizma topluluğunun izlerini siler. Alterasyon ve bölgesel metamorfizmanın birkaç devresinin dahil olduğu benzer kompleks bir gelişme Bitlis Masifinin diğer kesimlerinde de gözlenmiştir (Yılmaz, 1975; Boray, 1975; Hail, 1976; Genç, 1977).

Karmaşık metamorfik tarihçeden dolayı mineral toplulukları dengesini şüpheli olmayacak şekilde tanımlamak çok zordur (Çizelge 1). Bazik metavolkaniklerde baskın olan topluluk yeşilşist fasiyesidir : albit + epidot + aktinolit + muskovit + kuvars + apatit + sfen + magnetit ± K- feldispat +- ilmenit ± kalsit. Geriye kalan yüksek de-



	Metavolkanik Metavolcanics				Granitoid Granitoid			Mikaşist Micaschist		
	S3 - 29	KM - 51/194 (S1 - 14)			S3 - 1			S3 - 34		
	K-feldspat K-feldspar	Albit Albite	Biotit Biotite	Klorit Chlorite	Albit Albite	Aktinolit Actinolite	Albit Albite	Muskovit Muscovite	Klorit Chlorite	Granat Garnet
SiO <sub>2</sub>	64.31	68.71	37.82	28.98	68.64	56.00	68.48	49.83	25.74	36.57
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.10	0.79	0.04	0.00	0.08	0.05	0.46	0.01	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.34	19.93	15.41	18.07	19.56	1.19	19.80	27.37	20.61	20.90
FeO	0.09	0.21	15.70	20.19	0.00	7.97	0.01	3.24	26.36	31.41
MnO	0.01	0.10	0.09	0.20	0.00	0.45	0.04	0.02	0.00	1.57
MgO	0.00	0.03	15.82	21.07	0.00	19.13	0.04	2.50	14.06	1.15
CaO	0.01	0.23	0.03	0.14	0.02	12.86	0.15	0.00	0.02	7.86
Na <sub>2</sub> O	0.48	10.30	0.24	0.20	11.30	0.54	11.40	0.23	0.14	0.22
K <sub>2</sub> O	16.91	0.04	9.50	0.02	0.15	0.16	0.04	8.50	0.03	0.04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.06	0.06	0.02	0.32	0.00	0.10	0.08	0.19	0.03
<b>Toplam</b> Total	<b>100.29</b>	<b>99.71</b>	<b>95.46</b>	<b>88.93</b>	<b>100.00</b>	<b>98.39</b>	<b>100.11</b>	<b>92.23</b>	<b>87.16</b>	<b>99.87</b>

Çizelge 1. Metavolkanik, granitoid ve mikaşistten mineral analizleri.

Table 1. Mineral analyses from metavolcanics, granitoids and micaschist.

reçeli fazlar hornblend, krossit, diopsit ve almandindir. Talk, serizit, hematit, lökoksit ve götit yeşilist fasiyesi mineralleri aleyhine oluşan retrograd fazlardır.

Felsik metavolkaniklerdeki genel topluluk K-feldspat + kuvars muskovit + magnetit + apatit ± albit ± turmalin'dir. Geriye kalan yüksek dereceli fazlar gözlenmez. Klorit, serizit, talk ve hematit retrograd fazlardır. Granitoidler albit ± K-feldspat + kuvars + muskovit + magnetit + sfen + rutil ± aktinolit metamorfik mineral topluluğunu içerir. Bu toplulukta biyotitin durumu şüphelidir. Biyotit, geriye kalan (relict) magmatik faz olabilir ve genellikle klorit tarafından ornatılmıştır.

Üst birliğin mikaşisti albit + kuvars + muskovit + hematit + ilmenit ± biyotit ± almandin ± apatit mineral topluluğuna sahiptir. Klorit ve götit retrograd fazlardır.

#### JEOKRONOLOJİ

Helvacı ve Criffin (1983), Avnik sahasından kaya ve minerallerin Rb - Sr analizlerini sunmuştur. Avnik granitoidinin Rb - Sr sistemi metasomatik olaylardan ileri düzeyde etkilendiği için yaş tayini elde edilemez. Yayla graniti, yeterli düzeyde ve iyice tespit edilmiş Rb - Sr toplam - kaya yaşı olarak  $347 \pm 52$  Ma verir. Yüksek ilksel  $^{86}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.722) oranı, Yayla granitinin daha yaşlı kabuksal gerecin anateksisi yoluyla oluştuğunu önerir. S3 kesitindeki metavolkanikler, çok yüksek ilksel  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.721) oranı ile yeterli ve iyi tespit edilmiş, toplam - kaya yaşı olarak  $91 \pm 9$  Ma'yı verir. Bu genç yaş doğal olarak metamorfik yaş ve K, Na ve Rb'un geniş ölçekli yeniden dağılımının olduğu feldispatlaşmanın yaşı olarak yorumlanmıştır. Bu sonuç, Helvacı ve Griffin (1983) ve Yılmaz ve diğ. (1981) tarafından sunulan Eoalpin (80-100 Ma) mineral yaşları ile desteklenir. Yılmaz ve diğ. (1981), Bitlis Masifinin Cacas bölgesindeki benzer fakat daha az oranda feldispatlaşmış volkaniklerin yaşını tespit etmek için iyi sonuç vermeyen bir

teşebbüs yapmışlardır. Helvacı ve Griffin (1983), Cacas bölgesindeki az oranda albitleşmiş örneklerden Rb - Sr izo-kron yaşının ilksel  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.7105) oranı ile  $454 \pm 13$  Ma olduğunu göstermiştir. Bu yaş volkaniklerin püskürme yaşı olarak yorumlanmıştır.

Avnik granitoidi ve üstteki mikaşistler için bulunan mineral - toplam kaya yaşları genç Alpin (30-40 Ma) yeniden kristalleşme olaylarını yansıtır. İzotopik veriler, saha ve petrografik gözlemlerle birlikte üç olasılıklı metamorfik evreyi öngörür :

1. Granitoidlerin sokulumu öncesi veya esnasında ve uyumsuz olarak üstleyen mikaşistlerin depolanmasından önce volkaniklerin kıvrımlanması ve en azından kontakt metamorfizması.

2. Alt ve Üst birliklerin ikisini de etkileyen kıvrımlanma ve Eoalpin dönemindeki metamorfizma.

3- Genç Alpin retrograd metamorfizması.

#### ANALİTİK YÖNTEMLER

Bitlis Masifindeki Avnik sahası, ilk olarak 1978 yılı yazında, daha sonra sırasıyla 1979 ve 1980 yazlarında ayrıntılı harita alımı ve örnek derlenmesi için araştırılmıştır. Bütün örnekler, yeni yol yarmalarından, yeni açılmış cevher yarmalarından, sondaj karotlarından ve yedi farklı örnek travers serisinden derlenmiştir. Her seri, farklı lokasyonlardaki derlemeyi temsil eder ve bunlar Şekil 1 ve 3'de tanımlayıcı sayıları ile birlikte gösterilmiştir. Bütün durumlarda örnekler yaklaşık 2 kg ağırlığında olup, bunların yarısı kimyasal analiz için hazırlanmıştır.

Asal elementler eritilmiş kaya tozunun (powder) mikroprob analizleri ile tayin edilmiştir. Aşağı yukarı 300 mg toz, yaklaşık 1/2 atmosfer basınçta havası boşaltılmış ve kuru Ar ile doldurulmuş paslanmaz çelikten yapılmış vakum deposuna (vacuum chamber) Mo şerit üzerinde yerleştirilir. Toz tamamen ergiyinceye dek (yaklaşık 5 -10 sa-

niye) Mo şerit elektrik ile ısıtılır. Cam haline gelen örnekler plastik disklerin içine yerleştirilir ve parlalır. Bunlar, ARL - EMX probu üzerine monte edilmiş LİNK enerji - dispersiv sistemi (ZAF-4 düzeltme programı) kullanılarak analiz edilirler. Her analiz değeri yayılmış ışın (spread beam) altında, örneğin hareket ettirilmesi ve 15 KV'lık yüksek voltajda analiz edilmiş olan 4-8 küçük parçanın ortalamasını temsil eder. Analizler, Mo kirlenmesi için düzeltilir. Standard kayalar üzerinde tekrarlanmış denemeler alkali veya uçucu elementlerde eritme olayı ve prob analizi sırasında kayıp olmadığını gösterir. Asal ve minör elementler için neticeler, katiyet ve doğruluk (precision and accuracy) yönünden XRF analizleriyle de kıyaslanmıştır. Mineral analizleri içinde benzer yöntemler kullanılmıştır.

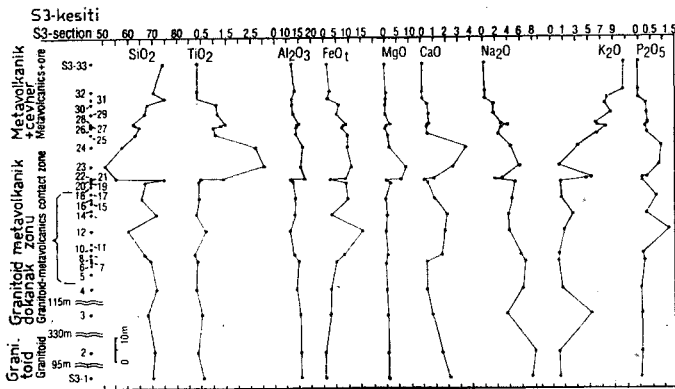
Eser elementler, kalibrasyon için standard kayalar kullanılarak phillips 1410 XRF spektrometresinde sıkıştırılmış toz tabletler (pellets) üzerinde analiz edilmiştir. Tüm örneklerden kontrol için ikişer adet analiz yapılmıştır.

REE (nadir toprak elementleri), Gordon ve diğ. (1968)'nin tanımladığı şekilde nötron - aktivasyon (neutron - activation) yöntemi ile analiz edilmiştir. U.S.G.S. referans örneği BCR-1 kalibrasyon için standard olarak kullanılmıştır. Sr isotop analizleri ve kullanılan yöntem Helvacı ve Griffin (1983) tarafından sunulmuştur.

## TOPLAM - KAYA KİMYASI

### Metavolkanikler

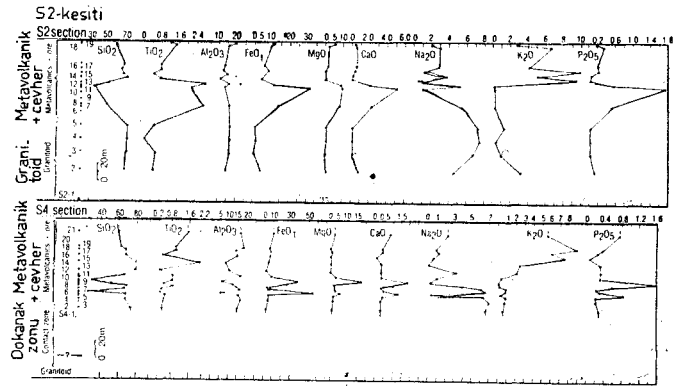
Metavolkaniklerin kimyasal bileşimleri stratigrafik kesitlerde ve çizelgelerde özetlenmiştir (Şekil 5 ve 6; Çizelge 2, 3, 4 ve 5). Bütün bu kesitler, bazikten ortaca kadar değişen kayaların alt kesiminde, felsik volkaniklerin ise üst kesiminde baskın olduklarını gösterir. Bazik kayalar, toplam kimyaları yönünden ender olup, yüksek Ti, Fe ve K kap-



Şekil 5. S3 kesitinin jeokimyasal - stratigrafik dikme kesiti (Yer için Şekil 1 ve 3'e bakınız).

Figure 5. Geochemical - stratigraphic column for the S3 section (see Figs-1 and 3 for location).

samları gösterirler. SiO<sub>2</sub> kapsamları %55'den büyük ve (Fe + Mg)'a oranla az Ca içerirler. Bazik ve asit kayaların hepsi, kimyasal olarak çok kısa stratigrafik aralıklar içinde çok büyük değişimler gösterirler. Asit volkanikler içinde K/Na oranı genel olarak üste doğru artar. Kayaların kimyalarındaki genel yön ve yersel değişmelerin her ikisi de, volkaniklerin ikincil feldispatlaşmaları ile ilgili olduğu görülür.

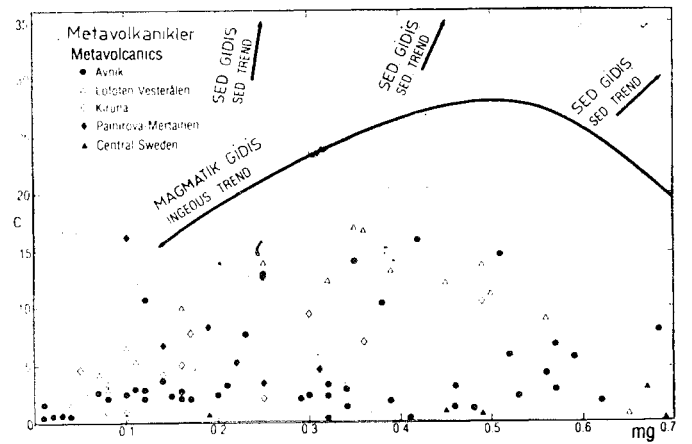


Şekil 6- S2 ve S4 kesitlerinin jeokimyasal - stratigrafik dikme kesiti (yer için Şekil 1 ve 3'e bakınız).

Figure 6. Geochemical - stratigraphic column for S2 and S4 sections (see Figs. 1 and 3 for locations).

Cevher düzeyleri arasındaki volkanik seviyeler, saçılmış magnetit ve apatitin varlığını yansıtan şekilde Fe, Ca ve P yönünden zenginleşmişlerdir.

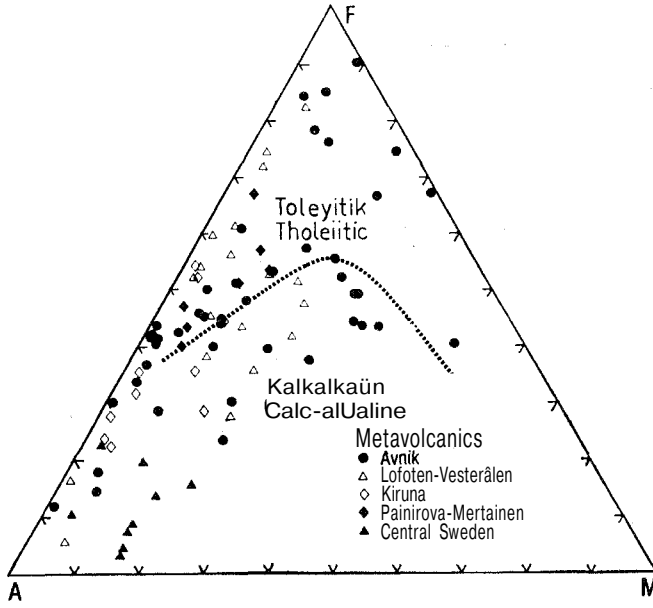
c - mg (Niggl) (Şekil 7) diyagramları sedimentler değil, fakat magmatik göçü gösterirler. Hatta sahada sedimentler gibi gözlenen metavolkaniklerin de volkanik malzemenin olduğu açıktır. Metavolkanikler, toplam kimyaları yönünden İskandinavya'nın Proterozoyik leptit serilerine (Löfgren, 1979) ve Yeni Zelanda'nın genç kalk - alkalin volkaniklerine (Challis, 1971) benzerler. Kalk-alkalin kayalara bu genel benzerlik AFM diyagramında da belirgindir (Şekil 8).



Şekil 7. Avnik metavolkanikleri ve İskandinavya leptitlerinin Niggl c - mg diyagramı- Leptit verileri Lundberg ve Smellie (1979), Magnusson (1970), Parák (1975) ve Krogh (1975)'ten alınmıştır-

Figure 7. Plots of Niggl c vs. mg for Avnik metavolcanics and Scandinavian leptites. Leptite data from Lundberg and Smellie (1979), Magnusson (1970), Parxk (1975) and Krogh (1975).

Diğer yönden, Na, K ve Si arasındaki ilişkiye bakıldığında orijinal olarak kalk-alkalin karakterli Avnik metavolkaniklerinin kimyasal bileşimleri çok yoğun şekilde de-



Şekil 8. Avnik metavolkanikleri ve İskandinavya İlptitlerinin AFM? diyagramı. Diğer veriler Şekil 12'de kiyle ayndır.

Figure 8. AFM plot for Avnik metavolcanics and Scandinavian leptites. Other data as in Fig. 12-

ğişime uğramışlardır (Şekil 9). Ab - Or - Q diyagramında gerçek volkanik bölgeye yalnızca 3 adet asit volkanik örneği düşer, fakat diğerleri Ab'çe zengin ve Or'ça zengin bileşimler arasında iki kısım halinde bölünme (dichotomy) gösterirler (Şekil 9). Benzer iki kısma bölünme olayı (dichotomy) İskandinavya leptitlerinden çok iyi bilinir (Şekil 9). Avnik metavolkaniklerinin şu andaki bileşimleri, değişimlerden dolayı tipik mağmatik bileşimli değildirler. Çünkü ikincil feldispatlaşma sırasında Na, K ve Si'un yeniden dağılımını gösterirler-

Feldispatlaşma, K/Rb ve Rb/Sr oranlarını da şiddetle etkilemiştir. Metavolkaniklerdeki K/Rb oranları (400 -500) (Şekil 10), ortalama olarak normal kabuksal kayalarınkinden (yaklaşık olarak 250) çok yüksektir. Bazı kalk-alkalin volkanik kayalar, özellikler düşük K'lu olanlar (yak-

Çizelge 2. Avnik bölgesindeki granitoid, metavolkanik ve mikaşistin asal oksit bileşimleri, eser element içerikleri ve K/na oranları (S3 kesiti).

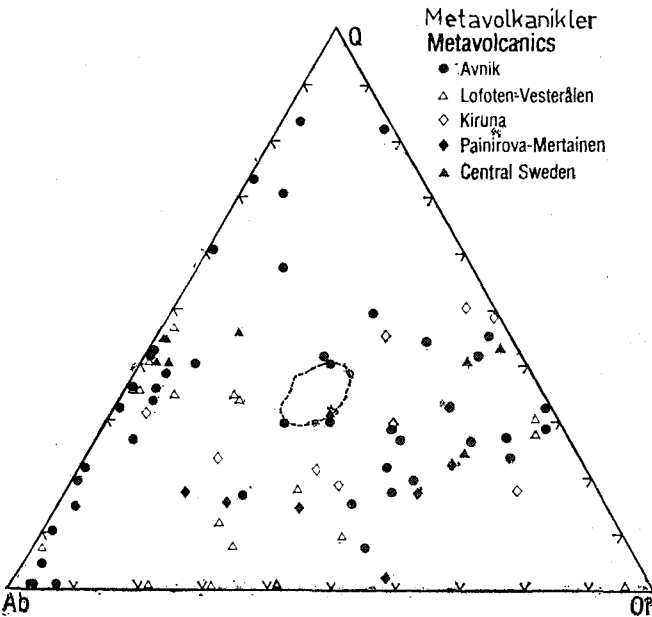
Table 2- Major oxide compositions and trace element concentrations, with K/Na ratios in granitoids, metavolcanics and micaschist from Avnik region (S3 section).

Örnek No. Sample No.	Granitoid Granitoids				Granitoid - metavolkanik dokanak zonu Granitoid - metavolcanic contact zone						Metavolkanikler Metavolcanics				
	S3-1	S3-2	S3-3	S3-4	S3-7	S3-9	S3-12	S3-13	S3-16	S3-19	S3-21	S3-22	S3-23	S3-24	S3-25
SiO <sub>2</sub> (%)	70.20	71.14	68.59	72.06	69.56	67.09	60.48	72.00	65.84	67.33	75.20	55.65	50.09	57.60	63.35
TiO <sub>2</sub>	0.61	0.37	0.54	0.30	0.36	0.25	0.70	0.32	0.43	0.41	0.47	1.41	3.07	2.52	1.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.02	15.93	15.74	14.37	15.20	13.15	11.53	13.54	13.86	12.63	11.76	17.69	15.93	16.63	14.08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.56	0.39	2.05	2.46	4.62	6.32	14.04	2.93	7.74	8.41	2.70	8.00	8.94	9.96	9.68
FeO	0.43	0.65	1.29	0.86	1.29	3.09	3.45	0.65	3.16	1.94	0.65	2.08	3.59	0.65	1.47
MnO	0.02	0.03	0.03	0.07	0.05	0.03	0.06	0.07	0.06	0.14	0.07	0.14	0.16	0.04	0.04
MgO	1.11	1.16	1.03	0.53	0.39	1.23	0.38	0.86	0.41	2.52	0.89	6.85	8.80	1.75	1.14
CaO	2.14	1.57	0.83	0.38	0.40	1.68	1.90	2.07	1.07	0.53	0.19	0.96	2.60	3.96	0.49
Na <sub>2</sub> O	7.69	8.32	3.74	6.38	6.76	6.02	4.16	4.06	4.72	5.20	1.98	3.11	5.94	4.47	2.53
K <sub>2</sub> O	0.34	0.12	5.46	0.88	0.28	0.36	1.09	2.48	0.71	0.58	4.75	5.54	0.32	3.21	6.51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.13	0.13	0.12	0.27	0.20	1.28	0.35	0.76	0.21	0.19	0.39	0.82	0.98	0.39
<b>Toplam</b> Total	<b>99.20</b>	<b>99.81</b>	<b>99.43</b>	<b>98.71</b>	<b>99.18</b>	<b>99.42</b>	<b>99.07</b>	<b>99.33</b>	<b>98.76</b>	<b>99.90</b>	<b>98.85</b>	<b>101.82</b>	<b>100.32</b>	<b>101.50</b>	<b>100.77</b>
<b>Elementler (ppm)</b> Elements in ppm :															
Rb	8	4	140	13	3	4	16	61	8	13	160	212	9	62	135
Sr	38	26	75	17	26	68	40	217	28	32	35	60	58	90	65
Y	43	41	42	30	30	22	31	42	47	27	32	62	58	66	62
Z <sub>1</sub>	201	192	194	194	209	197	166	207	184	174	216	269	263	397	464
Nb	15	14	13	13	14	5	4	14	11	13	13	22	29	32	30
Ni	3	2	17	11	15	28	34	14	23	26	18	59	49	14	12
K/Na	0.04	0.01	1.46	0.14	0.04	0.06	0.26	0.61	0.15	0.11	2.40	1.78	0.05	0.72	2.57

Çizelge 2.

Table 2.

Örnek No. Sample No.	Metavolkanikler Metavolcanics								Mikaşist Micaschist
	S3 - 26	S3 - 27	S3 - 28	S3 - 29	S3 - 30	S3 - 31	S3 - 32	S3 - 33	S3 - 34
SiO <sub>2</sub>	64.99	63.01	62.31	67.02	67.63	75.27	70.27	74.29	64.04
TiO <sub>2</sub>	1.00	1.30	1.50	1.18	1.11	0.37	0.34	0.37	1.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.26	14.86	15.12	12.76	12.18	12.26	13.29	11.95	18.35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.89	8.40	8.77	5.32	6.39	1.40	2.36	1.30	2.44
FeO	0.72	1.15	1.22	0.72	0.79	0.29	0.36	0.36	3.59
MnO	0.02	0.01	0.04	0.01	0.02	0.08	0.03	0.00	0.03
MgO	0.40	0.92	2.23	0.42	0.42	0.64	0.65	0.01	2.58
CaO	0.48	0.50	0.61	0.55	0.47	0.04	0.03	0.08	0.74
Na <sub>2</sub> O	2.91	3.97	2.91	1.63	1.63	0.33	0.30	0.28	2.89
K <sub>2</sub> O	7.91	6.68	6.37	8.72	7.68	8.07	10.66	10.92	2.56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.31	0.42	0.41	0.38	0.36	0.03	0.00	0.00	0.41
<b>Toplam</b> Total	<b>100.89</b>	<b>101.22</b>	<b>101.49</b>	<b>98.71</b>	<b>98.68</b>	<b>98.78</b>	<b>98.29</b>	<b>99.56</b>	<b>98.84</b>
Elementler (ppm) Elements in ppm :									
Rb	99	87	97	122	97	216	225	215	68
Sr	34	24	17	18	12	6	4	3	153
Y	48	35	72	50	54	51	57	54	23
Zr	466	426	394	458	363	369	407	348	179
Nb	33	31	25	35	25	27	28	24	12
Ni	9	13	12	12	10	6	10	6	32
K/Na	2.72	1.68	2.19	5.35	4.71	24.45	35.53	39.00	0.89



Şekil 9. Avnik metavolkanikleri ve İskandinavya leptitlerinin Q - Or - Ab değişimi. Kesik çizgiyle gösterilen kontur genç riyolitlerin maksimum kon-

santrasyonu (Tuttle ve Bowen, 1958). Diğer veriler Şekil 12 dekiyle aynıdır.

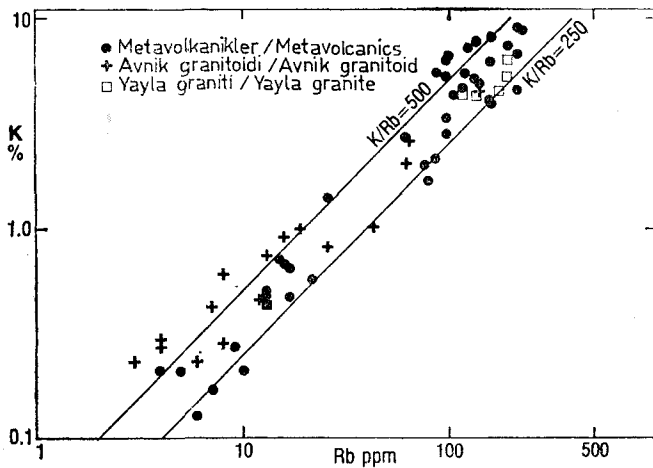
Figure 9- Q - Or - Ab variation in Avnik metavolcanics and Scandinavian leptonites- Dashed contour shows maximum concentration of modern rhyolites (Tuttle and Bowen, 1958).

laşık %1 K), yüksek K/Rb oranları gösterirler. Buna karşın, Avnik kayalarında, yüksek K/Rb değerleri, çok yüksek değerli K/Na oranlarına karşı gelir ve S2 kesitinin K'ca zengin kesiminde K/Rb ile K miktarları arasında pozitif korelasyon vardır. Bu özelliklerin hiçbirisi ayrışmamış magmatik kaya serilerinin karakteri değildir. Bu kayaların K kapsamı, yaklaşık 100 katı daha, Rb ise sadece 20 katı daha değişir. K ve Rb'un bu genel element çiftleri, magmatikten çok hidrotermal K zenginleşmesini kesin olarak önerir. Rb/Sr oranları da büyük oranda değişir ve bu değişimin en önemli nedeni, Sr değerlerinin aşağı yukarı sabit olmasına karşın Rb'un değişmelerine bağlıdır. Sadece birkaç çok ileri düzeyde K - feldispat kayada Sr yaklaşık 20 ppm'in altına düşer. Böylece, albititler tipik olarak düşük Rb/Sr oranlarına ve K - feldispat kayalar ise yüksek Rb/Sr oranlarına sahiptirler. S3 kesitinde, Rb/Sr oranları volkanik istifin tabanında yaklaşık olarak 2'den istifin üst kesiminde 73'e kadar yükselir.

Çizelge 3. Avnik bölgesindeki granitoid, metavolkanik ve mikaşistin toplam kaya analizleri, eser element içerikleri ve K/Na oranları (S2 kesiti).

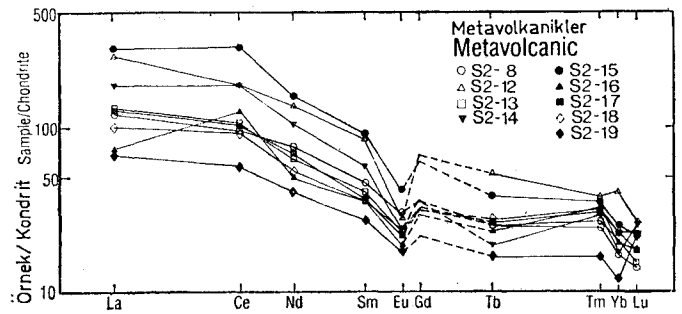
Table 3. Whole rock analyses and trace element concentrations with K/Na ratios in metavolcanics, granitoids and micaschist from Avnik region (S2 section)

Örnek No. Sample No.	Granitoidler Granitoids				Metavolkanikler Metavolcanics								Mikaşist Mica schist	
	S2-2	S2-3	S2-4	S2-5	S2-8	S2-12	S2-13	S2-14	S2-15	S2-16	S2-17	S2-18	S2-19	S2-20
SiO <sub>2</sub>	69.94	72.46	72.19	72.69	49.22	34.43	51.21	72.82	67.63	65.89	68.35	60.60	56.68	60.06
TiO <sub>2</sub>	0.50	0.59	0.09	0.51	2.72	2.18	2.81	0.77	0.47	0.82	0.81	1.48	1.26	0.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.87	16.68	16.81	16.64	16.19	13.70	16.18	11.14	15.10	12.55	13.55	15.66	19.19	22.64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.92	0.21	1.18	0.44	8.72	27.16	7.31	4.20	6.51	8.43	5.41	8.98	6.97	3.09
FeO	0.72	0.29	0.36	0.43	5.82	2.23	4.67	0.57	0.50	0.50	0.86	1.65	5.17	3.66
MnO	0.04	0.06	0.02	0.01	0.04	0.08	0.12	0.03	0.13	0.02	0.04	0.04	0.07	0.02
MgO	1.08	0.36	0.80	0.49	8.24	9.79	9.11	0.07	0.14	0.06	1.63	2.23	5.52	3.30
CaO	0.86	0.16	0.12	0.11	2.23	5.14	2.11	0.10	0.12	0.35	0.56	0.56	0.40	0.34
Na <sub>2</sub> O	4.54	6.75	7.48	7.30	5.44	1.01	5.29	0.50	3.72	1.22	2.90	3.04	2.15	2.68
K <sub>2</sub> O	3.12	0.96	0.33	1.23	0.28	0.25	0.21	9.45	5.09	9.86	4.09	6.68	2.75	4.85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.03	0.03	0.03	0.53	1.73	0.58	0.04	0.05	0.23	0.21	0.35	0.18	0.19
<b>Toplam</b> Total	<b>99.71</b>	<b>98.55</b>	<b>99.41</b>	<b>99.83</b>	<b>99.43</b>	<b>97.70</b>	<b>99.60</b>	<b>99.69</b>	<b>99.46</b>	<b>99.93</b>	<b>98.41</b>	<b>101.27</b>	<b>100.34</b>	<b>101.52</b>
Elementler (ppm) Elements in ppm :														
Rb	74	26	4	19	6	10	7	136	109	160	98	119	86	162
Sr	51	27	18	12	41	54	32	6	23	7	22	13	41	43
Y	35	79	21	55	46	126	52	32	74	44	54	58	36	27
Zr	204	406	414	489	234	188	255	503	567	480	416	497	165	161
Nb	14	23	5	28	27	17	26	28	26	33	26	31	12	12
Ni	17	3	1	3	58	209	60	10	14	11	7	13	74	40
K/Na	0.69	0.14	0.04	0.17	0.05	0.25	0.04	18.9	1.37	8.08	1.41	2.20	1.28	1.81



Şekil 10. Avnik metavolkanikleri ve granitoidlerindeki K - Rb değişimleri.

Figure 10. K - Rb variation in Avnik metavolcanics and granitoids.



Şekil 11. Avnik metavolkaniklerinin REE biçimleri.  
Figure 11. REE patterns from Avnik metavolcanics.

Avnik metavolkaniklerinin REE (nadir toprak elementleri) biçimleri yüksek  $\Sigma$ REE (toplam nadir toprak elementleri), normal HREE (ağır nadir toprak elementleri) ve LREE'nin de (hafif nadir toprak elementleri) bir zenginleşme gösterirler (Şekil 11; Çizelge 7). REE biçimlerinin düzenliliği,  $\Sigma$ REE ile SiO<sub>2</sub> veya K/Na arasında herhangi bir korelasyonun olmayışı, REE'nin ikincil feldispatlaşma

**Çizelge 4. Avnik bölgesindeki metavolkanik ve mikaşistin toplam kaya analizleri, eser element içerikleri ve K/Na oranları (S4 kesiti)****Table 4. Whole rock analyses and trace element concentrations with K/Na ratios in metavolcanics and mica schist from Avnik region (S4 section).**

Örnek No. Sample No.	Metavolkanikler/Metavolcanics												Mikaşist Micaschist	
	S4-1	S4-3	S4-5	S4-8	S4-9	S4-11	S4-15	S4-16	S4-17	S4-18	S4-19	S4-20	S4-21	S4-23
SiO <sub>2</sub> (%)	73.99	67.50	68.14	66.48	69.54	52.61	66.49	79.19	78.95	68.26	67.74	62.57	59.58	63.06
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.46	0.56	0.35	0.89	0.48	0.88	0.28	2.08	0.39	1.01	0.98	1.54	1.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.67	16.69	15.28	16.24	14.39	12.53	16.56	10.36	7.88	14.59	13.99	18.13	16.06	18.39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.08	3.78	3.01	4.05	1.71	24.37	7.41	2.81	4.70	6.76	6.47	6.01	8.47	2.40
FeO	1.29	0.86	1.72	0.72	1.29	3.81	2.23	0.36	0.22	0.36	1.01	0.57	2.01	3.38
MnO	0.08	0.03	0.05	0.05	0.05	0.09	0.09	0.08	0.03	0.10	0.06	0.02	0.02	0.10
MgO	1.06	1.42	1.76	2.78	2.62	2.36	3.19	0.20	0.40	0.06	0.97	0.44	2.52	2.87
CaO	0.34	0.36	0.46	0.53	0.38	1.04	0.40	0.38	0.38	0.13	0.47	0.47	0.88	0.34
Na <sub>2</sub> O	6.53	6.86	6.28	6.46	5.97	3.89	1.04	3.17	0.12	0.66	1.26	0.96	2.29	3.34
K <sub>2</sub> O	0.52	0.67	0.81	0.77	0.82	0.07	0.27	2.02	2.37	7.49	5.85	8.87	5.54	3.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.28	0.21	0.21	0.30	0.22	0.58	0.31	0.33	0.32	0.07	0.25	0.36	0.74	0.19
<b>Toplam</b>														
Total	100.23	98.84	98.26	98.73	97.88	101.83	98.87	99.18	97.45	98.87	99.08	99.38	99.65	98.28
Elementler (ppm)														
Elements in ppm :														
Rb	13	22	16	17	15	1	5	80	77	158	139	193	116	103
Sr	20	21	25	32	21	24	17	7	7	11	56	45	11	70
Y	38	33	34	40	63	32	41	52	49	48	54	42	58	29
Zr	199	204	201	211	407	176	207	450	411	581	496	613	517	211
Nb	15	12	12	15	27	8	14	28	26	37	32	37	35	17
Ni	8	9	11	9	12	52	21	5	9	11	11	12	10	17
K/Na	0.08	0.10	0.13	0.12	0.14	0.02	0.26	0.63	19.75	11.35	4.64	9.24	2.42	0.96

ile bozulmadığını açıklar. Bütün örnekler negatif Eu anomalisine sahip olup, en yüksek 2REE gösteren kayalarda Eu anomalileri en derindir. Bu netice, plajiyoklasın ayrılanmasının önemli olduğu magmatik farklılaşma serileri için tipiktir. Birçok metavolkanik örneklerinin içinde plajiyoklas fenokristallerinin varlığı ise bu sonuçla uygundur. S2 -12 örneği yüksek apatit kapsamına sahiptir ve böylece yüksek SREE gösterir. Diğer örnekler için bu tür ilişki gözlenmemiştir.

#### Granitoidler

Avnik granitoidinin bileşimi stratigrafik kesitlerde ve çizelgelerde özetlenmiştir (Şekil 5 ve 6; Çizelge 2, 3 ve 5). Bunlar metavolkaniklere benzer ve birçok örneğin ikincil albitleşmesini yansıtan şekilde K/Na oranlarında büyük değişimler gösterirler. S3 kesitindeki (Şekil 5) geçiş zonundan derlenen örnekler, açık olarak metavolkaniklerden çok, granitoidlere daha fazla benzerler. Bu sonuç, saha yorumlanması neticesinde, geçiş zonunun başlıca özümlemiş metavolkanik katkılar içeren granitoid olduğunu doğrular (Şekil 3). Granitoid gövdesinin ortalarından ve metavolkaniklerden uzak olan birçok örnek, tipik granitlerin K/Na oranlarına ve K içeriklerine sahiptir. Bunlar, orijinal magmatik kayaların bileşimlerine daha yakındır.

(Na + K) / Fe ve SiO<sub>2</sub> (gösterilmemiş) diyagramında granitoidler, çok alkali zengin volkaniklere benzerler. Avnik granitoidi, daha az ayrılmış olan Yayla graniti ile kıyaslanmıştır. Yayla graniti, açık olarak Avnik granitoidinden daha fazla homojendir (Çizelge 6). Avnik granitoidi, AFM diyagramında (Şekil 12) metavolkanik kayaları özümlediğinden dolayı daha büyük dağılım gösterir. Ab-Or-Q diyagramı Avnik granitoidi üzerinde albitleşmenin etkisini gösterir (Şekil 13). K/Na oranları çok kötü şekilde bozulmuştur, fakat granitoidin SiO<sub>2</sub> kapsamı albitleşme sırasında önemli bir değişikliğe uğramamıştır.

Avnik granitoidlerinin REE biçimleri, metavolkaniklerine benzer şekilde HREE kapsamı gösterir, fakat düşük LREE kapsamı ve daha büyük negatif Eu anomalileri içerirler (Şekil 14; Çizelge 7). 2REE ile K/Na oranı arasında ilişki olmayışı albitleşmenin REE biçimlerini bozmadığını önerir. Eu anomalilerinin SREE'ndeki büyük artmalar (5x) karşısında yaklaşık olarak aynı kalışı SREE'ndeki değişimlerin önemli nedeninin feldispat ayrılanması olmadığını vurgular. Bu granitik magmanın kaynak kayası, anatektik artıktaki plajiyoklası alakoumuş fakat granat veya amfibolü muhafaza etmemiştir. REE ve Sr isotop verileri, bu kayaların kökensel olarak, anatektik olaylar sonucu ergiyen kabuk gerecinden oluştuğunu önerir.

**Çizelge 5. Avnik bölgesindeki metavolkanik ve granitoidlerin toplam kaya analizleri, eser element içerikleri ve K/Na oranları (S6 ve S7 kesitleri).**

**Table 5- Whole rock analyses and trace element concentrations with K/Na ratios in metavolcanics and granitoids from Avnik region (S6 and S7 sections).**

Örnek No. Sample No.	S6-2	S6-5	S6-15	S6-1	S6-3	S6-6	S6-9	S7-2	S7-3	S7-4	S7-9	S7-11
SiO <sub>2</sub> (%)	75.50	68.82	71.65	61.91	56.40	55.55	57.49	57.18	60.85	60.06	67.20	52.19
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.85	0.13	0.85	0.25	0.41	0.76	0.39	0.50	0.68	0.43	0.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.60	17.64	17.15	17.98	11.19	13.49	15.77	10.60	11.55	10.96	15.85	10.97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.27	0.58	0.39	6.13	9.54	9.38	17.08	8.89	7.01	8.78	4.08	19.20
FeO	0.43	0.57	0.22	1.26	5.46	5.68	1.87	3.74	2.23	3.09	2.08	8.84
MnO	0.05	0.11	0.02	0.13	0.12	0.06	0.06	0.04	0.07	0.14	0.04	0.02
MgO	0.30	0.49	0.29	1.15	5.78	4.20	1.28	6.88	10.38	7.72	2.96	2.71
CaO	0.19	1.93	0.92	1.84	5.67	4.90	3.04	5.05	2.59	1.36	0.29	0.98
Na <sub>2</sub> O	7.24	5.51	7.48	3.70	5.31	6.01	1.68	5.12	2.24	6.01	5.83	4.49
K <sub>2</sub> O	0.57	1.68	0.57	3.41	0.25	0.15	0.07	0.03	0.05	0.01	0.01	0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.20	0.17	0.13	0.06	0.24	0.38	2.34	1.42	1.11	0.15	0.78
<b>Toplam</b> Total	<b>98.71</b>	<b>98.38</b>	<b>98.99</b>	<b>98.49</b>	<b>100.03</b>	<b>100.07</b>	<b>99.48</b>	<b>100.26</b>	<b>98.89</b>	<b>99.92</b>	<b>98.92</b>	<b>100.58</b>
<b>Elementler (ppm)</b> Elements in ppm :												
Rb	17	26	14	98	4	2	1	0.1	0.03	1	0.4	1
Sr	41	63	64	53	108	195	215	53	56	71	28	21
Y	25	53	38	73	25	60	130	131	185	68	28	59
Zr	313	288	211	429	249	367	378	174	172	285	394	300
Nb	14	13	15	24	4	14	13	6	5	9	9	4
Ni	1	2	2	12	46	43	33	54	43	44	17	80
K/Na	0.08	0.30	0.08	0.92	0.05	0.02	0.04	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00

### Mikaşist

Mikaşistin kimyasal analizi Çizelge 2, 3 ve 4'de ve REE analizleri ise Çizelge 7'de verilmiştir.

Mikaşistler de metasomatizmadan etkilenmişlerdir. Mikaşistlerdeki Na - metasomatizması albit porfirblastlarını sonuçlamıştır. Mikaşist örneğinin REE'nin dağılım biçimi, düzenli HREE ve LREE'de zenginleşme gösterir (Şekil 15). REE biçimi, belirgin negatif Eu ve negatif Yb anomalileri ile karakterize olur. Mikaşistin REE biçimi, aynı zamanda, en yakın altlayan metavolkanik örneklerinkine de benzer (S2 -19 örneği gibi). Bu sonuç, mikaşistin ya büyük olasılıkla metavolkaniklerden gelen malzemeden oluştuğunu ve/veya metavolkaniklerle karşılıklı kirlendiğini (contamination) önerir.

### TARTIŞMA

#### Metasomatizma

Felsik volkanik kayaların feldispatlaşması (Na- ve K-feldispatlaşmasının her ikisi) ve silisleşmesi, literatürde genişçe rapor edilmiş ve bu olay genellikle burada tanımlandığı gibi K/Na bölünmesine (dichotomy) eşlik ederler. K ve Na'un iki kısım içinde bölünmesi (dichotomy), günümüzde genel olarak metavolkanik olarak tanınan iskandinavya'nın çok yaygın Proterozoyik «leptitlerinin» belirgin

özellikleridir (Magnusson, 1970; Löfgren, 1979).

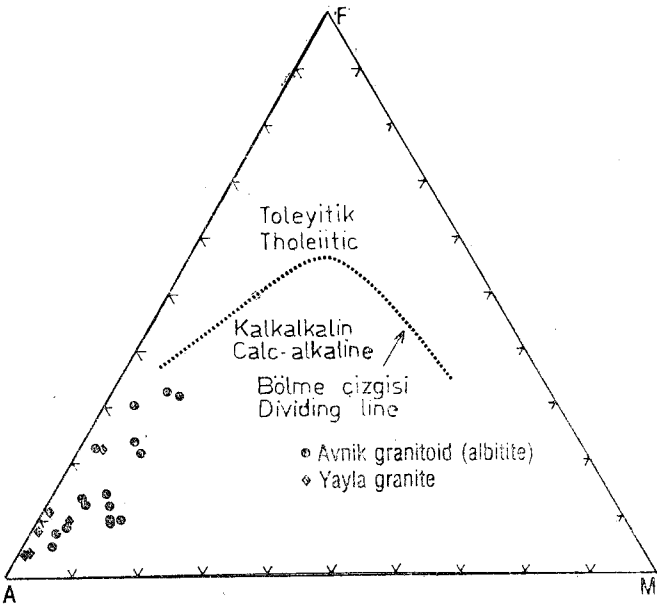
Yukarıda konu edildiği gibi, Avnik metavolkanikleri, kimyasal olarak birçok yönden, magnetit - apatit cevherleri ile birlikte bulunan İskandinavya'nın Proterozoyik leptitlerine benzerler (Şekil 12-14). Leptitler çok ileri düzeyde metamorfize oldukları için, onların kökenleri uzun seneler tartışılmıştır (Magnusson, 1970; Parak, 1975; Löfgren, 1979). Güncel çalışmalar, bu kayaları felsik volkanik kayalar olarak yorumlamıştır (Löfgren, 1979).

Bathey (1955), Yeni Zelanda volkanik kayalarının (keratofirler) K/Na'da çok fazla yersel değişmeler olduğunu tanımlamış ve bunu gömülme metamorfizması sırasında gözenek akışkanları ile alkali elementlerin yeniden dağılmasına bağlamıştır. Dickinson (1962), gözenek deniz suyu ile düşük sıcaklıktaki reaksiyonlara bağladığı vitrik riyodasit tüflerin albitleşmesini ayrıntılı incelemiştir. Munha ve diğ. (1980), spilitleşmiş çok bazik volkanik istifte, felsik volkaniklerin K - feldispatlaşmasını tanımlamıştır. Bütün bu örnekler, birçok felsik volkaniklerde gözlenen metasomatik? işlevlerin genellikle diyajenetik olduklarını önerir. Fakat bu metasomatik işlevler, kayaların henüz daha sıcak olduğu veya gömülme sırasında ve püskürmeden hemen sonra yer almışlardır. Avnik volkaniklerinde görülen etkiler literatürdeki tanımlananlara benzerdir, fakat jeoloji ve jeo-

Çizelge 6. Avnik bölgesindeki Yayla granitinin asal oksit bileşenleri, eser element içerikleri ve K/Na oranları.

Tablo 6. Major oxide compositions and trace element concentrations with K/Na ratios in Yayla granites from Avnik region.

Örnek No. Sample No.	S1-25	S1-26	S1-27	S1-28	S1-29	S1-30
SiO <sub>2</sub>	74.58	77.92	72.77	71.74	73.91	69.94
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.07	0.20	0.12	0.07	0.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.94	11.61	14.66	17.00	13.50	14.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	0.11	0.96	0.17	0.49	1.16
FeO	0.43	0.29	0.50	0.86	0.50	1.53
MnO	0.04	0.00	0.07	0.06	0.05	0.10
MgO	0.12	0.02	0.07	0.47	0.05	0.35
CaO	0.25	0.09	0.20	0.28	0.22	1.81
Na <sub>2</sub> O	4.46	3.44	3.77	8.16	2.84	3.17
K <sub>2</sub> O	5.32	5.18	6.23	0.52	7.56	5.42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.01	0.16	0.17	0.20	0.16
<b>Toplam</b> Total	99.37	98.74	99.59	99.55	99.39	98.36
Elementler (ppm) Elements in ppm :						
Rb	117	137	191	13	190	177
Sr	36	30	22	14	56	63
Y	70	64	52	42	43	40
Zr	103	78	104	131	71	195
Nb	19	15	12	16	10	15
Ni	4	5	4	1	5	6
K/Na	1.19	1.51	1.65	0.06	2.66	1.71



Şekil 12. Avnik granitoidi ve Yayla granitinin AFM diyagramı.

Figure 12. AFM plot for Avnik granitoids and Yayla granites.

kimyanın çeşitli özellikleri daha karmaşık bir orijine gereksinme duyar.

Avnik sahasındaki albitleşme sadece metavolkanikleri değil, aynı zamanda metavolkaniklerin püskürmesinden yaklaşık 100 Ma sonra yerleşen Avnik granitoidini ve uyumsuz olarak üstleyen mikaşistleri de etkiler. Bundan dolayı, feldispatlaşma ve silisleşme, volkaniklerin püskürmesine bağlantılı olan diyajenetik işlevlere bağlanamaz. Bu sonuç, S3 kesiti üzerinde bulunan 90 Ma Rb - Sr toplam - kaya yaşı ile desteklenir (Helvacı ve Griffin, 1983). Bu yaş, alkalinlerin yoğun olarak yeniden dağılımının gerçekleştiği zaman olarak yorumlanmıştır. Yakın çevredeki Cacas sahasındaki benzer, fakat çok az ayrılmış metavolkanikler Rb -Sr toplam - kaya yaşı olarak 455 Ma'yı korumuşlardır (Yılmaz ve diğer., 1981; Helvacı ve Griffin, 1983).

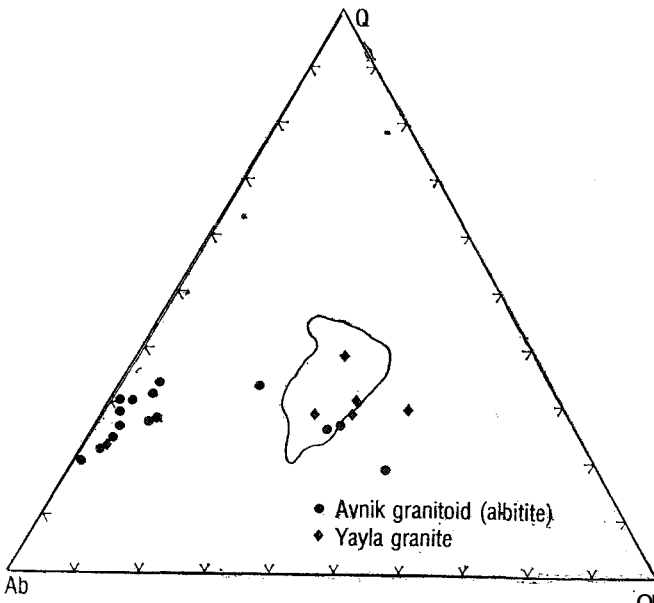
Granitoid ve metavolkaniklerin büyük hacimlerinin albitleşmesi, S<sub>3</sub> kesitinin Rb/Sr'unun yaklaşık 50 Ma'dan fazla devamlı değişimi ve bu kesitte Sr isotoplarının gözlenen homojenleşmesi için geniş mesafelerde (100 m'den daha fazla) malzeme transferine gereksinme vardır. Bu, Battey (1955) çalışmasında gözlenen alkalinlerin yersel yeniden dağılımından daha değişik bir işlemdir ve büyük hacimli Na'ca zengin sıvıların hareketini dolayısıyla anlatır.

Metavolkanikler içinde K/Na'da genel olarak üste doğru yükselme bir bakıma çok bazikten çok felsik metavolkaniklere ilksel değişimle ilgili olabilir, fakat belirgin ola-



Çizelge 7- Avnik bölgesindeki granitoid, metavolkanik ve mikaşistin REE bolluğu (ppm) ve K/Na oranları (S2 kesiti).  
Table 7. REE abundances (ppm) and K/Na ratios in granitoids, metavolcanics and micaschist from Avnik region (S2 section).

Örnek/ Sample No.	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Tm	Yb	Lu	K/Na
Granitoid										
Granitoid :										
S2 - 2	24	64	22	4.91	0.68	0.77	0.63	3.01	1.20	0.69
S2 - 3	14	50	32	7.40	0.65	1.69	1.18	6.20	0.42	0.14
S2 - 4	8.6	29	17	3.00	0.25	0.44	0.23	1.69	0.30	0.04
S2 - 5	22	71	45	9.44	1.18	1.48	1.18	4.29	0.73	0.17
S3 - 1	14	40	19	5.15	0.82	0.87	0.65	3.17	0.59	0.04
S3 - 2	17	45	26	6.18	0.87	0.98	0.61	2.99	0.47	0.01
S3 - 3	33	71	30	6.98	1.01	0.85	0.58	2.93	0.92	1.46
Metavolkanik										
Metavolcanic :										
S2 - 8	40	86	47	8.47	2.10	1.19	0.75	3.56	0.49	0.05
S2 - 12	92	159	83	15.49	2.68	2.43	1.16	8.66	8.83	0.25
S2 - 13	44	95	40	7.49	1.64	1.20	0.82	4.40	0.70	0.04
S2 - 14	62	161	63	10.61	1.67	0.93	0.90	3.68	0.89	18.9
S2 - 15	101	276	93	16.43	2.88	1.82	1.08	5.39	0.78	1.37
S2 - 16	25	113	30	6.54	1.34	1.12	1.01	4.25	0.81	8.08
S2 - 17	43	93	42	7.80	1.54	1.24	0.92	4.86	0.63	1.41
S2 - 18	34	82	34	7.67	1.68	1.28	1.00	4.90	0.81	2.20
S2 - 19	23	52	25	5.03	1.22	0.78	0.50	2.52	0.77	1.28
Mika şist										
Mica schist :										
S2 - 20	28	55	29	5.58	1.03	0.69	0.49	2.37	0.73	1.81



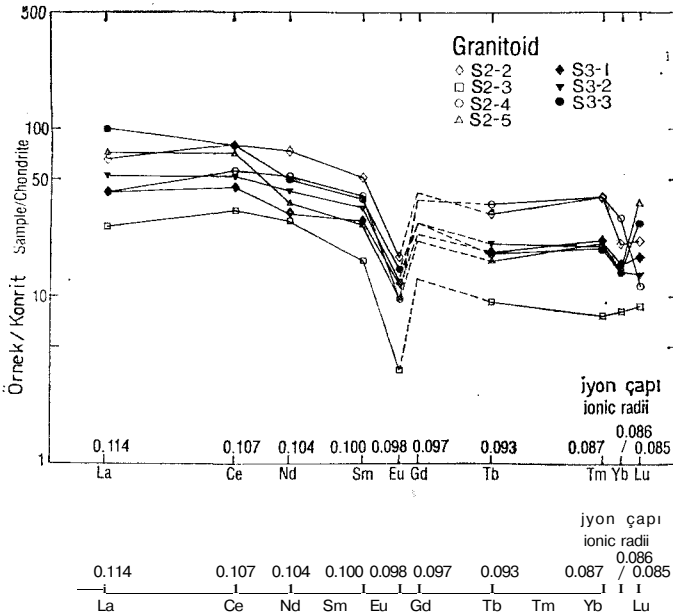
Şekil 13. Avnik granitoidi ve Yayla granitinin Q - Or - Ab diyagramı. Kontur granitik kayaların analizlerinin maksimum konsantrasyonunu gösterir (Tuttle ve Bowen, 1958).

Figure 13. Q - Or - Ab plot for Avnik granitoids and Yayla

granites- Contour show maximum concentration of analyses of granitic rocks (Tuttle and Bowen, 1958).

rak bu kayaların hiçbirisi ilksel bileşimlerini korumamışlardır. K/Na'da büyük yersel değişimler (özellikle S2 ve S4 kesitlerinde), ve mikaşistin albitleşmesi, Munha ve diğ., (1980)'nın önerdiği gibi K/Na değişimi sıcaklık (T) gradiyentindeki metasomatizmaya bağlı olmadığını gösterir.

Böylece, Avnik kayalarının feldispatlaşması ve silisleşmesi (silisification) Eoalpin orojenik olayları ile bağlantılı metamorfik bir olaydır. Volkaniklerin kıvrımından sonra bu kayalar, Üst birime ait mikaşist ve mermerlerin ilksel kayaları olan şeyl ve kireçtaşının kalın bir istifinin depolanması için deniz tabanını oluşturmuşlardır. Bu zaman sırasında, volkanikler ve granitoidlerdeki bütün mümkün çatlaklar ve gözeneklerin deniz suyu ile dolduğunu varsaymak uygun bir görüştür. Bütün bu kayaların ve özellikle felsik volkaniklerin, gömülme ve Eoalpin metamorfizmasının erken safhaları sırasında, ısınmış deniz suyu ile reaksiyona girmesi beklenir-REE biçimlerinin açık korunması ve Sr kapsamlarında nisbeten küçük değişmelerin olması, bu elementler için kristal/sıvı bölme katsayılarının (crystal/fluid partition coefficients) büyük olduğu başlıca düşük sıcaklıkta (at low T) oluşan metasomatizmayı önerir. Me-



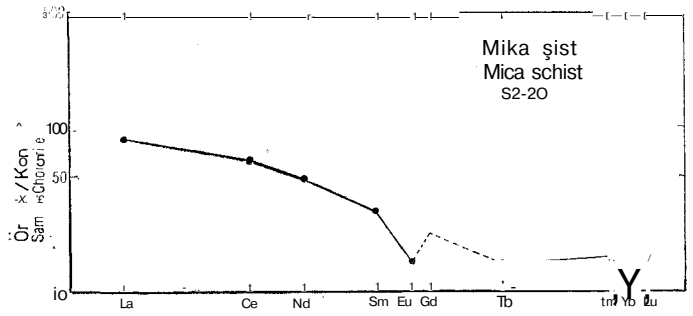
Şekil 14. Avnik granitoidinin REE biçimleri.

Figure 14. REE patterns for Avnik granitoid.

tasomatik işlevler, kayaların metamorfik sıkışması sırasında fazla sıvıların atılmasıyla sona erer-

Yayla graniti, yukarıdaki olayların etkisinde kalmasına karşın yalnızca yersel olarak albitleşmiştir. Bu, yayla granitinin gömülme öncesi deformasyonunun düşük derecede olduğunu yansıtır. Ayrıca bu kayalar son derece masif olduğundan deniz suyunun büyük miktarı yalnızca yersel olarak büyük kırıklar boyunca var olabilir.

Avnik granitoidi, metavolkaniklerin alt kesiminin ve mikaşistlerin albitleşmesi büyük miktardaki potasyumu açığa çıkaracaktır. Böylece, metavolkaniklerin üst bölümlerinin K - feldispatlaşması için K varlığında sorun olmayacaktır. Asıl sorun, bazı kayalarda K - feldispatlaşması olurken diğerlerinin niçin albitleştiğinin açıklanmasıdır. Neden K/Na'un kendi aralarında ikiye bölünmeleri meydana gelmiştir? Kanıtlanması zor olan iki olasılıklı açıklama önerilebilir. (1) K'ca zengin düzeyler, albitleşmeye uğrayan kesimlerden atılan K'ca zengin sıvılara kanal görevi yapan yüksek geçirimli zonları temsil edebilir. Bunu, S3 kesitinde gözlenen genel K/Na yönelimi (gradient) ile bağdaştırmak zordur, fakat S2 ve S4 kesitlerindeki büyük yersel K/Na değişmelerini açıklayabilir. Bu da K - feldispatlaşma en azından yersel olarak albitleşme ile engellendiğini gösteren petrografik veriler ile uygundur. (2) K/Na oranları, kristallenme derecesindeki ilksel değişmeler ile ilişkili olabilir. Osborne (1925), volkanik camlarda (pitchstones) K zenginleşmesi ve birlikte bulunan kristalin kayalarda Na zenginleşmesi olduğu kaydeder. Battey (1955), tek bir riyolit akıntısı içindeki K/Na değişmelerini, büyük olasılıkla K'un tercihen volkanik camı ornatması nedeni ile cam kapsamındaki yersel değişmelere bağlamıştır. Avnik volkaniklerinin felsik üyeleri, arta kalan (relict) sferulitik dokuları ve ilksel camı yapının diğer izlerini korur. Bu camın büyük bir kesiminin, gerçekten önceki kıvrımlanma ve kontak metamorfizma etkisinden kurtulduğu olası görünmez. Ancak, hamur malzemesinin büyük bir bölümü şimdi dahi çok ince tanelidir ve metamorfik/metasomatik olay sırasında K-feldispat tarafından öncelikle ornatılabilecek kadar duyarlı olabilir. Eğer olay bu ise, gözlenen K/Na oranları, çoğunlukla felsik volkanikler daha çok camı olmaya eğimli olduklarından, bu genel olarak, kaya bileşimindeki ilk-



Şekil 15. Avnik mikaşistinin REE biçimi.

Figure 15. REE pattern for Avnik mica schist.

sel değişmelerle ilgili olacaktır. Ayrıntıda, K/Na, başlangıçtaki soğuma şartlarının ve daha sonraki metamorfizmanın etkinliklerini yansıtan kristalleşmeye bağlı olacaktır. Metavolkanikler

Yukarıda belirtildiği gibi, Avnik metavolkaniklerinin REE biçimleri ve toplam kimyaları, modern kalk-alkalin volkaniklerinkine, örneğin And veya Yeni Zelanda volkanikleri gibi (Dostal ve diğ., 1977; Challis, 1971), kıyaslanabilir. Albitleşmeden az etkilenmiş benzer metavolkanikler, Bitlis Masifinin Cacas sahasında gözlenir ve bunlar normal K/Na oranları ile kalk - alkalin karakterlidir (Yılmaz, 1981). Avnik metavolkaniklerinin ilksel bileşimlerinin kalk - alkalin olduğu ve şu anda var olan ileri düzeyde K-Na-Si oranlarının değişimleri (Şekil 10 ve 11), depolanma sonrası işlevlerin neticesi olduğu önerilir.

Metavolkanikler, ortaçtan asitik bileşimlere kadar değişim gösterirler. Bunların ayrılmamış eşdeğer bireysel örnekleri bulunmaz ve cevher düzeyleri çevresindeki saçılmış magnetit ve apatit birçok analizi kirletmiştir (contaminates). Bundan dolayı, Na ve K'un yeniden dağılımına eşlik edebilen diğer kimyasal değişmeleri belirlemek zordur. Bununla birlikte, Ca ve Mg'un Na ile birlikte değişmesi (Şekil 10 ve 11), bu elementlerin albitleşme sırasında ortaç kayalardan yıkanmadığını (leached) ve üstelik eklendiğini önerebilir.

Avnik metavolkaniklerinin REE biçimleri, birçok modern kalk -alkalin volkanik serilerine benzerdir, örneğin And'lardaki volkanikler gibi (Dostal ve diğ., 1977). Üstelik, en düşük REE'li kayaların da negatif Eu anomalileri, plajioklas ile dengeli olduğunu önerir. Bu kayalar, çok bazik ve plajioklasça çok zengin magmanın ileri düzeyde ayrılma kristalizasyonundan oluşabilir. Bunun yanısıra, anatektik artığın önemli bir kısmının plajioklas olduğu feldispatik kayaların anateksisinden de oluşmuş olabilirler. Ne yazık ki, bu kayaların Sr - isotop sistemleri son derece bozulduğundan dolayı bu seçenekler arasındaki ayrımı yapmak için kullanılamazlar (Helvacı ve Griffin, 1983)

Granitoidler

Saha ilişkilerinden ortaya çıkan asıl sorun, Avnik granitoidi ile metavolkanikler arasındaki, eğer var ise, jenetik ilişkidir. Granitoid, açık olarak volkanikleri keser, fakat bu iki kaya gurubu arasında kimyasal bileşimlerdeki genel benzerlikler aynı bir köken önerebilir. Granitoid ve metavolkanikler bu durumda, aynı magmatik olayın sırasıyla derinlik ve volkanik ürünlerini temsil edebilirler. Bu kayalardaki Rb - Sr sistemi çok değiştiğinden dolayı bu problem üzerinde şüpheli olmayan bilgi sağlamaz.

REE biçimleri asal element kimyası ile birlikte granitoid ile metavolkanikler arasında kökensel bir ilişkinin olmadığını önerir. Bu iki grubun daha çok olgunlaşmış olanı granitoidlerdir, örneğin (Na + K)/Fe yönünden. Fakat bunların REE biçimleri daha az farklılaşmışlardır. Böylece, farklılaşma yolu ile metavolkanikleri granitoidlerden veya ayırılma kristalleşmesi ile granitoidleri metavolkaniklerden üretmeyi düşünmek çok zordur.

Avnik granitoidinin Sr izotop verileri isokron (isochron) ve ilksel  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranını belirlemezler. Bununla birlikte, Paleozoyik - Mezozoyik sokulum yaşı varsayımı üzerine bireysel örneklerin ilksel  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 'ları yaklaşık 0.708 ile 0.718 arasında değişir. Bu veri, Avnik granitoidi için REE biçimlerinden sonuçlanan kabuksal anatektik köken ile uygundur. Bununla beraber, albitleşme sırasında  $^{87}\text{Sr}$ 'un girişi ihmal edilemez. Albitleşmemiş Yayla granitinin Rb -Sr verileri, köken için daha yaşlı kıtasal kabuğun anateksisiyle de uygun olan  $0.7217 \pm 8$  ilksel  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranını verir.

#### KATKI BELİRTME

Yazar, görüş ve tartışmaları için Oslo Üniversitesi'nden William L. Griffin ve Dokuz Eylül Üniversitesi'nden O. Özcan Dora'ya teşekkür eder. Ayrıca, laboratuvar çalışmalarında yardımcı olan F. Nurdan Helvacı'ya ve çizim işlerinde yardımcı olan Magnus Ranheim'e teşekkürlerini sunar. Saha çalışmaları Dokuz Eylül Üniversitesi, MTA Enstitüsü Merkez ve Diyarbakır Bölge Müdürlüğü tarafından desteklenmiştir. Jeokimyasal çalışmalar, Norveç Krallık Bilimsel ve Endüstriyel Araştırma Kurumu'ndan (NTNF) sağlanan araştırma bursu ve Norveç Mineraloji - Jeoloji Müzesinin olanaklarını kullanarak gerçekleştirilmiştir.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

Altınlı, İ.E., 1966, Geology of eastern and south-eastern

Anatolia, Part II : Turkey Mineral Research and Explor. Inst. Bull., 67, 1 - 22.

Aykulu, A., Evans, A.M., 1974, Structures in the Iranides of south - eastern Turkey : Geol. Rundschau, 63, 292 -305.

Bathey, H.M., 1955, Alkali metasomatism and the petrology of some keratophyres : Geol. Mag., 92, 104 -126.

Boray, A., 1975, The structure and metamorphism of the Bitlis area : Bull. Geol. Soc. Turkey, 18, 81 - 84.

Challis, G. A., 1971, Chemical analyses of New Zealand and mineral with C-IP.W- norms and petrographic descriptions : New Zealand Geol. Surv- Bull., 84, 12 - 108.

Dickinson, W.R., 1962, Metasomatic quartz keratophyre in Central Oregon : Amer. Jour. Sci. 260, 249-266.

Dostal, J., Zeutilli, M., Caelles, J.C., Clark, A.H., 1977, Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes (26°-28°S) : Contrib. Mineral. Petrol., 63, 113-128.

Erdoğan, B., 1982, Bitlis Masifi'nin Avnik (Bingöl) yöresinde jeolojisi ve yapısal özellikleri : Ege Univ., Yer-bilimleri Fak., İzmir, Yayınlanmamış doçentlik tezi, 106 s.

Erdoğan, B., Helvacı, C., Dora, O.Ö., 1981, Avnik, Bingöl yöresi apatitli demir yataklarının jeolojisi ve oluşumu, Kesin rapor : Yer Bilimleri Fakültesi, Ege Üniv., İzmir, 121 s.

Genç, S., 1977, Geological evaluation of the southern margin

of the Bitlis Massif, Lice - Kulp District, SE Turkey : Unpublished Ph. D. Thesis, Univ. College of Wales, Aberystwyth, 281 s.

Gordon, G.E., Randle, K., Goles, G.G., Corliss, J.B., Beeson, M.H., Oxley, S.S., 1968, Instrumental activation analysis of standard rocks with high - resolution gamma - ray detectors : Geochim. Cosmochim. Acta, 32, 369 - 396.

Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., 1983, New results on the age of Bitlis metamorphics : Turkey Mineral Research and Explor. Inst. Bull., 95 - 96, 1 - 5.

Hall, R., 1976, Ophiolite emplacement and the evolution of the Taurus suture zone, southeastern Turkey : Geol. Soc. Amer. Bull., 87, 1078 -1088.

Hall, R., Mason, R., 1972, A tectonic melange from the Eastern Taurus Mountains, Turkey : Geol. Soc. London Jour., 128, 395 - 398.

Helvacı, C., Griffin, W.L. 1983, Rb - sr geochronology of the Bitlis Massif, Avnik (Bingöl) area, S.E. Turkey : Special Publication Geol. Soc. Lond., No. 13, 2

Ketin, İ., 1966, Tectonic units of Turkey : Turkey Mineral Research and Explor. Inst. Bull., 66, 23-34.

Krogh, E.J., 1975, Petrografi og petrologi av höymetamorfte bandete jernmalmer i Lofoten - Vesteralen : Unpublished Cand. Real. Thesis, Univ. of Oslo, 166 s.

Löftgren, C., 1979, Do represent Precambrian island are rocks? : Lithos, 12, 159 -165.

Lundberg, B., Smellie, J.A.T., 1979, Painirova and mertainen iron ores : Two deposits of the Kiruna iron ore type in Northern Sweden : Econ. Geol., 74, 1131 -1152.

Magnusson N.H., 1970, The origin of the iron ores in Central Sweden and the history of their alterations,

Munha, J., Fyfe, W.S., Kerrich, R., 1980, Adularia, the characteristic mineral of felsic spilites : Contrib. Mineral. Petrol., 75, 15 - 20.

Osborne, G.D., 1925, Geology and petrography of the Clarence town - Paterson district, part IV., Petrography : Proc. Linn. Soc. NSW, 112 -138.

Parak, T., 1975, The origin of the Kiruna iron ores : Sveriges Geol. Unders., C 709, 209 s.

Tolun, N., 1953, Contributions a l'étude géologique des environs du sud et sud - ouest du Lac de Van : Turkey Mineral Research and Explor. Inst. Bull., 44/45, 77 - 112.

Tuttle, O.F., Bowen, N.L., 1958, Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi<sup>3</sup>O<sub>8</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O : Geol. Soc. Amer. Mem., 74, 153 s.

Yılmaz, O., 1971, Etude pétrographique et géochronologique de la région de Cacas : Published Ph. D. Thesis, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, France, 230 s-

Yılmaz, O., 1975, Cacas bölgesi (Bitlis Masifi) kayaçlarının petrografik ve stratigrafik incelemesi : Türkiye Jeoloji Kur. Bül., 18, 33 - 40.

Yılmaz, O., Michel, R., Vialette, Y., Bonhomme, M.G., 1981, Réinterprétation des données isotopiques Rb - Sr obtenues sur les métamorphites de la partie Méridionale du massif de Bitlis (Turquie) : Sci. Géol. Bull. Strasbourg, 34, 59 - 73.

Yazının geliş tarihi : Kasım 1983

Yayıma verildiği tarih : Ocak 1984

# Bitlis masifi apatitli demir yataklarının jeolojisi ve oluşumu

Geology and genesis of the apatite - bearing iron deposits of the Bitlis Massif

BURHAN ERDOĞAN ( Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik - Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendislik Bölümü  
O ÖZCAN DORA ( Bornova - İzmir.

ÖZ : Bitlis Masifi metamorfikleri aralarında bir uyumsuzluk yüzeyiyle ayrılmış alt topluluk ve üst topluluk adı verilen kaya gruplarından oluşmaktadır. Yaşı Prekambriyen olarak düşünülen alt topluluk metavolkanitler, gnayslar ve bunları kesen granitlerden, yaşı olasılı olarak Silüriyen'den Kretase'ye kadar değişen üst topluluk mikaşist ve mermerlerden yapılıdır.

Bitlis Masifi apatitli demir yatakları alt topluluk içinde yer almaktadır ve belirli stratigrafik düzeyler boyunca sıralanmıştır.

Avnik (Bingöl) yöresinde apatitli demir yatakları metavolkanitlerle ardalanmaktadır ve masif, bantlı ve mercekli konumdadır. Bu yataklar volkano - sedimenter olarak gelişmiştir. Volkanik topografyadaki düzensizlik nedeniyle mercekli cevher oluşukları kısa mesafelerde yanal değişimler göstermekte ve kamalanarak kaybolabilmektedir. Cevher yatakları içindeki tabakalar ve ince sedimenter laminalar güçlükle seçilebilmektedir. Bu yöre yataklarında cevher minerali olarak magnetit baskındır. Avnik yataklarının yanal düzensizliklerine karşın, Ünalı (Bitlis) yöresi yatakları yanal yönde kilometrelerce uzanan düzeyler oluşturur. Bu ikinci bölgenin cevher oluşukları belirgin sedimenter ve çok düzenli, ince laminalı bir yapı sunar. Ünalı yataklarıyla ardalanmalı olarak ince laminalı metaçört katkıları bulunmaktadır. Apatitin baskın olduğu bu yataklarda cevherleşmenin düzenli bir sedimentasyonla birlikte geliştiği açıkça görülmektedir.

Avnik ve Ünalı bölgelerinden elde edilen veriler Bitlis Masifi alt topluluğu içinde metavolkanitler ve metaçörtlerle birlikte bulunan apatitli demir yataklarının volkanosedimenter kökenli olduğunu gösterir. Her iki bölgede de daha genç palinjen granitler cevher oluşuklarını kesmiş ve yer yer özümlemiştir. Gerek granitik özümlemeler ve gerekse yatakların geçirmiş olduğu çoklu deformasyon ve metamorfizma, karmaşık yapıların doğmasına neden olmuştur.

ABSTRACT : The metamorphic rocks of the Bitlis Massif consist of two groups which are called the lower and the upper associations separated by an unconformity. The lower association with a possible age of Precambrian is composed of metavolcanics, gneisses and crosscutting granites; the upper association, which has a probable age range of Cretaceous, is composed of mica schist and marbles.

The apatite - bearing iron deposits of the Bitlis Massif are in the lower association and located along distinct stratigraphic horizons.

In the Avnik (Bingöl) region apatite - bearing iron deposits are intercalated with metavolcanics and massive, banded and lensoidal in shape. These deposits are volcano sedimentary in origin. The ore bodies show variations along their strikes and may pinch out in short distances due to irregularities in the volcanic topography where they deposited. Stratification and thin sedimentary laminae are hard-to recognize in the ore bodies. Magnetite is the dominant mineral in the deposits of this region. Contrary to the lateral irregularities of the deposits of the Avnik region, those of the Ünalı (Bitlis) area can be followed for several kilometers along their strikes. The deposits of this second region have very regular and fine laminated distinct internal sedimentary structures. There are thinly laminated meta-chert intervals in the Ünalı deposits- It is clearly demonstrated that the deposits of the Ünalı region in which apatite is the dominant mineral, were formed by an undisturbed sedimentation.

The characteristics of the apatite - bearing iron deposits of the Avnik and Ünalı regions, which are associated with metavolcanics and metaacherts, indicate that they are volcanosedimentary in origin. In the both regions the ore bodies are cut and partially assimilated by younger palinogenic granites. Both palinogenesis and multiple metamorphism and deformation were effective in forming the complicated structures.

## GİRİŞ

Güneydoğu Anadolu'da Miyosen tektoniği sonucu bindirme fayları boyunca taşınmalarla bugünkü konumlarını kazanmış olan üç yapısal kuşak bulunur (Şek. 1). Bu kuşaklardan en kuzeydekini batıda Malatya - pötürge ve doğuda Bitlis Masifi olarak adlandırılan metamorfikler oluşturur. Metamorfik Masiflerin güneyinde güneydoğu Anadolu ofiyolit kuşağı ve bununda güneyinde ise yerli (otokton) kenar kıvrımları kuşağı bulunmaktadır. Apatitli demir yatakları Bitlis masifi metamorfikleri içinde yer almaktadır.

Bitlis Masifinin en batı uzantısını oluşturan Avnik (Bingöl) yöresinde (Şek. 1) üç yaz sezonunu kapsayan bölgesel ölçekte ve apatitli demir yataklarında ayrıntılı Jeolojik çalışmalar yapılmıştır. Bitlis ili yakınındaki Ünalı yatakları ise (Şek. 1) Avnik yataklarıyla genel özellikleri ve oluşum modelleri yönünden karşılaştırılmıştır.

Bu incelemede 1:25000 ve 1:1000 ölçekli Jeolojik harita alımları dışında metamorfiklerin petrografik özellikleri incelenmiştir. Cevher yataklarıyla yakın ilişkisi bulunan metalavrlardan 16, metatüflerden 9, Yayla granitinden 15 ve Avnik granitinden 16 örneğin toplam kimyasal analizleri xRF yöntemiyle gerçekleştirilmiştir.

## BİTLİS METAMORFİKLERİNİN AVNİK YÖRESİNDEKİ STRATİGRAFİSİ

Bitlis metamorfikleri Avnik yöresinde aralarında açıl uyumsuzluk bulunan iki kaya grubundan oluşur (Şek. 2). Altta yaşlı olan gruba alt topluluk adı verilmiştir (Er-

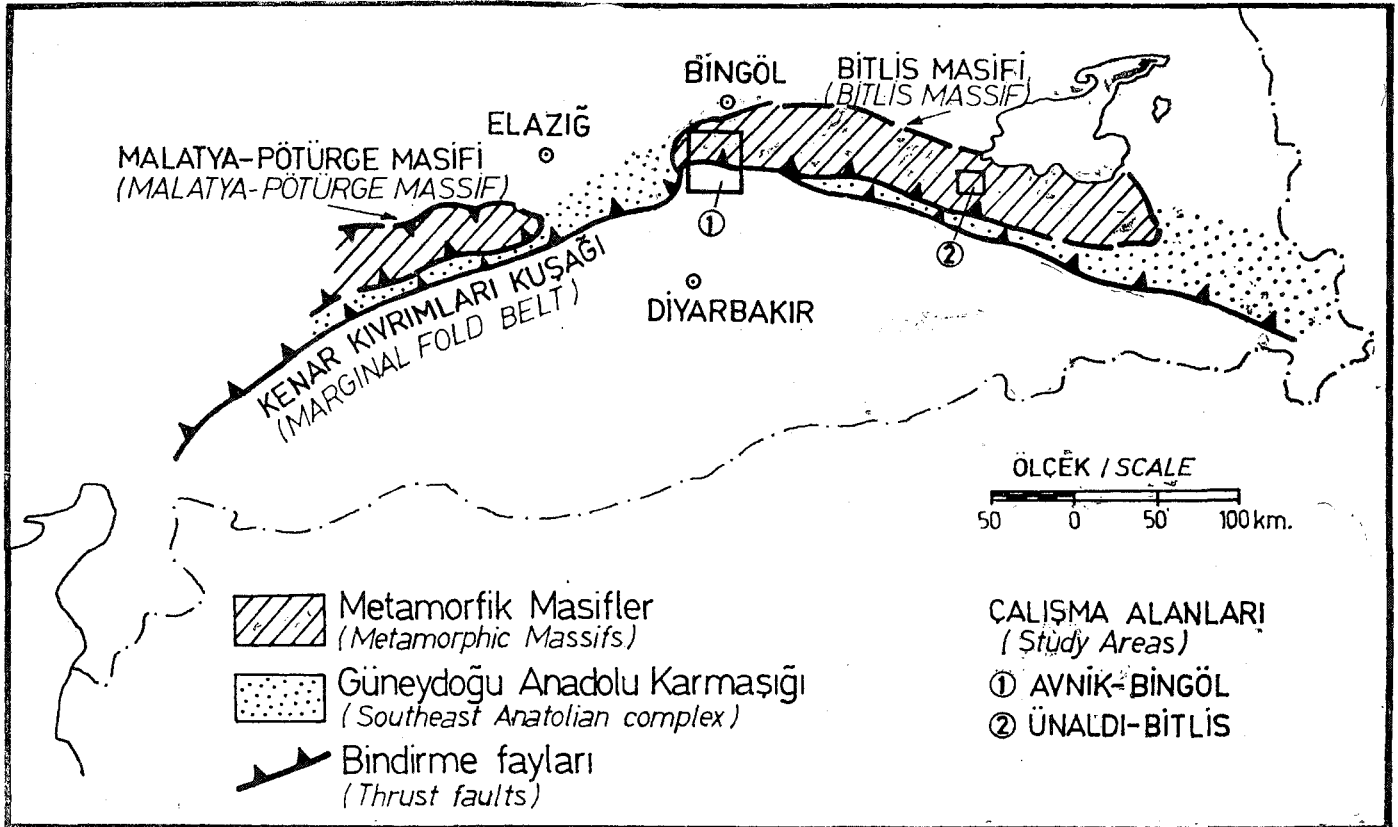
doğan, 1982. Alt topluluk birimleri granit kütleleri tarafından kesilmiş ve daha sonra her ikisini, aşınmış yüzeyleri boyunca, üst topluluk örtmüştür.

Bitlis Masifinde Cacas bölgesinde çalışmış olan Yılmaz (1971, 1975) gnays, leptinit ve amfibolitlerden oluşan yaşlı kayalara «eski temel» adını vermiştir. Bu birimler Avnik Süresindeki alt topluluk adıyla anılan gruba karşıt gelmektedir. Aynı inceleme eski temel üzerine uyumsuzlukla mermer ve şistlerden oluşan ve «epimetamorfik örtü» diye adlandırdığı grubun geldiğini belirtir. Epimetamorfik örtü, Avnik yöresindeki üst topluluğun stratigrafik eşdeğeridir. Benzer şekilde Mutki (Bitlis) çevresinde Boray (1973, 1975) Bitlis metamorfiklerinde alt birlik ve üst birlik diye iki ayrı kaya grubu ayırtlamıştır.

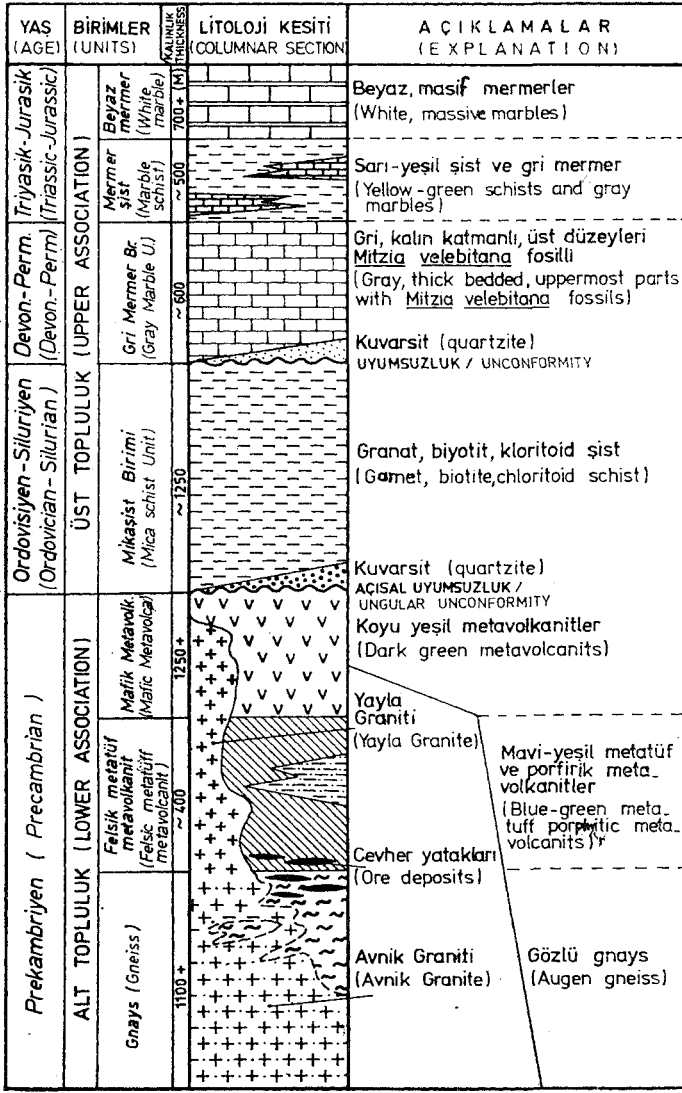
Göncüoğlu ve Turan (1983) Mutki yöresinde, bu incelemedeki alt topluluğa karşıt gelen birimlere Hizan grubu ve üst topluluğa karşıt gelenlere ise Mutki grubu adlarını vermiştir. Çağlayan ve diğerleri (1983) ise Bitlis-Gevaş yöresinde altta Prekambriyen yaşlı temel ve bunları kesen granitler ile bunların üzerinde Paleozoyik - Mesozoyik yaşlı Alpin metamorfizmaya uğramış tortul kayalardan oluşmuş örtü birimleri ayırtlamışlardır. Bu son çalışmacıların ayırtladığı birimlerle Avnik yöresindeki birimler arasında da benzerlik bulunmaktadır.

## Alt Topluluk

Alt topluluk Avnik yöresinde birbirleriyle düşey ve yanal yönde geçişler gösteren ve alttan üste doğru gnays, fel-



Şekil 1. Güneydoğu Anadolu tektonik kuşakları ve çalışılan alanların yeri  
Figure 1. Tectonic belts of southeast Anatolia and the locations of the studied areas.



Şekil 2. Bitlis metamorfiklerinin Avnik yöresindeki genel-leştirilmiş stratigrafik kesiti.  
Figure 2. Generalized stratigraphic section of the Bitlis metamorphics around the Avnik area.

sik metatüf - metavolkanit ve mafik metavolkanitler olarak sıralanan üç kaya biriminden oluşmuştur (Şek. 2). Alt topluluk birimleri Avnik ve Yayla granitleri tarafından kesilmiştir.

Alt topluluğun en alt birimini oluşturan gneyslar gri renkli ve yer yer gözlu, biyotitli, granatlı feldispat - kuvars gneyslar ve yeşil renkli, magnetit ve amfibolce zengin gneyslardan yapıldır. Tabanı inceleme alanında görülemeyen ve 1100 m. üzerinde kalınlığa sahip gneys birimi, üste doğru ardalanarak felsik metatüf - metavolkanit birimine geçer. Bu geçiş zonu boyunca ve dokanağa paralel olarak mercekse demir yatakları sıralanır (Şek. 2).

Felsik metatüf - metavolkanit birimi, yer yer ilksel porfiritik dokusunu koruyan metalavlar ile bunlarla ardışıklı yeralan mavi ve yeşil renkli metatüflerden oluşmuştur. Metatüfler kimi kesimde koyu yeşil renktedir ve iri feldispat porfiroblastları içeren benekli amfibolit özelliğindedir. Amfibolitler içinde saçılmış türde magnetitce zen-

gin zonlar Avnik yöresinde yer yer yanal devamlı kuşaklar oluşturur (Şek. 3).

Mafik metavolkanitler alt topluluğun en üst birimi olup, granat içeren koyu yeşil renkli ortaç ve mafik bileşimde metaaglomeralar ile porfiritik dokuda metalavlardan yapıldır.

Alt topluluk birimlerini kesen Avnik graniti (Şek. 2,3) açık renkli (lökokratik), mafik mineralce fakir, ince ve orta kristalli ve eş taneli magmatik bir kütledir. Metamorfizma nedeniyle kazandıği foliasyonu makroskobik ve mikroskobik ölçülerde gözlemek olanaklıdır. Model mineralojik analizleri, Avnik granitinin Streckeisen'in sınıflamasına (1976) göre granit ve alkali feldispat granit olduğunu göstermiştir (Erdoğan, 1982). Alt topluluk birimlerini ileri derecede özümlemiş olan Avnik granitinin dokanağı 1-1.5 km. genişlikte migmatitik geçişli bir zon şeklindedir. Granit kütlesi içinde bu zon boyunca çevre kayalardan değişik boyutlarda koparılmış ve özümlemiş paleozomlar bulunur (Levha I, 1). Bu paleozomların ileri derecede özümlemiş olanları içinde lifsi (fibrous) sillimanit kristalciklerine rastlanır (Levha I, 2). Granit kütlesinin alt topluluğu ileri derecede özümlemiş olması nedeniyle, ancak çok ender olarak, çevre kayalarla intruzif dokanak ilişkisi saptanabilir. Avnik granitinin alt topluluk kayalarıyla ilişkisini Küçük Gonaç tepenin güneybatı yamacı boyunca açık olarak görmek olanaklıdır (Levha I, 1). Küçük Gonaç tepenin güneybatı yamacında demir tabakaları içeren gneys ve metavolkanitler granit tarafından çok belirgin bir dokanakla kesilmekte, buna karşın kuzeybatı yamacında gneys-granit dokanağı geçişli bir görünüm sunmaktadır.

Yayla graniti inceleme alanının kuzeybatı köşesinde yüzeyler (Şek. 3) ve pembe renkli, iri kristalli (5-7 mm.) holokristalen, eş taneli bir kütledir. Alkali feldispat bileşiminde olan Yayla graniti Avnik granitinden mikroklin ve biyotitçe zengin olması ve iri kristalli dokusuyla ayrılır. Ayrıca bu granit kütlesi yan kayaları keskin bir intrusif dokanakla keser ve içinde apolit, pegmatit daykları bulunur. Kaba taneli olması nedeniyle Yayla granitinde foliasyon Avnik granitindeki kadar belirgin değildir.

### Üst Topluluk

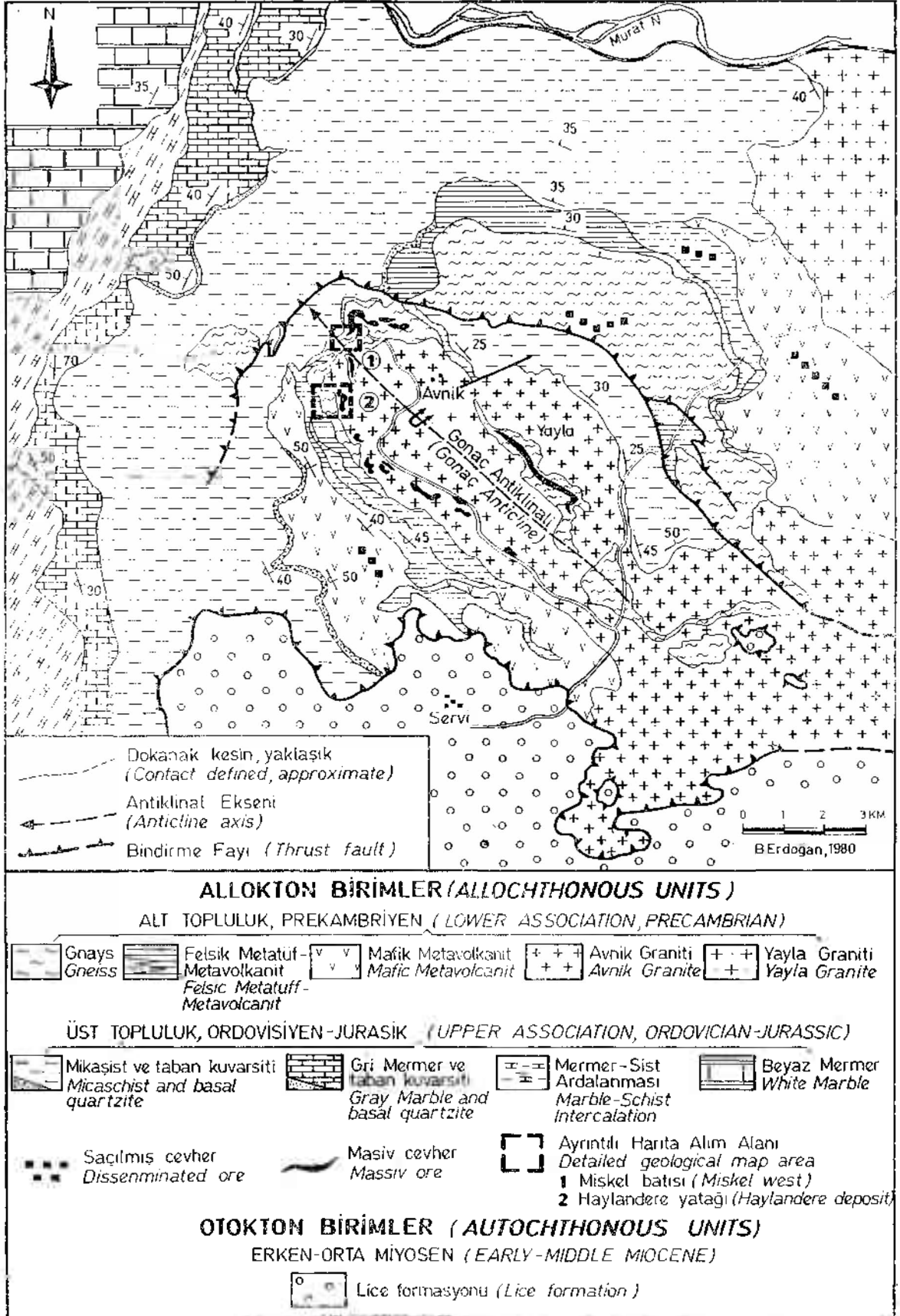
Üst topluluk Avnik yöresinde mikaşist ve mermerlerden oluşmuştur. En altta yer alan mikaşist birimi alt topluluk üzerine açısız bir uyumsuzluk yüzeyi boyunca ince (5-10 m.) ve devamsız bir kuvarsit düzeyiyle oturur (Şek. 2,3). Bu birim granat ve kloritoid içeren muskovit - biyotit şistlerden oluşmuştur ve inceleme alanında 1000-1250 m. kalınlıktadır.

Mikaşist birimi üzerine gri mermer birimi tabanında devamsız bir kuvarsit düzeyiyle gelir. Alt kesimlerinde Avnik yöresinde fosil bulunamamış olan gri mermer biriminin üst kesimlerinde Mizzia velebitana ve tanınamayacak kadar kötü korunmuş Gastropoda fosilleri bulunmuştur. Bu fosiller birimin üst düzeylerinin Permiyen yaşında olduğunu gösterir.

Gri mermer birimi üste doğru geçişli dokanakla mermer-şist ardalanmasından oluşmuş birime geçer ve bu birimin üzerine de keskin bir dokanakla beyaz mermerler oturur (Şek. 2).

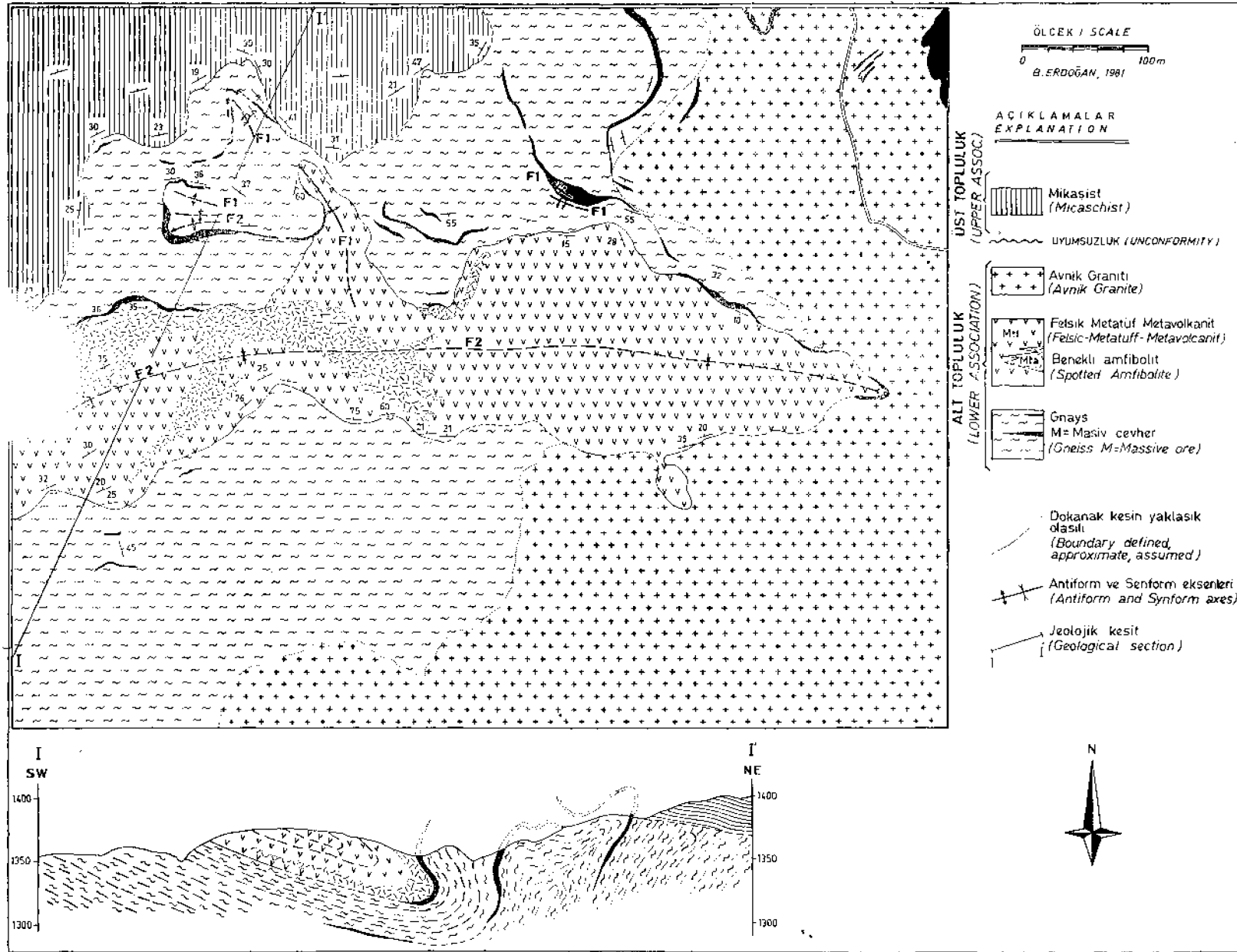
### Bitlis Metamorfiklerin Yaşı

İnceleme alanında metamorfik istif içinde yalnızca gri mermer biriminin üst düzeylerinde fosil bulunabilmiştir



Şekil 3. Avnik yöresinin sadeleştirilmiş Jeolojik haritası (Erdogan, 1982 den).

Figure 3. Simplified geological map of the Avnik region (after Erdogan, 1982).



Şekil 4. Mişkel batısının ayrıntılı Jeolojik harita ve kesiti.

Figure 4. Detailed geological map and section of the western part of the Mişkel area.



ve Permiyen yaşını belirtmektedir. Gri mermer biriminin stratigrafik olarak eşdeğeri olan Hizan kuzeyindeki karbonatlı kayaların alt kesimlerinde Göncüoğlu ve Turhan (1983) Orta ve Geç Devoniyen yaşını belirten fosiller bulmuştur. Aynı karbonatların daha üst kesimlerinde ise bu araştırmacılar Erken ve Geç Permiyen yaşını belirten mikrofosiller saptamışlardır. Bu nedenle Avnik yöresinde gri mermer birimi diye adlandırılan birimin yaşının Devoniyen'den Permiyen'e kadar değiştiği düşünülmektedir.

Gri mermer biriminin üzerine gelen ve Avnik yöresinde içinde fosil bulunamamış olan mermer - şist ardalanmalı birimin eşdeğeri Yılmaz (1971) Triyas yaşını vermiştir. Göncüoğlu ve Turhan (1983) bu birimin eşdeğeri olduğu düşünülen karbonatlı kayalarda fosillerle Triyas yaşını saptamışlardır. Perincek (1980) incelenen bölgenin batısında bu birime benzer kayalar içinde arakatıklar şeklinde volkanitler bulmuş ve fosillerle yaşının Triyas olduğunu ortaya koymuştur-

Avnik yöresinde metamorfiklerin en üst kesimini oluşturan beyaz mermer biriminin, Kambos dağı kesitiyle karşılaştırıldığında, Kellog'un (Baştuğ, 1976) Kilisedağ dolomit birimine karşı geldiği ve yaşının da olasılı Jurasik olduğu düşünülebilir.

Güneydoğu Anadoludaki metamorfizma geçirmemiş olan otoktonla eşleştirme yapan Baştuğ (1976) Bitlis metamorfiklerinde mermerlerin altında yer alan mikaşistlerin Arap otoktonundaki denizel kırıntılı tortullardan oluşan Ordovisiyen - Silüriyen yaşlı Bedinan formasyonunun metamorfizma geçirmiş eşdeğeri olabileceğini ileri sürmüştür.

Yukarıdaki verilerin ışığı altında Avnik yöresindeki üst topluluğun yaşının olasılı olarak Ordovisiyen - Silüriyen'den Jurasik'e kadar değiştiği düşünülmektedir. Üst topluluğun açısız uyumsuzlukla üzerine oturduğu alt topluluk bu nedenle Prekambriyen yaşında olmalıdır. Alt topluluğun metavolkanitleriyle ardalanmalı olarak yer alan ve bu yazının konusunu oluşturan demir yatakları da Prekambriyen yaşlıdır.

Alt topluluğun yaşının Bitlis Masifinde Prekambriyen olduğu görüşünü Çağlayan ve diğerleri de (1983) ileri sürmektedir.

#### Yapısal Jeoloji

Avnik yöresinde alt topluluk ve üst topluluk arasındaki düzey önemli bir açısız uyumsuzluk sınırındadır (Erdoğan, 1982). Üst topluluğun en yaşlı birimi olan mikaşistler aşınmış olan alt topluluğun değişik birimleri veya bunları kesen granitler üzerine oturur (Şek. 4).

Üst topluluğun çökelişi ardından bölge Geç Kretase sırasında tekrar kıvrılmış ve metamorfizmaya uğramıştır. Bu deformasyon aşamasında inceleme alanında KB - GD eksen uzanımlı ve GB'ya devrik Gonaç antiklinali (Şek. 3) meydana gelmiştir. İncelenen bölgede demir yatakları antiklinal yapısını belirler şekilde uzanım sunar ve kıvrımın her iki kanadı ve KB burnu boyunca yüzeyler (Şek. 3).

Bitlis metamorfikleri Miyosen sonunda makaslama yüzeylerine karşı gelen bindirme fayları boyunca kesilmiş ve güneye Lice formasyonu (Erken-Orta Miyosen yaşında) üzerine itilmiştir (Erdoğan, 1983). Miyosen tektoni-

ği metamorfik kayalarda mikroskobik ölçeğe kadar inen yaygın kataklastik parçalanmalar neden olmuştur. Gerek kataklastik Miyosen bindirmeleri ve gerekse daha yaşlı en az iki fazlı metamorfizma ve kıvrımlanma cevher yataklarının oldukça karmaşık iç yapı kazanmalarına neden olmuştur.

#### AVNİK APATİTLİ DEMİR YATAKLARININ GENEL ÖZELLİKLERİ

Avnik yatakları masif ve merceksel şekilli olup, başlıca magnetit ve az oranda apatit ile amfibol mineralleri kapsar. Yer yer saçılmış magnetit zonları şeklinde cevher türüne benekli amfibolitler ve metavolkanitler içinde rastlanırlar (Şek. 3). İnceleme alanının ekonomik yönden önemli yatakları gnays birimiyle felsik metatüf - metavolkanit biriminin geçiş zonunda ve her iki birime ait kayaların ardalandığı kesim boyunca yer alır (Şek. 2). Bu zon dışında da küçük boyutta merceksel veya saçılmış türde cevher oluşukları alt topluluğun değişik birimleri içinde bulunur.

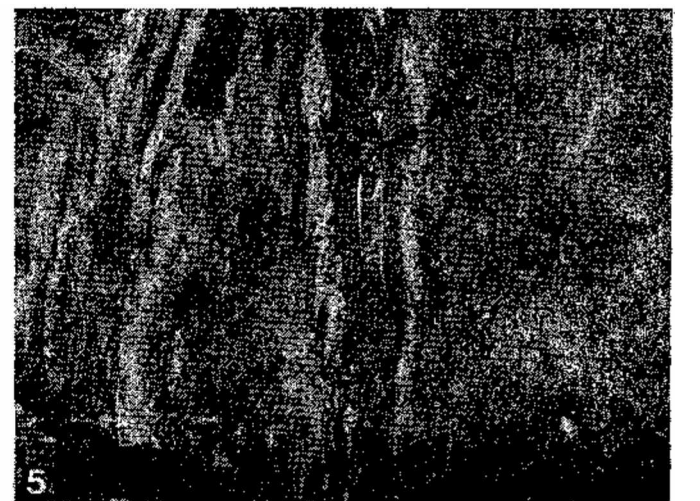
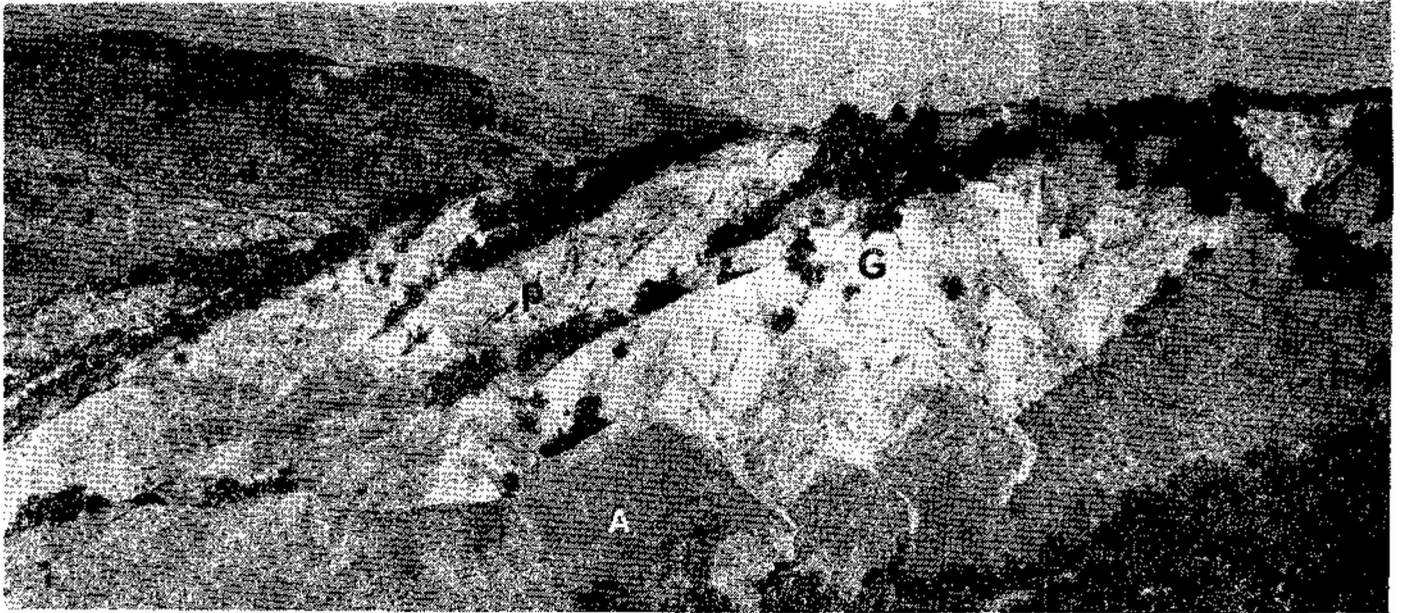
Masif merceksel cevherler kalınlıklarıyla orantılı olarak yanal yönde 100-150 m izlenebilir ve doğrultuları boyunca birden çok mercek şekline dönüşebilir (Şek. 4). Cevher mercekleri alt topluluğa ait birimlerin ve arakatıkların dokanaklarına uyumlu ve paralel olarak uzanır. Miskel yöresinin bti kesiminin ayrıntılı haritasında görülebileceği gibi (Şek. 4) alt topluluğa ait birimlerle cevher oluşukları beraberce kıvrılmıştır ve mikaşistler en üstte uyumsuz olarak oturur. Masiv cevher zonlarının alt topluluk içindeki arakatıkların sınırlarıyla uyumluluğu bu alanda açıkça izlenir. İnce cevher merceklerinin haritalanması sonucu alt topluluğun karmaşık kıvrımlı yapısı belirgin olarak ortaya konabilmiştir.

Avnik apatitli demir yatakları ortaç ve felsik özellikte metalavlar ve metatüflerle ardalanmalıdır (Levha I, 4). Metalavlar oldukça dayanımlı ve sert olup 5 ile 40 m. arasında değişen kalınlıkta akıntı birimlerinden oluşmuştur. Akıntı birimleri arasında daha ince ve yumuşak metamorfik volkanik kırıntılı arakatıklar bulunur. Kalın metalav akıntı birimlerinin orta kesimlerinde çok ender olarak ilksel porfiritik ve gözenekli dokuları metamorfizma geçirmiş olmalarına karşın korunmuş şekilde bulunmaktadır (Levha 11,1,2).

Merceksel cevher düzeyleri ilksel olarak tüf ve aglomera olabilecek kırıntılı arakatıklar içinde yer alır (Levha I, 4). Mur deresi yöresinde masiv cevher bandı çok belirgin bir stratigrafik dokanakla ilksel volkanik özellikleri en iyi şekilde korunmuş metatüfler üzerine oturmaktadır.

Masif cevherler Avnik yöresinde az belirgin mezo ve mikro bantlı iç yapı sunar (Levha I, 3). Bu bantlar 05 cm. den 10 cm. ye kadar değişen kalınlıkta magnetitce, apatitce veya amfibolce zengin tabakaların ardalanması şeklinde görülür. Bantlaşmanın belirgin olduğu yerlerde cevher ince kristallidir (1 mm) ve laminalar merceksel yatağın doğrultusuna paraleldir. Kavaklı yataklarında olduğu gibi (Şek.3) apatitce zengin kesimlerde bantlı iç yapı daha da belirgindir.

Cevher yataklarının granitlerle kesildiği yerlerde yukarıda belirtilen özelliklerde önemli değişimler meydana gelmiştir. Bu değişimler aşağıdaki bölümde incelenecektir.



- Şekil 1. Avnik graniti (G) ile alt topluluk (A) arasındaki dokanak ilişkisi; Küçük Gonaç Tepe'ye kuzeydoğu yönde bakış. m= masiv cevher tabakaları, p= granit içinde yarı özümlemiş paleozomlar-  
Figure 1. The boundary between Avnik granite (G) and lower association (A); viewing Küçük Gonaç Tepe from the northeast direction. M= massive ore strata, p= partly assimilated paleosomes in granite
- Şekil 2. Avnik graniti tarafından özümlemiş alt topluluğa ait paleozomlar içinde lifsi sillimanit kristalleri (ince kesit, polarize ışık, 10x).  
Figure 2. Fibrous sillimanites in the paleosomes of the lower association assimilated by the Avnik granite (thin section, plane polar light, 10x).
- Şekil 3. Avnik yataklarında az belirgin magnetite zengin (koyu renkli) ve apatitce zengin (açık renkli) bantlı iç yapı.  
Figure 3. Partly visible banded internal structure in the Avnik deposits. Magnetite rich (dark colored) and apatite rich (light colored) intercalations.
- Şekil 4. Mur Deresi yöresinde metatüfler (t) içinde masiv magnetit cevheri (m). Metatüflerle cevher arasındaki stratigrafik dokanak okla gösterilmiştir.  
Figure 4. Massive ore (m) in the metatuffs (t) in Mur Deresi. Stratigraphic boundary between the metatuffs and the ore is shown by an arrow.
- Şekil 5. Granit tarafından özümlediği yerlerde cevherin iri kristalli ve bozulmuş bantlı yapısı. Apatite zengin bantlar (açık renkli) ve amfibolce zengin bantlar (koyu renkli).  
Figure 5. Coarse crystalline and disordered banded structure of the ore where assimilated by the granite. Apatite rich (light colored) and amphibole rich (dark colored) zones.

#### Avnik Granitiyle Cevher Yataklarının İlişkisi

Avnik graniti olasılı olarak orta ve derin yerleşimli (Erdoğan, 1982), kenarlarında geniş migmatik zon içeren ve alt topluluk kayalarını ileri derecede özümlemiş magmatik bir küttür. Granitin çevre kayalarını özümlemesinden cevher oluşuklarında etkilenmiştir.

Cevher mercekleri granitin dokanağından uzak yerlerde yanal yönde daha düzenli ve devamlıdır. Ayrıca cevherin yoğunlaştığı stratigrafik zon, yapısal karmaşıklıklar dışında, kolayca ayırtlanıp uzantısı boyunca izlenebilmektedir.

Avnik granitiyle kesildiği yerlerde masiv mercekli cevher yanal yönde aniden son bulabilir. Haylandere yatağının jeolojik haritasından götülebileceği gibi (Şek. 5) granit, cevheri çevreleyen kayaları yer yer tümüyle özümlemiştir. Buna karşın, refrakter özelliği nedeniyle, cevher tümüyle özümlemediğinden granit içinde kimi kesimlerde zincir şeklinde korunmuştur (Şek. 3, 5). Haylandere yatağı ve bunun uzantısı olan Gonaç antiklinalinin GB kanadı boyunca sıralanan irili ufaklı yataklar birbirinin doğrultusu boyunca tümüyle granit kütleleri içinde yer alır. İlkel olarak bağlantılı olan bu yataklar granit yerleşimi sonucu küçük ve devamsız cevher oluşukları şekline dönüşmüştür. Haylandere yatağının Jeolojik harita ve kesitinde görüldüğü gibi (Şek. 5) mercekli masiv cevher yüzeyde doğrultusu ve derinde eğimi boyunca granit tarafından yenmiştir. Cevheri çevreleyen kayalar ise tümüyle granit tarafından özümlemişlerdir.

Metavolkanitlerle arıdanmalı olduğu yerlerde ince kristalli olan masif cevher granit tarafından kesildiği ve çevrelendiği yerlerde mobilizasyona uğrayarak yer yer 5 - 6 cm. irilikte amfibol, apatit ve magnetit kristallerinden meydana gelen düzensiz damar dolguları şekline dönüşmüştür. Bu dönüşüm önemli ölçüde yanal taşınma olmadan yerli yerinde veya birkaç metre içinde gerçekleşmiştir ve ilkel bantlı iç yapı çoğu kez silinmiştir (Levha I, 5). özellikle apatitce zengin cevher oluşuklarında apatit kristallerinde-

ki irileşme ve zon içinde yanal düzensizlik belirgindir. Granit kütlelerinin tümüyle içinde bulunan Kavaklı yataklarında (Şek. 3) cevher dokusunda ve cevherin fosfat teröründe yanal değişimler çok yaygındır.

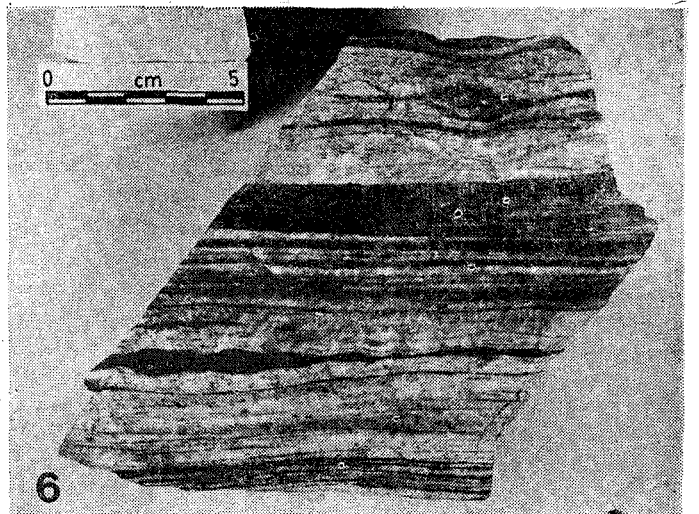
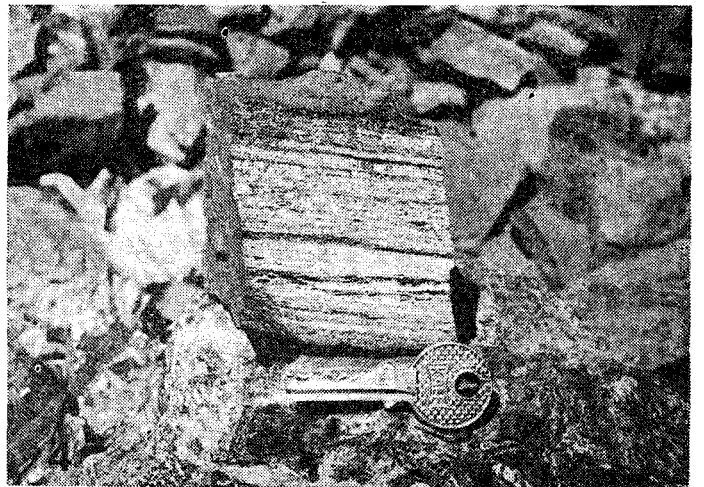
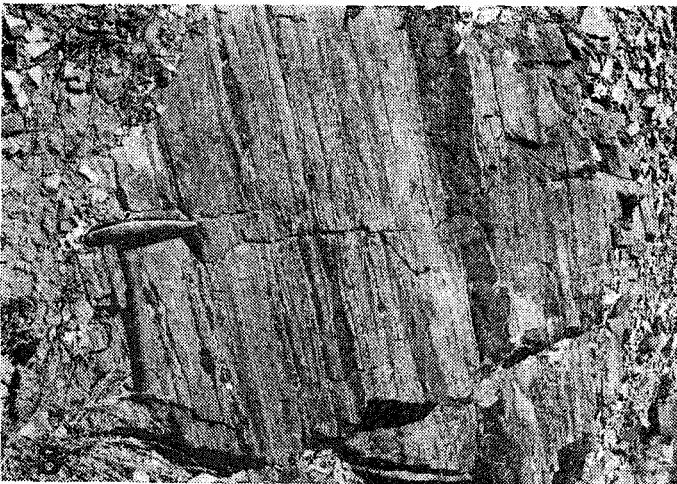
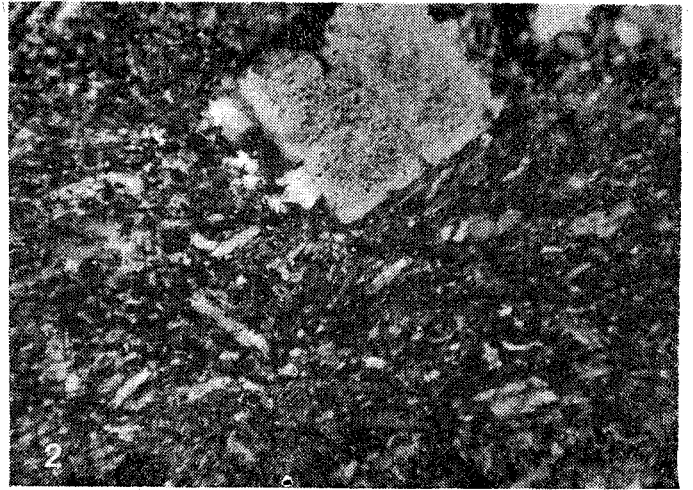
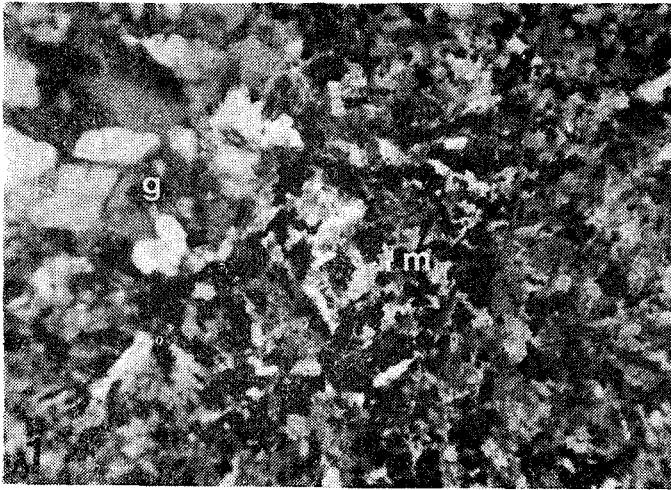
#### Demir Yatağı Çevre Kayalarının Jeokimyasal Özellikleri

Avnik yatakları porfiritik dokuda metalavlar ve bunlarla arıdanmalı volkanik kökenli metakırıntılı kayalar içinde bulunur. Metalavlardan birkaç örnek yatakların yakın çevresinden ve diğerleri 1 : 25000 ölçekli harita alanına yayılır şekilde 16 örneğin ve aradaki kırıntılılardan 8 örneğin kimyasal analizlerinin ortalaması şekil 6 da görülmektedir. Aynı şeklin üzerinde her iki grup volkanite bileşim olarak en yakın kaya grubu olan riyodasitlerin ortalama bileşimleri (Nockolds, 1954) verilmiştir. Metatüflerin metalavlara oranla silisçe biraz daha fakir oldukları görülmektedir. Her iki grup kayanın  $P_2O_5$  oranları riyodasitlere benzemektedir ve fosfatça herhangi bir zenginleşme izlenmez. Buna karşın demir yüzdelinde riyodasitlere göre metalavlarda 2 ve metatüflerde 2.5 katında zenginleşme söz konusudur. Bu kayaların petrografik özellikleri kimyasal bileşimleriyle paralel özelliktedir. Metalavların ilkel dokularını korudukları ender örneklerde matriksde magnetit ve feldispat mikrolitlerinin beraberce ötektik kristalleştikleri ve simplektik doku sundukları gözlenmektedir (Levha II, 1). Metalav ve metatüflerde fosfatça zenginleşmeyi işaret edebilecek apatit kristallerine rastlanılmaz. Metatüflerin daha yüksek demir içermeleri lavların oluşumları sırasında deniz suyu ile yakınmaları ve demirin arakatıklar şeklindeki metatüfler içinde zenginleşmesine bağlanabilir.

Her iki grup kayanın kimyasal ve petrografik özellikleri (Şekil 6) cevher yataklarındaki demirin volkanitlerden kaynaklandığını, fosfatın ise başka bir kayadan gelebileceğini işaret etmektedir.

Yataklardaki fosfatın veya demirin zenginleşmesine granitlerin ne derece etkisi olduğunu araştırmak için Yayla granitinden 15 ve Avnik granitinden 16 örneğin kimyasal analizi yapılmıştır (Şek. 7).

LEVHA II  
PLATE II



LEVHA II  
PLATE II

Şekil 1- Metalavlarda ender korunmuş ilksel doku. g= kuvarsla dolu gözenek, m= magnetit ve plajioklas kristallerinin simplektik doku sunduğu matriks.

Figure 1. Rarely preserved primary texture in the metalavas. g= quartz filled vesicle, m= matrix with symplectic texture formed by magnetite and plagioclase crystals.

Şekil 2- Metalavlarda ender korunmuş porfiritik doku.

Figure 2. Rarely preserved primary porphyritic texture in the metalavas.

Şekil 3,4. Ünalı yataklarında düzenli ve ince laminalı iç yapı. Magnetitce zengin (koyu renkli), apatitce zengin (açık renkli) ve amfibolce zengin (gri) laminalar.

Figure 3,4. Orderly and thinly laminated internal structure in the Ünalı deposits. Magnetite rich (dark colored), apatite rich (light colored) and amfibol rich (gray) laminae.

Şekil 5,6. Ünalı yataklarıyla ardalanmalı bulunan laminalı metaçörtler.

Figure 5,6 Laminated metacherts that are found intercalated with the Ünalı deposits.

	METALAVLAR (METALAVAS) N=16 ORTALAMA (AVERAGE)	METATÜFLER (METATUFFS) N=9 ORTALAMA (AVERAGE)	RİYODASİT (RİYODASİTE) ORTALAMA (AVERAGE)
SiO <sub>2</sub>	67.13	62.53	66.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.38	12.72	15.39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.40	10.57	4.37
MgO	0.99	3.64	1.57
CaO	0.99	1.19	3.68
Na <sub>2</sub> O	1.54	2.23	4.13
K <sub>2</sub> O	7.38	3.65	3.01
TiO <sub>2</sub>	0.85	1.21	0.66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.15	0.17
KIZDIRMA KAYBI (LOSS ON IGNITION)	1.10	2.26	0.68
TOPLAM (TOTAL)	100.88	100.15	99.93

Şekil 6. Avnik yöresindeki metalavlar ve metatüflerin ortalama kimyasal bileşimleri. Riyodasitlerin ortalama bileşimi Nockolds'dan (1954) alınmıştır. N= örnek sayısı.

Figure 6- Average chemical compositions of the metalavas and metatuffs of the Avnik region. Average composition of riyodasites is from Nockolds (1954). N= number of samples.

Avnik ve Yayla granitlerinin bileşimleri alkali feldispat granitlere (Nockolds, 1954) benzerlik göstermektedir (Şek- 7). Yayla graniti biyotit alkali granite, Avnik graniti ise muskovit alkali granite kimyasal yönden daha yakındır. Farklı olarak Avnik graniti potasyumca fakir ve sodyumca biraz zengin görülmektedir. Potasyum oranındaki anormal azalma petrolojik yönden kimi sorunları beraber getirmektedir ve halen üzerinde çalışılan bir konudur.

Her iki granit kütlesi fosfat ve demir kapsamları yönünden alkali granitlere tümüyle benzemektedir ve herhangi bir zenginleşme göstermez. Bu özellikler, saha verileriyle de kanıtlandığı gibi, yataklardaki apatit ve demirin

	YAYLA GRANITI (YAYLA GRANITE) N=15 ORTA. AVERAGE	AVNIK GRANITI (AVNIK GRANITE) N=16 ORTA. AVERAGE	ORTALAMA ALK. GRANIT (AVERAGE ALKALINE GRANITE)	BIYOTİT ALK. GRANIT (AVERAGE BIOTITE ALKALINE GRANITE)	MUSKOVİT ALK. GRANIT (AVERAGE MUSCOVITE ALK. GRANITE)
SiO <sub>2</sub>	76.21	75.66	73.86	75.01	73.84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.55	14.21	13.75	13.16	14.29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.04	2.11	1.91	1.82	1.09
MgO	0.64	0.68	0.26	0.24	0.21
CaO	0.59	1.16	0.72	0.56	0.69
Na <sub>2</sub> O	2.25	3.65	3.51	3.48	3.61
K <sub>2</sub> O	4.83	0.68	5.13	5.01	5.21
TiO <sub>2</sub>	0.17	0.48	0.20	0.17	0.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	E	0.05	0.14	0.11	0.25
KIZDIRMA KAYBI (LOSS ON IGNITION)	0.57	0.79	0.47	0.37	0.60
TOPLAM (TOTAL)	99.85	99.47	99.95	99.93	99.95

Şekil 7. Avnik ve Yayla granitlerinin ortalama kimyasal bileşimleri. Alkali feldispat granit, alkali biyotit granit ve alkali muskovit granitin ortalama bileşimleri Nockolds'dan (1954) alınmıştır. N= örnek sayısı.

Figure 7. Average chemical compositions of the Avnik and Yayla granites. Average compositions of the alkali feldispat granit, alkali biotite granit and the alkali muscovite granit are from Nockolds (1954). N= number of samples.

Şekil 7. Avnik ve Yayla granitlerinin ortalama kimyasal bileşimleri. Alkali feldispat granit, alkali biyotit granit ve alkali muskovit granitin ortalama bileşimleri Nockolds'dan (1954) alınmıştır. N= örnek sayısı.

Figure 7. Average chemical compositions of the Avnik and Yayla granites. Average compositions of the alkali feldispat granit, alkali biotite granit and the alkali muscovite granit are from Nockolds (1954). N= number of samples.

kaynağının granitler olmadığını doğrular niteliktedir. Saha verileri, Avnik granitinin cevher yataklarının aleyhine çalıştığını ve onları özümlediğini veya mobilize ederek rekristalizasyona uğrattığını göstermektedir (Levha I, 5).

## ÜNALDI YATAKLARININ GENEL ÖZELLİKLERİ

Ünalı yatakları bu incelemede alt topluluk diye adlandırılan kayalar içinde yer alır ve Avnik yataklarına benzer şekilde bunlarda granit kütleleri tarafından kesilmiştir. Bu yataklar apatitin baskın olduğu, az oranda magnetit ve amfibol içeren oluşuklardır.

Avnik yataklarından en önemli farkları yanal yönde kilometrelerce uzanan, kalınlıkları değişmeyen devamlı düzeyler oluşturmalarıdır. Ayrıca iç yapıları çok düzenli ve ince laminalı olmasıyla belirgindir (Levha II, 3,4). Lamina-

lı yapı milimetreden birkaç santimetreye kadar değişen kalınlıkta apatit, amfibol ve magnetitce zengin zonların araldanmasından oluşmuştur. Sahada yüzey görünümünde ince tek bir laminanın bile yanal yönde bazan 10-15 m izlenebilecek derecede düzenli olduğu görülür. Laminalar cevher zonlarının uzanımına ve eğimlerine paraleldir.

Avnik yataklarından önemli bir diğer farkı, Ünalı yataklarıyla araldanmalı veya yakın çevrelerinde porfiritik metalavların bulunmamasıdır. Buna karşın, Avnik çevresinde görülmeyen, saha terimi olarak koyu ve açık renkler nedeniyle «şeritli gnays» adı verilen ince lamine kayalar Ünalı yöresinde cevher düzeyleriyle araldanmalı ve onlarla uyumlu olarak bulunur (Levha II, 5, 6). Şeritli gnayslar milimetreden birkaç santimetreye kadar kalınlıkta ve bazan 10 cm.lik bir kalınlık içinde 100'e yakın laminanın görüldüğü (Levha II, 6) iç yapı sunar. Laminalar açık renkli kuvars ve koyu renkli amfibolce zengin kesimlerinde araldanmasından oluşmuştur. Petrografik incelemeleri bu kayaların açık renkli laminalarının %90'nm üzerinde kuvarsdan ve koyu renkli laminalarının ise kuvars, amfibol ve az oranda magnetit ve apatitden oluştuğunu göstermiştir- Ayrıca porfiroblastlar şeklinde plajyoklas kristalleride bu kayalar içinde sık olarak bulunur.

Gerek petrografik ve gerekse saha özellikleri saha terimi olarak şeritli gnays diye adlandırılan bu kayaların ilksel olarak cevher düzeyleriyle araldanmalı çökemiş laminalı çörtler olduğunu göstermiştir. Daha sonraki metamorfizmayla çörtler laminalı iç yapısını koruyan ve ancak yer yer levha II, 6'daki fotoğrafın üst bölümünde görüldüğü gibi birkaç santimetre uzunlukta kuvars - feldispat - amfibol gözleri ve plajyoklas porfiro - blastları içeren metaçörtlere dönüşmüşlerdir. Silika laminalarının çökelişi sırasında, uzakta gelişmiş volkanik etkinlik, zaman zaman tuf arakatmanlarının çökeldiği ve bunların metamorfizma sonucu amfibolce zengin bantları oluşturdukları düşünülmektedir.

#### **BİTLİS MASİFİ APATİTLİ DEMİR YATAKLARININ OLUŞUM MODELLERİ VE TARTIŞMA**

Bitlis Masifi apatitli demir yataklarının oluşumu için birbirlerini tamamlayan ve geçişli iki model öngörülmektedir. Avnik modelinde (Şek. 8a) volkanik etkinliğin yüksek olduğu denizel bir ortam söz konusudur. Ortaç ve asidik bileşimde ve porfiritik dokuda metalavların oluşturduğu denizaltı topografyasının çukurluklarında mercekşekilli masiv demir yatakları çöklemiştir. Riyodasit bileşimindeki metalavları oluşturan magmanın viskozitesinin yüksek olması nedeniyle çok düzensiz bir denizaltı topografyası gelişmiştir ve buna bağlı olarak masiv cevherler doğrultuları boyunca kısa mesafelerde mercekleşir veya birden çok düzey haline dönüşür. Lav ve volkanik kırıntılarının bolluğu ve etkin volkanik ekzalyonlar nedeniyle hızlı bir çökelim gelişmiş ve masiv cevher zonları içinde bantlı yapı az belirgin şekilde meydana gelmiştir.

Petrografik ve kimyasal özellikleri, cevher yataklarındaki demirin endojenik olarak volkanik kayalardan kaynaklandığını göstermektedir. Demir, volkanik kayaların deniz suyuyla ayrışmasıyla ve volkanik ekzalyonlarla çökelim ortamına taşınmıştır. Fosfatın kökeni ise, petrografik

inceleme ve kimyasal analizlerin sergilediği gibi, volkanik kayalara bağlı görülmemektedir. Bu nedenle fosfatın eksojenik olduğu ve organik veya kimyasal yollarla çözüldüğü düşünülmektedir. Avnik ve Ünalı yörelerinde apatitin zengin olduğu yataklar içinde gözlenen ince lamine ve çok düzenli sedimenter yapılarda apatitin sedimentasyon ürünü olduğu görüşünü desteklemektedir.

Ünalı modelinde ise (Şek. 8b) cevher düzeyleriyle araldanmalı lav akıntıları bulunmaz. Bu yörede volkanik etkinliğin cevher yataklarının oluştuğu ortamdan uzakta geliştiği ve bu nedenle denizaltı topografyasının düzgün olduğu yarı kapalı bir tortullaşma alanı düşünülmektedir. Sedimentasyonun yavaş geliştiği bu havza içinde çok ince lamine ve yanal yönde devamlılık sunan apatitce zengin yataklar oluşmuştur. Cevher bantları arasındaki amfibolce zengin laminalar ilksel olarak ince tuf düzeylerinin metamorfizma ürünüdür. Yarı kapalı denizel tortullaşma alanı içinde silikanın zaman zaman zenginleşmesi sonucu ince lamine çörtler cevher yataklarıyla araldanmalı olarak çözülmüştür.

Ünalı yataklarında demirin ve büyük olasılıkla Silikanın kökeni Avnik modelindeki gibi volkanitlere bağlıdır. Volkanik kayaların denizaltı ayrışmaları ve ekzalyatif etkinlikler sonucu, yarı kapalı havza içinde zenginleşen demir ince laminalar şeklinde tortullaşmıştır. Fosfatın kökeninin ise burada da organik veya kimyasal olduğu ve eksojenik yollarla tortullaşma ortamına ulaştığı düşünülmektedir.

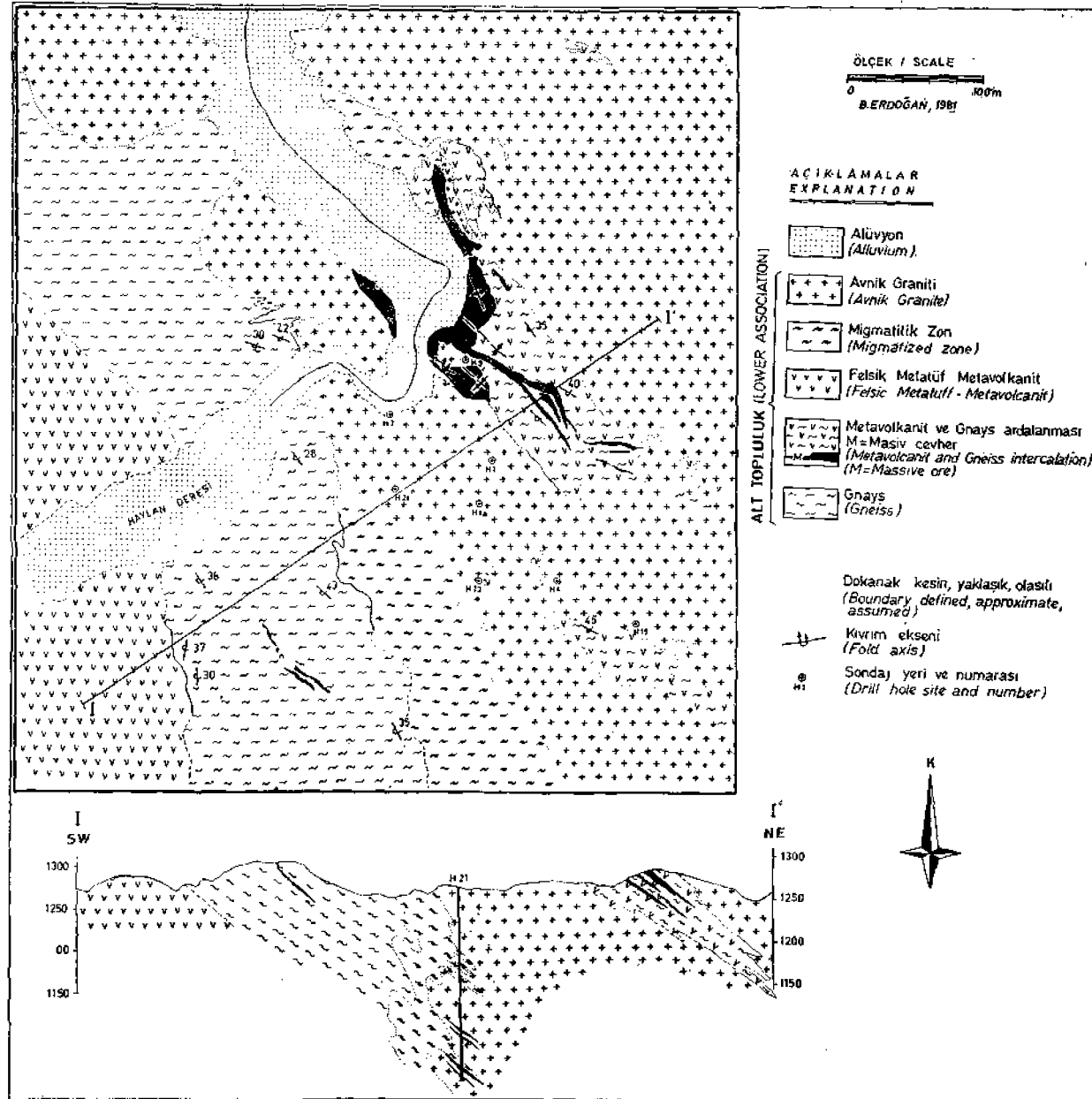
Avnik ve Ünalı yataklarının özellikleri beraber düşünüldüğünde Bitlis metamorfiklerinin alt topluluğu içinde yer alan Prekambriyen yaşlı apatitli demir yataklarının volkanik ekzalyatif ve sedimenter kökenli oldukları sonucuna varılır.

Bitlis metamorfikleri içinde yer alan yataklara benzer özellikte demir yatakları dünyanın değişik yerlerinde Prekambriyen yaşlı istifler içinde bulunmaktadır. Değişik araç, tırcılar bu yataklardan bir kısmının kökeninin volkanik etkinliklere bağlı olduğunu vurgulamışlardır.

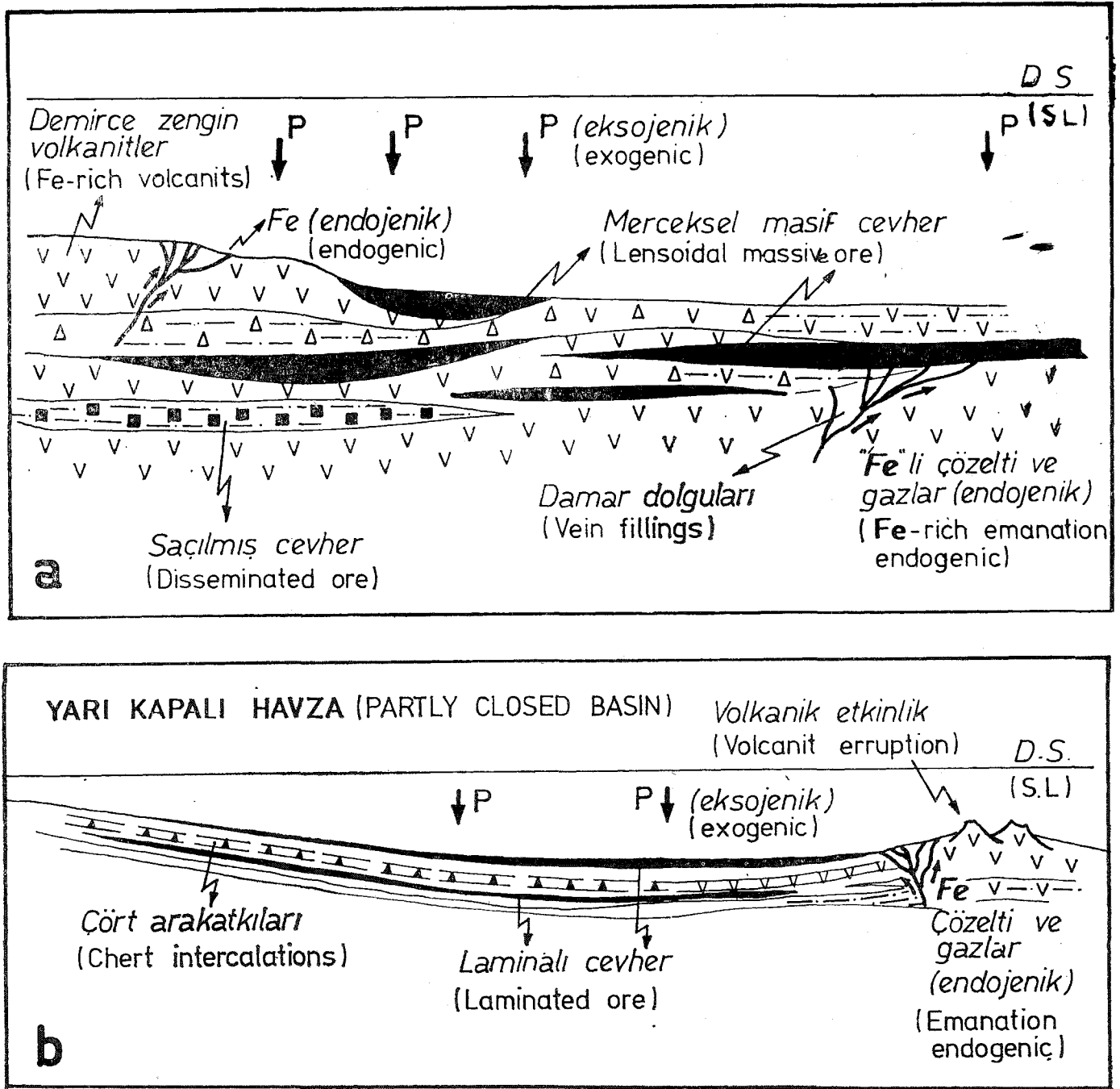
Kuzey İsveç'te Prekambriyen yaşlı Kiruna demir yataklarını içeren kuşağın geneleştirilmiş stratigrafik kesitinde Parak (1975 a,b) altta yastık lavlı «Kiruna greenstone» diye adlandırdığı mafik volkanitlerin yer aldığını belirtir. Bunların üzerinde asidik ve ortaç bileşimli volkanitlerin ve bu volkanitlerinde üzerinde fümerolik volkanik etkinlik sonucu oluşmuş demir yataklarının bulunduğunu aynı incelemeçi belirtmiştir. Parak Kiruna yataklarının demir, apatit ve amfibol minerallerinden oluştuğunu ve cevher düzeylerinin ince lamine apatit ve magnetit bantları sunduğunu belirtmiştir. Bu incelemeçi yatakların ekzalyatif etkinlik sonucu oluştuğunu ve demir ile fosfatın kökeninin volkanik kayalara bağlı olduğunu savunmuştur.

Banerji (1977) Hindistan'da Prekambriyen yaşlı Gromahisuni grubu içinde bulunan mercekşekilli demir yataklarının volkanik ve piroklastik kayalarla araldanmalı olduğunu belirtmiştir. İncelemeçi bu yatakların volkanik etkinliğin olduğu merkezler çevresinde kimyasal çökelim meydana geldiği sonucuna varmıştır.

Demir ve silikanın volkanik ekzalyasyon yoluyla volkanik kayalardan geldiğini aynı çalışması vurgulamıştır.



Şekil 5. Haylandere yatağının ayrıntılı Jeolojik harita ve kesiti.  
Figure 5. Detailed geological map and section of the Haylandere deposit.



Şekil 8- Bitlis masifi apatitli demir yataklarının oluşum modelleri, a- Avnik modeli, b- Ünal modeli.  
Figure 8. Genetical models of apatite rich iron ore deposits in Bitlis Massif, a -Avnik model, b -Ünal model.

Goodwin (1973) Kanada kalkanında Prekambriyen demir yatakları çevresindeki volkanitlerin ada-yayı volkanizması türünde toleyitik - subalkalen ve kalkalkalen bileşimde olduğunu belirterek, volkanizmayla yataklar arasında kökensel ilişki olduğu sonucuna varmıştır.

Bankes (1973) Güney Afrika'da Prekambriyen yağlı demir yataklarından bazılarının Mafik ve Felsik volkanitlerde ardanmalı istif içinde bulunduğunu belirtmiştir ve

demir ile silikanın kökeninin volkanik etkinliğe bağlı olduğunu savunmuştur.

Bitlis metamorfiklerinde ortaç ve felsik volkanik kayalarla ilişkili oluşmuş volkanosedimenter kökenli apatitli demir yatakları ve bunların içinde bulunduğu alt topluluk birimleri, üst topluluğun oluşumundan önce yerleşmiş pa-Unjen granitlerle kesilmiştir. Avnik bölgesinde alt topluluk kayalarını ileri derecede özümlemiş olan Avnik graniti cev-



her yataklarını kestiği ve içine aldığı yerlerde nobilize ederek iri kristalli damar dolguları şekline dönüşmüştür. Bu kesimlerde cevher içindeki ilksel bantlı iç yapı tarunamayacak şekilde silinmiştir. Ünal'dı yöresinde ise granit kütleleri tarafından özümlemelere ve rekristalizasyon olaylarına daha seyrek rastlanır.

Bitlis metamorfikleri en az iki kıvrımlanma ve Miyosen sırasında da sürüklenme tektoniği geçirmiştir. Bu tektonik biçim değiştirmeler ve granitik özümlemeler sonucu gerek cevher yatakları ve gerekse çevre kayalar oldukça karmaşık iç yapılar kazanmıştır. Bu karışık yapı, apatitli demir yataklarının kökenini aydınlatmada ve rezervlerine ilişkin öngörülerde sorunlar yaratmaktadır.

#### KATKI BELİRTME

Bu çalışma TDCİ Hasaңcelebi Grup Başkanlığı tarafından desteklenmiştir. Çalışmanın değişik aşamalarında MTA Enstitüsünden lojistik destek sağlanmıştır.

Çalışmacılar Ünal'dı yataklarını gezdiren Sayın Dr. İsmail Seyhan'a teşekkürü borç bilirler. Ayrıca çizimleri özenle yapan Mualla Gürle'ye ve metini yazan Yılmaz Karacalıoğlu'na teşekkür ederler.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

- Banerji, A.K., 1977, On the Precambrian banded iron - formations and the manganese ores of the Singhbhum Region, Eastern India : Econ- Geol., 72, 90-98.
- Bankes, N.J., 1973, Precambrian iron formations of southern Africa : Econ. Geol., 68, 960 - 1004.
- Boray, A., 1973, The structure and metamorphism of the Bitlis area, south - east Turkey : London Univ. İngiltere, 233 s- doktora tezi (yayınlanmamış).
- Boray, A., 1975, Bitlis dolayının yapısı ve metamorfizması : Türkiye Jeoloji Kur. Bült., 18, 81 - 84.
- Baştuğ, C., 1976, Bitlis napının stratigrafisi ve güneydoğu Anadolu sütünun evrimi : Yeryuvarı ve İnsan, Ankara 1. 55-61.
- Çağlayan, M.A., İnal, R.N., Şengün, M., ve Yurtsever, A., 1983, Bitlis Masifinin yapısal konumu :Toros Jeoloji Uluslararası Simpozyumu özetleri, 53 -54, Maden Tetkik ve Arama Enst. Ankara.
- Erdoğan, B., 1982, Bitlis Masifinin Avnik (Bingöl) yöresinde Jeolojisi ve yapısal özellikleri : Ege Üniv. Yerbilimleri Fak. İzmir, 106s, doçentlik tezi (yayınlanmamış)-
- Erdoğan, B., 1983, Güneydoğu Anadolu Miyosen tektoniğinin özellikleri ve Lica havzasının oluşumu : 37 Türkiye Jeoloji Bilimsel Teknik Kurultayı, Ankara, Bildiri özetleri, 66 - 68.
- Goodwin, A.M., 1973, Archean iron - formations and Taconic Basins of the Canadian Shield : Econ- Geol., 68, 915 - 937.
- Göncüoğlu, M.Ç. ve Turhan, N., 1983, Bitlis metamorfiklerinde yeni yaş bulguları :Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg. 95/96, 44 - 48.
- Nockolds. S.R., 1954, Average chemical compositions of some igneous rocks : Geol. Soc. America Bull., 65, 1007 -1032.
- Parak, T., 1975 a, The origin of the Kirunu iron ores : Sveriges Geol. Undersolening, Stockholm, 209 s.
- Parak, T., 1975 b, Kiruna iron ores are not «Intrusif - magmatic ores of the Kiruna Type» : Econ- Geol. 7ü, 1242 -1258.
- Perincek, D., 1980, Bitlis metamorfiklerinde volkanitli Triyas : Türkiye Jeoloji Kur. Bült., 23, 201 - 212.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name: Earth - science Reviews, 12,1 - 33.
- Yılmaz, O., 1971, Etudepetrographique de la region de Cacas (partie meridionale de Massif de Bitlis, Turquie) Univ. Scien. et Medical Grenoble, France, 230 s. Doktora tezi (yayınlanmamış).
- Yılmaz, O., 1975, Cacas bölgesi (Bitlis Masifi) kayaçlarının petrografik ve stratigrafik incelemesi : Türkiye Jeoloji Kur. Bült., 18,33-40.

Yazının geliş tarihi : Kasım 1983

Yayına verildiği tarih : Ocak 1984

# Masif sülfid yataklarındaki piritlerin karakteristik iz element içerikleri

Characteristic trace element contents of pyrites from, massive sulphide deposits

NİLGÜN GÜLEÇ )  
AYHAN ERLER } O. D. T. Ü Jeoloji Mühendisliği Bölümü, ANKA&A

**ÖZ :** Bu çalışmada, Türkiye ve Kıbrıs'taki masif sülfid yataklarındaki piritlerin iz element içerikleriyle yatakların Kökeni arasındaki ilişkinin incelenmesi amacıyla 14 yataktan alınan 42 adet pirit örneğinin karakteristik iz elementler olan titanyum, nikel, kobalt, vanadyum, selenyum ve arsenik içerikleri saptanmıştır. Örnekler, Pontid tipi ve Kıbrıs tipi masif sülfid yataklarından alınmıştır. Pontid tipi yataklar için Lahanos, İsrail, Kızılkaya, Kotarakdere, Madenköy - Çayeli ve Anayatak - Murgul'dan alınan örnekler; Kıbrıs tipi yataklar için ise Küre (Aşıköy ve Bakibaba), Ergani (Anayatak ve Weiss), Madenköy - Siirt, Agrokipia, Mavrovouni ve Skouriotissa'dan alınan örnekler kullanılmıştır.

Titanyum, kobalt ve arsenik içerikleri, kobalt: nikel oranları ve bir ölçüye kadar nikel içerikleri, iki değişik masif sülfid yatağı için olası ayırtmanlar olarak gözükmemektedir. Titanyum ve kobalt, gerek değişim aralıkları, gerekse ortalama değerleri açısından, Kıbrıs tipi masif sülfidlerde Pontid tipine oranla daha yüksektir. Arsenik, her iki yatak türünde de benzer değişim aralıklarına sahiptir, ancak ortalama değerler Pontid tipi yataklarda daha yüksektir. Kobalt: nikel oranları, hem değişim aralıkları, hem de ortalama değerleri açısından, Pontid tipi masif sülfidlerden Kıbrıs tipine doğru artış göstermektedir. Nikel içeriklerinin değişim aralıkları ve ortalama değerleri Kıbrıs tipi yataklarda Pontid tipine oranla biraz daha yüksektir. Vanadyum ve selenyum içerikleri, değişim aralıkları ve ortalama değerleri açısından, iki tür masif sülfid yatağını birbirinden ayırmada kullanılabilir gibi gözükmemektedir.

**ABSTRACT :** In this study, to investigate the relationship between ore genesis and trace element contents of pyrites of massive sulphide deposits from Turkey and Cyprus, 42 pyrite samples from 14 deposits are analyzed for their titanium, nickel, cobalt, vanadium, selenium, and arsenic contents which are characteristic for pyrites. The samples were taken from Pontid type and Cyprus type massive sulphide deposits. The samples used were from, for Pontid type deposits, Lahanos, İsrail, Kızılkaya, Kotarakdere, Madenköy-Çayeli, and Anayatak-Murgul; and for Cyprus type deposits, Küre (Aşıköy and Bakibaba), Ergani (Anayatak and Weiss), Madenköy-Siirt, Agrokipia, Mavrovouni, and Skouriotissa.

Titanium, cobalt, and arsenic contents, cobalt: nickel ratios, and to some extent nickel contents appear as possible discriminators for the two different types of massive sulphides. The ranges and means of titanium and cobalt are higher in Cyprus type massive sulphides compared to Pontid type. Arsenic has similar ranges in both types, but it has a higher mean in Pontid type deposits. Cobalt: nickel ratios, both ranges and means, display an increase from Pontid type towards Cyprus type massive sulphides. The ranges and the means of nickel contents are slightly higher in Cyprus type compared to Pontid type. Neither the ranges nor the means of vanadium and selenium contents appear to be useful for distinguishing the two types of massive sulphides.

## GİRİŞ :

Piritlerin içerdiği iz elementler geçmiş yıllarda ayrıntılı biçimde çalışılmış olup, konu günümüzde de ilginçliğini korumaktadır. Bu çalışmalar başlıca üç amaca yöneliktir:

(1) ekonomik açıdan ele alındığında, bugün endüstrinin çeşitli dallarında kullanım alanı bulunan kobalt ve selenyum gibi bazı iz elementler piritlerin yan ürünü olarak

(Kurz ve diğerleri, 1975; Çağatay, 1977; Ryall, 1977); (3) piritlerdeki iz elementler, cevher yataklarının oluşum süreçleri ve or-

tamları —özellikle oluşum sıcaklıkları— hakkında bilgi edinebilmek için kullanılmaktadırlar, başka bir deyişle metalojenez için yol gösterici durumundadırlar (Fleischer, 1955; Coleman ve Delevaux, 1957; Hawley ve Niched, 1959, 1961; Loftus-Hills ve Solomon, 1967).

Kaynakların taranması sonunda, metalojenez açısından, piritlerdeki karakteristik iz elementlerin titanyum, nikel, kobalt, vanadyum, selenyum ve arsenik olduğu görülmüştür (Fleischer, 1955; Coleman ve Delevaux, 1957; Hawley ve Nichol, 1959, 1961; Loftus-Hills ve Solomon, 1967; Cambel ve Jarkovsky, 1968; Anderson, 1969, Raiswell ve Plant, 1980). Piritlerin vanadyum ve selenyum içerikleri ile kobalt: nikel oranları, hidrotermal oluşumları sedimanter oluşumlardan ayırtetmekte pek çok araştırmacı tarafından kullanılmıştır.

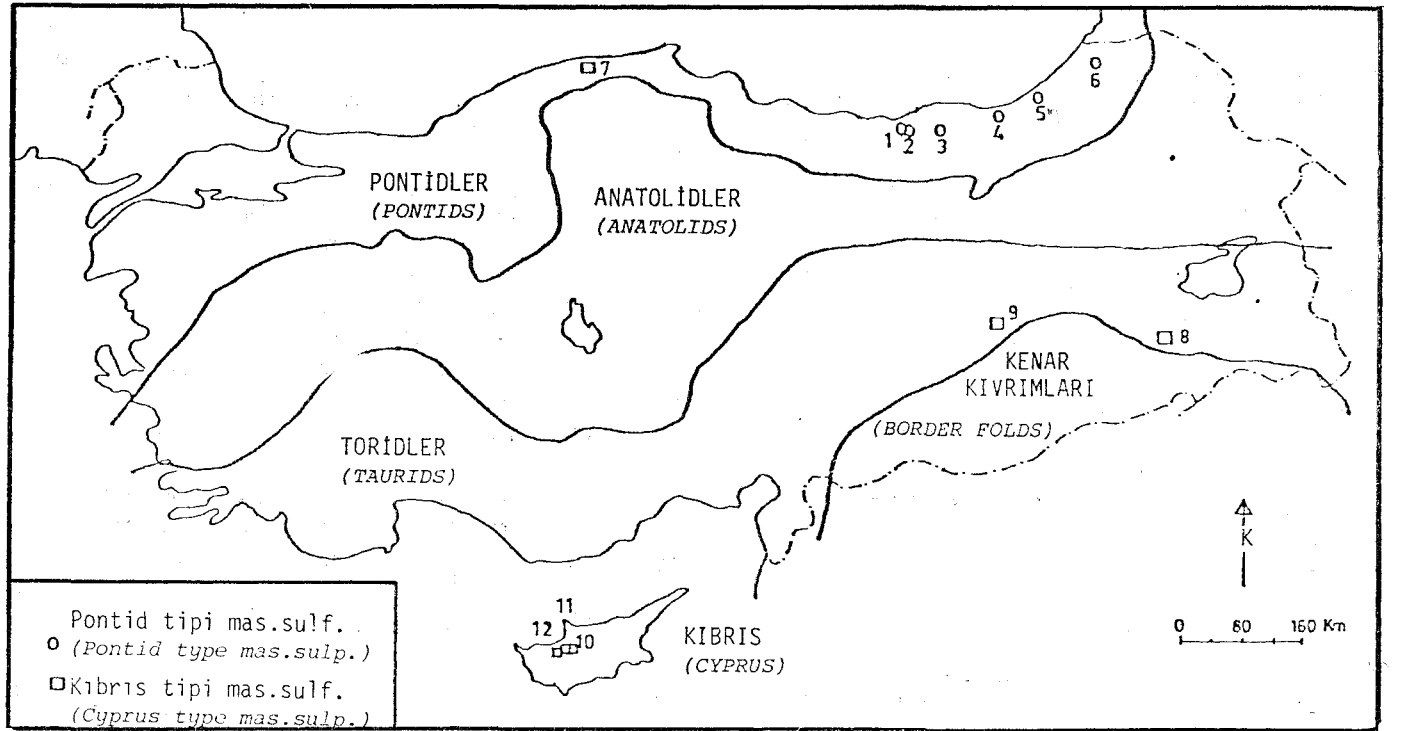
1) Carstens (1941: Anderson, 1969 dan), vanadyumun sedimahter piritlerde bulunduğunu, buna karşın hidrotermal piritlerde yok denecek kadar az olduğunu göstermiştir.

2) Coleman ve Delevaux (1957), Hawley ve Nichol (1959, 1961), Wright (1965) ve Raiswell ve Plant (1980), yüksek selenyum derişimlerinin hidrotermal piritlerde gözleendiğini, buna karşın düşük selenyum içeriklerinin, piritlerin sedimanter kökenli olduğuna dair bir kanıt sayılmayacağını ortaya koymuşlardır.

3) Carstens (1941, 1942: Fleischer, 1955 den), Hegeman (1941: Coleman ve Delevaux, 1957 den), Talluri (1951:

Coleman ve Delevaux, 1957 den) ve Loftus-Hills ve Solomon (1967), sedimanter süreçlerle oluşan piritlerde nikel içeriklerinin kobalta göre yüksek olduğunu, yani kobalt: nikel oranının birin altında bulunduğunu, hidrotermal süreçlerle oluşan piritlerde ise kobalt içeriklerinin daha yüksek olduğunu dolayısıyla kobalt: nikel oranlarının birin üzerinde bulunduğunu göstermişlerdir. Piritlerin titanyum ve arsenik içeriklerine ilişkin çalışmalar (Hawley, 1952: Fleischer, 1955 den ve Hawley ve Nichol, 1961), oluşum sıcaklıklarının artmasıyla değerlerin azaldığını ortaya koymuştur.

Bu çalışmanın amacı, Türkiye ve Kıbrıs'taki çeşitli masif sülfid yataklarından alınan piritlerin iz element içerikleri ile yatakların kökeni arasındaki ilişkilerin incelenmesidir. Bu çalışmada 12 bölgedeki 14 masif sülfid yatağından (Şekil 1) alınan 42 pirit örneği kullanılmıştır. Çalışmada kullanılan örnekler O.D.T.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Ekonomik Jeoloji koleksiyonundan seçilmiştir. Örneklerin alındığı yataklar başlıca iki türe ayrılmaktadır: Pontid tipi ve Kıbrıs tipi masif sülfidler. Pontid, tipi masif sülfidler, dasitler içindeki Cu - Pb - Zn yataklarıdır (Pejatovic, 1979). Bu yataklar doğu Pontidlerde yer alırlar. Çalışmada kullanılan pirit örneklerinin alındığı yataklar: Lahanos - Giresun, Kızılkaya - Giresun, İsrail - Giresun, Kotarakdere - Trabzon, Çayeli - Madenköy - Rize ve Anayatak - Murgul - Artvin'dir. Kıbrıs tipi masif sülfidler, mafik volkanikler içindeki Cu - pirit oluşum-



Şekil 1. Çalışmada kullanılan örneklerin alındığı yatakların coğrafik dağılımı.

Figure 1. Geographic distribution of deposits, samples of which are used in this study (1. Lahanos - Giresun, 2. Kızılkaya - Giresun, 3. İsrail - Giresun, 4. Kotarakdere - Trabzon, 5. Madenköy - Çayeli - Rize, 6. Murgul - Artvin, 7. Küre - Kastamonu, 8. Madenköy - Siirt, 9. Ergani - Elazığ, 10. Agrokipia - Lefke, 11. Skouriotissa - Lefke, 12. Mavrovouni - Lefke)

larıdır (Hutchinson, 1973). Pirit örneklerinin alındığı yataklar, Küre -Kastamonu (Aşıköy ve Bakibaba), Ergani Elazığ (Weiss ve Anayatak), Madenköy - Siirt, Agropia «A» Lefke - Kıbrıs, Mavrovouni - Lefke - Kıbrıs ve Skouriotissa Lefke - Kıbrıs'tır.

Seçilen örneklerdeki piritçe zengin kesimler önce çekiçle kırılarak ayrılmış, bu parçalar seramik kaplı çeneli kırıcı ile kırılmıştır. Kırılan örnekler porselen havanda -60 mesh (-250  $\mu$ m) tane boyuna öğütülmüştür. Öğütülen örneklerden -60/+120 mesh (-250/4-125  $\mu$ m) tane boyundaki bölüm elenerek ayrılmış ve tetrabrometan (yoğunluk 2964) kullanılarak ağır sıvı ile ayırma yöntemi ile en az 5 g. ağırlığında pirit konsantreleri elde edilmiştir. Konsantreler binoküler stereomikroskop altında incelenmiş, pirit dışındaki taneler seçilerek ayrılmış ve gerektiğinde ağır sıvı ile ayırma işlemi tekrarlanmıştır. Ayırma işleminden sonra, pirit konsantreleri -200 mesh (-75  $\mu$ m) tane boyuna porselen havanda öğütülmüştür. Hazırlanan pirit örnekleri, titanyum nikel, kobalt, vanadyum, selenyum ve arsenik içerikleri açısından analiz edilmiştir. Vanadyum ve arsenik analizleri kolorimetrik yöntemle (Stanton; 1986); titanyum, nikel, kobalt ve selenyum analizleri ise x - ışınları flüoresans yöntemiyle yapılmıştır. Analiz sonuçları her iki tip masif sülfid yatağı için istatistiksel olarak değerlendirilmiştir-örneklerin tümüne ait analiz sonuçları Çizelge 1 ve Çizelge 2 de verilmiştir.

## PİRİTLERİN İZ ELEMENT İÇERİKLERİ

### Titanyum

Piritlerdeki titanyumun dağılımı Şekil 2 de, 100 ppm aralıklı histogramlar halinde gösterilmiştir. Şekil 2 de görüldüğü gibi titanyum daha çok lognormale yakın bir dağılım vermektedir. Pontid tipi masif sülfidlerde, titanyum içeriğinin değişim aralığı daha dar olup değerler 11 ppm'den 608 ppm'e kadar çıkmaktadır; örneklerin büyük çoğunluğunda değerler 100 ppm'den daha düşüktür. Kıbrıs tipi masif sülfidlerde titanyum içeriğinin değişim aralığı oldukça geniş olup 26 ppm'den 1867 ppm'e kadar çıkmaktadır; örneklerin büyük çoğunluğu 300 ppm'den daha düşük titanyum içeriklerde sahiptir. Aritmetik ortalama Pontid tipinde 168 ppm iken, Kıbrıs tipinde 658 ppm olmakta; geometrik ortalama ise Pontid tipi yataklarda 71 ppm iken Kıbrıs tipi yataklarda artarak 388 ppm'e çıkmaktadır. Dolayısıyla titanyum, hem gösterdiği değişim aralıkları, hem de ortalama değerleri açısından iki tür masif sülfid yatağını birbirinden ayırtmakta oldukça kullanışlı bir elementtir, çünkü değerler Pontid tipi yataklarda Kıbrıs tipine oranla oldukça düşüktür;

### Nikel

Nikel elementinin örneklerdeki dağılımı, Şekil 3 te, 10 ppm aralıklı histogramlarda görüldüğü gibi, lognormal tipe yakındır. Nikel, Pontid tipi yataklarda 13 ppm ile 66 ppm, Kıbrıs tipinde ise 19 ppm ile 155 ppm arasında değişen değerler vermektedir. Bununla birlikte, örneklerin bü-

TEKTONİK KONUM (TECTONIC SETTING)	YATAK ADI (DEPOSIT)	ÖRNEK No. (SAMPLE No.)	Ti (ppm)	Ni (ppm)	Co (ppm)	Co:Ni	V (ppm)	Se (ppm)	As (ppm)
P O N T I D I L E S R	Lahanos-Giresun	3/1	11	66	2781	42.14	< 30	27	1000
		3/2	28	19	280	14.74	50	47	5000
		3/3	13	21	14	0.66	50	42	200
		3/4	172	13	10	0.80	50	41	100
		3/5	68	20	147	7.35	70	66	1500
		3/6	608	19	83	4.37	40	72	300
		3/7	30	41	85	2.07	< 30	21	4000
		3/8	573	17	58	3.41	50	77	300
	İsrail-Giresun	3/9	24	61	1416	23.21	40	15	250
		3/10	521	19	28	1.48	50	19	450
	Kızılkaya-Giresun	3/14-A	601	19	164	8.63	30	110	300
		3/14-B	115	27	68	2.52	40	45	1000
	Kotarakdere-Trabzon	3/22	66	19	13	0.68	50	16	450
		Madenköy-Çayeli-Rize	3/28	26	23	95	4.13	60	85
	Anayatak-Murgul-Artvin	3/29	29	17	105	6.18	50	137	150
3/17		44	32	9	0.28	30	41	75	
3/24		49	13	23	1.77	80	16	100	
		3/25	47	17	38	2.24	50	21	25

Çizelge 1. Pontid tipi masif sülfidlerden alınan piritlerin Ti, Ni, Co, V, Se ve As içerikleri.  
Table 1. Ti, Ni, Co, V, Se, and As contents of pyrites from Pontid type massive sulphides.

TEKTONİK KONUM (TECTONIC SETTING)		YATAK ADI (DEPOSIT)	ÖRNEK No. (SAMPLE No.)	Ti (ppm)	Ni (ppm)	Co (ppm)	Co:Ni	V (ppm)	Se (ppm)	As (ppm)
P O N T I D T İ P İ D L E R	P O N T I D T İ P İ D L E R	Aşıköy-Küre-Kastamonu	2A/1	60	58	269	4.64	< 30	59	450
		"	2A/2	1213	63	426	6.76	50	46	75
		"	2A/3	26	32	978	30.56	70	92	500
		"	2A/4	979	46	1337	29.06	50	77	300
		"	2A/6	1235	20	703	35.15	70	26	250
		"	2A/7	766	59	2543	43.10	50	89	250
		Bakibaba-Küre-Kastamonu	2A/5	1822	155	350	2.26	80	116	50
T O R İ D L E R V E K İ B R İ S	T A U R İ D L E R A N D I C Y P R İ S	Weiss-Ergani-Elazığ	9/1	435	34	23	0.68	30	1	400
		"	9/2	468	32	25	0.78	30	1	750
		"	9/4	293	34	26	0.76	30	2	500
		Anayatak-Ergani-Elazığ	9/3	1867	77	3389	44.01	30	22	200
		"	9/5	1043	100	77	0.77	70	10	250
		"	9/6	34	36	2783	77.31	30	75	50
		Madenköy-Siirt	9/7	1655	21	29	1.38	50	5	4000
		"	9/8	290	19	164	8.63	30	43	1000
		"	9/9	164	22	282	12.82	50	158	450
		"	9/10	202	56	462	8.25	< 30	92	500
		"	9/11	237	38	370	9.74	30	110	100
		"	9/12	163	28	897	32.04	50	52	1500
		"	9/13	707	31	536	17.29	60	56	300
		"	9/14	859	24	116	4.83	70	29	4000
A g r o k i p i a	A - L e f k e - K ı b r ı s	A-Lefke-Kıbrıs	10/1	490	30	402	13.40	30	98	250
		Mavrovouni-Lefke-Kıbrıs	10/2	692	21	126	6.00	40	101	25
		Skouriotissa-Lefke-Kıbrıs	10/3	84	42	23	0.55	< 30	251	150

**Çizelge 2. Kıbrıs tipi masif sülfidlerden alınan piritlerin Ti, Ni, Co, V, Se ve As içerikleri.**  
**Table 2. Ti, Ni, Co, V, Se, and As contents of pyrites from Cyprus type massive sulphides.**

yük çoğunluğu, ilk tür yatakta 10-20 ppm arasında, ikinci tür yatakta ise 30-40 ppm arasında değişen nikel içeriklerine sahiptir. Aritmetik ortalama Pontid tipi yataklar için 26 ppm, Kıbrıs tipi için 45 ppm'dir; geometrik ortalama ise sırasıyla 23 ppm ve 38 ppm'dir. Bir başka deyişle, her ne kadar değişim aralığının kısıtlı olması nedeniyle değerler arasında büyük bir farklılık yoksa da, nikel içerikleri Kıbrıs tipi yataklarda Pontid tipine oranla biraz daha yüksektir. Dolayısıyla nikel, iki tür yatağı ayırtmakta bir ölçüye kadar kullanılabilir.

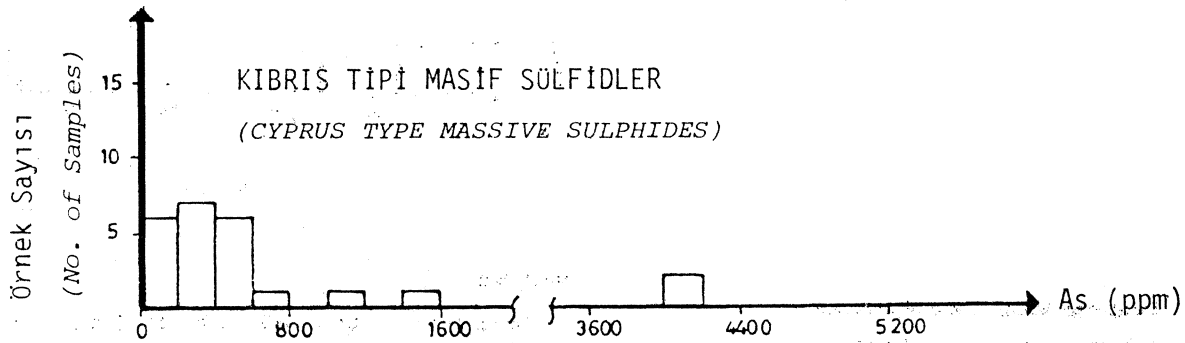
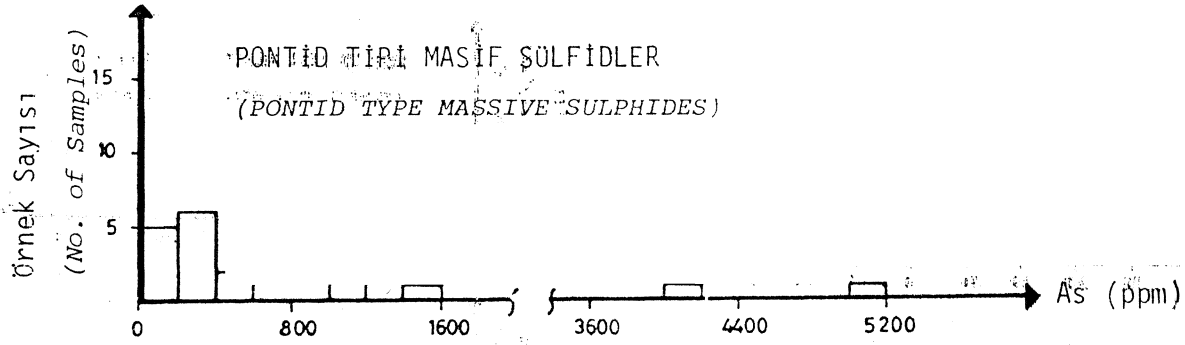
**Kobalt**

Analizi yapılan örneklerde kobalt lognormal yakın bir dağılım vermektedir (Şekil 4). Değişim aralığı özellikle Kıbrıs tipi masif sülfidlerde oldukça geniştir ve 23 ppm'den 3389 ppm'e kadar çıkmaktadır. Pontid tipi masif sülfidlerde kobalt içerikleri 9 ppm'den 2781 ppm'e kadar değişen aralıklar vermekle birlikte, örneklerin sadece iki tanesi 1416 ppm ve 2781 ppm gibi çok yüksek değerler vermektedir. Şekil 4 de, 200 ppm aralıklı histogramlarda görüldüğü gibi

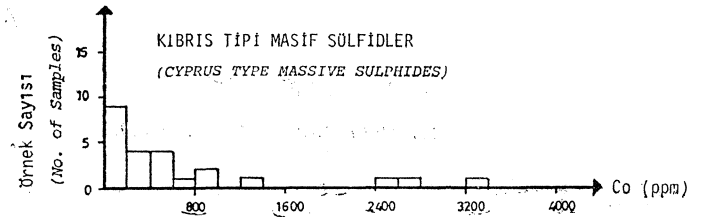
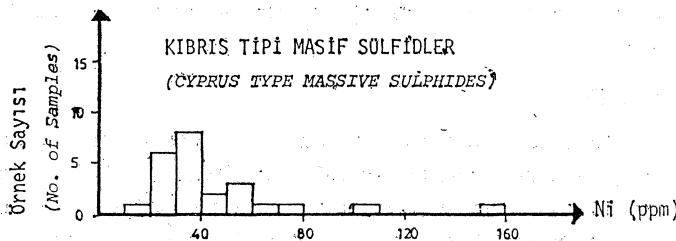
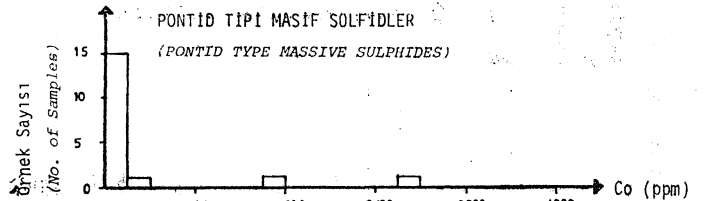
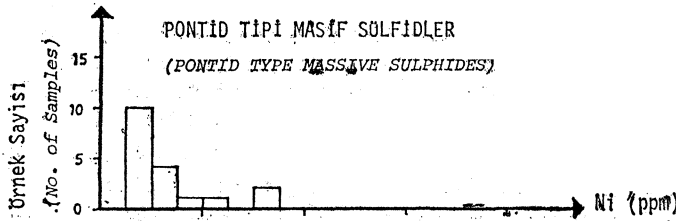
her iki yatak türünde de modal aralık 0-200 ppm aralığıdır; ancak Pontid tipi yataklarda örneklerin %83 ü, Kıbrıs tipinde ise %38 i 200 ppm'in altında değerler vermektedir. Aritmetik ortalama Pontid tipinde 301 ppm, Kıbrıs tipinde 681 ppm'dir; geometrik ortalama ise, sırasıyla, 72 ppm ve 266 ppm'dir. Dolayısıyla kobalt hem gösterdiği değişim aralığı hem de ortalama değerleri açısından iki tür masif sülfid yatağını ayırtmakta oldukça kullanışlı bir elementtir.

**Kobalt: Nikel Oranları**

Piritlerin kobalt : nikel oranlarına ait histogramlar (Şekil 5), dağılımın lognormal olduğunu ortaya koymaktadır. Oranlar Pontid tipi yataklarda 0.28 ile 42.14 arasında değişirken, Kıbrıs tipinde aralık genişlemekte ve oranlar 0.55 ile 77.31 değerleri arasında değişmektedir. Her iki tip yatakta da örneklerin çoğu 5 in altında kobalt : nikel oranlarına sahiptir. Aritmetik ortalama Pontid tipinde 7.04 iken Kıbrıs tipinde 1628 e çıkmakta, aynı şekilde geometrik



Şekil 2. Piritlerin titanyum içerikleri.  
Figure 2. Titanium contents of pyrites.



Şekil 3. Piritlerin nikel içerikleri.  
Figure 3. Nickel contents of pyrites.

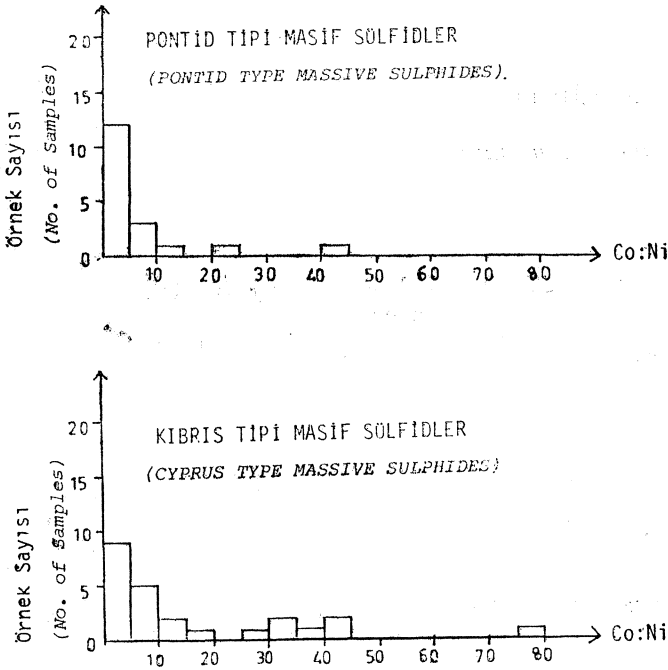
Şekil 4. Piritlerin kobalt içerikleri.  
Figure 4. Cobalt contents of pyrites.

rik ortalama da 3.17 den 692 ye yükselmektedir. Dolayısıyla gerek değişim aralıkları gerekse ortalama değerler, Pontid tipi masif sülfidlerden Kıbrıs tipine doğru belirgin bir artış sergilemektedir.

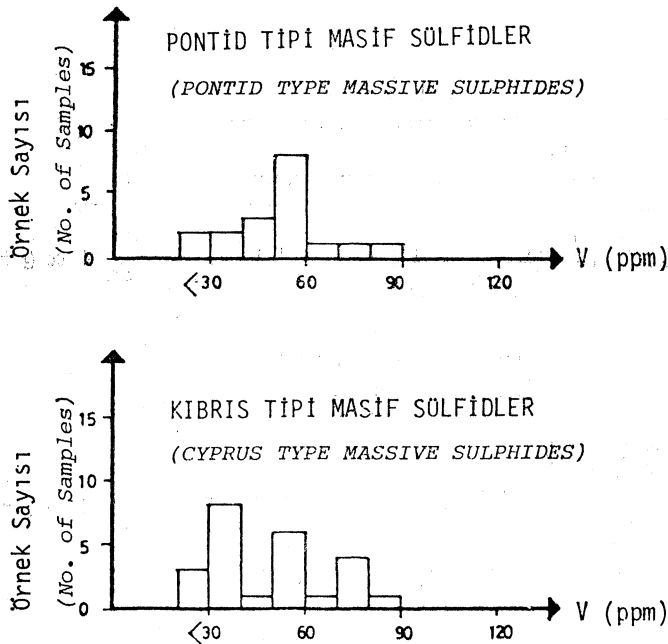
#### Vanadyum

Vanadyum elementinin piritlerdeki dağılımı, Şekil 6 da 10 ppm aralıklı histogramlarda görüldüğü gibi, daha çok

normal dağılıma yakındır. Nikel gibi vanadyum da oldukça dar değişim aralıklarına sahiptir ve her iki yatak türünde de en yüksek değer 80 ppm'dir. Piritlerin çoğunda vanadyum içerikleri, Pontid tipi masif sülfidlerde 50-60 ppm, Kıbrıs tipinde ise 30-40 ppm arasında değişmektedir. Ortalama değerler açısından da iki tür yatak arasında önemli bir fark yoktur. Aritmetik ortalama Pontid tipinde 46 ppm, Kıbrıs tipinde 44 ppm'dir; geometrik ortalama ise, sırasıyla, 42 ppm ve 39 ppm'dir. Sonuç olarak vanadyum içerik-

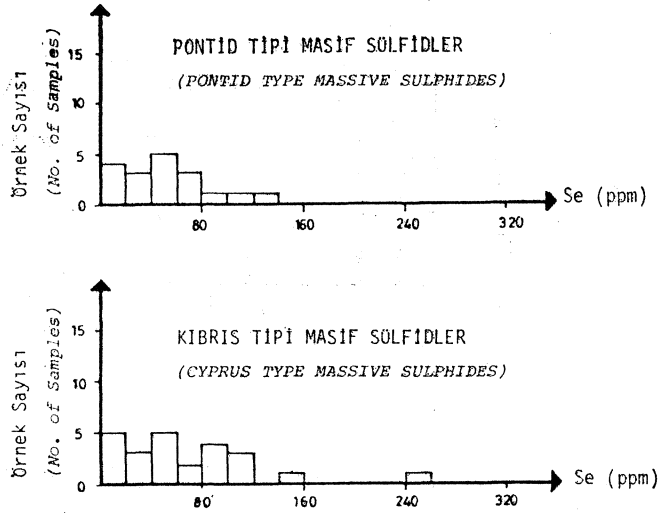


Şekil 5. Piritlerin kobalt : nikel oranları.  
Figure 5. Cobalt : nickel ratios of pyrites.



Şekil 6. Piritlerin vanadyum içerikleri.  
Figure 6. Vanadium contents of pyrites.

lerinin gösterdiği değişim aralıkları ve ortalama değerler iki tip masif sülfid yatağını ayırtmakta kullanılamamaktadır.



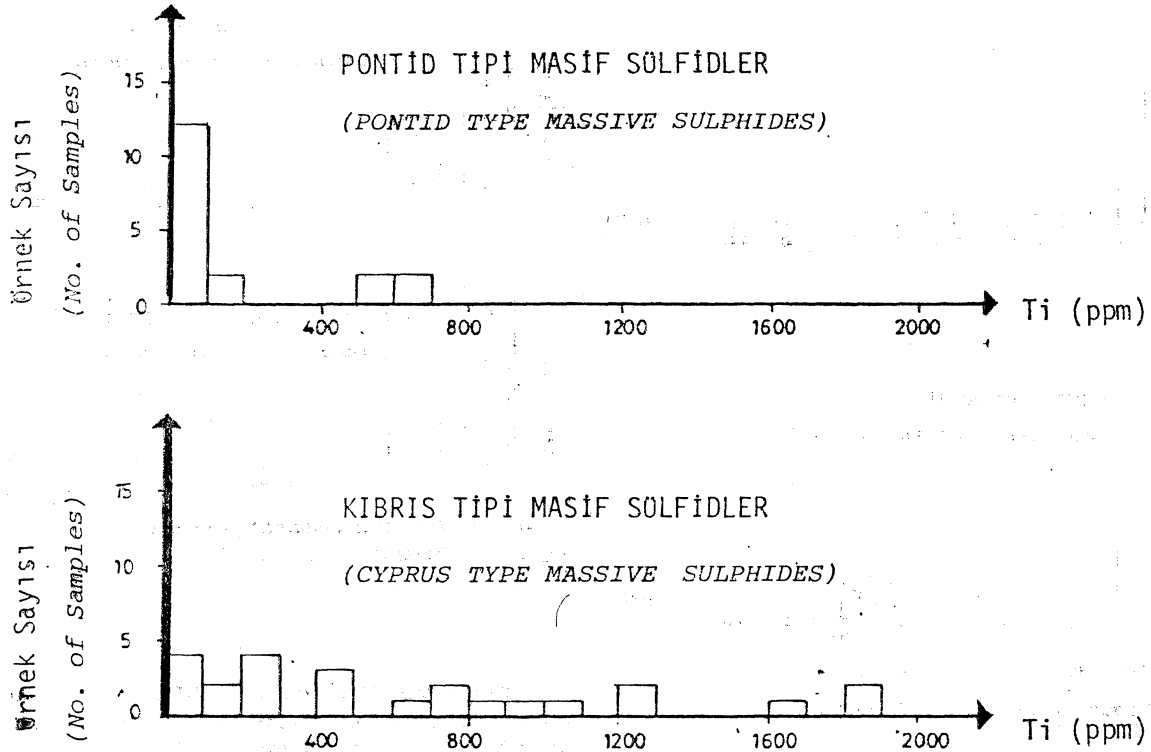
Şekil 7. Piritlerin selenyum içerikleri.  
Figure 7. Selenium contents of pyrites.

#### Selenyum

Selenyumun örneklerdeki dağılımı, Şekil 7 de 20 ppm aralıklı histogramlarda görüldüğü gibi, lognormal tipe daha yakındır. Pontid tipi masif sülfidlerde içerikler 15 ppm ile 137 ppm arasında, Kıbrıs tipinde ise 1 ile 251 ppm arasında değişmektedir. Şekil 7 den de görüldüğü gibi Kıbrıs tipinde, yüksek değer veren tek bir örnek değişim aralığının biraz geniş görünmesine neden olmaktadır; ayrıca her iki tip yatakta da örneklerin çoğunda selenyum içerikleri 60 ppm'in altındadır. Dolayısıyla değişim aralığı, iki tip masif sülfid yatağını ayırtmakta belirgin bir veri değildir. Ortalama değerler arasında da önemli bir fark yoktur. Aritmetik ortalama Pontid tipi yataklar için 50 ppm, Kıbrıs tipi yataklar için 67 ppm değerlerini verirken, geometrik ortalama, sırasıyla, 40 ppm ve 35 ppm değerlerini vermektedir. Bir diğer deyişle, piritlerin selenyum içeriklerini kullanarak iki tip masif sülfid yatağını ayırtmak olası değildir.

#### Arsenik

Arsenik, analizi yapılan tüm diğer elementlerden daha geniş değişim aralıkları vermektedir. Şekil 8 deki 200 ppm aralıklı histogramlar, dağılımın log - normal tipte olduğunu göstermektedir. Pontid tipi masif sülfidlerde 5000 ppm değerini veren bir örnek dışında, her iki tip yatakta da arsenik içerikleri 25 ppm'den 4000 ppm'e kadar değişmektedir ve örneklerin çoğu 0-600 ppm aralığı içinde toplanmıştır. Dolayısıyla değişim aralığı iki tür yatağı ayırtmakta kullanılamamaktadır. Ortalama değerler ise söz konusu yatakları ayırtmakta kullanılabilir, çünkü ortalamalar Kıbrıs tipi yataklarda daha düşüktür. Aritmetik ortalama Pontid tipi yataklarda 856 ppm'den Kıbrıs tipi yataklarda 679 ppm'e, geometrik ortalama ise 344 ppm'den 315 ppm'e düşmektedir.



Şekil 8. Piritlerin arsenik içerikleri.  
Figure 8. Arsenic contents of pyrites.

#### TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Özet olarak analizi yapılan örneklerde vanadyum ve nikel oldukça kısıtlı değişim aralıkları vermekte, buna karşın titanyum, kobalt, ve arsenik hayli geniş değişim aralıkları göstermektedir. Selenyumun değişim aralıkları, vanadyum ve nikel oranla geniş, titanyum, kobalt ve arsenik oranla dardır.

Titanyum, kobalt ve arsenik içerikleri, kobalt : nikel oranları ve bir ölçüye kadar nikel içerikleri, Kıbrıs ve Pontid tipi masif sülfid yatakları için olasılıklı ayırtmalar olarak gözükmemektedir. Titanyum ve kobalt içerikleri ile kobalt : nikel oranları, gerek değişim aralıkları, gerekse ortalama değerleri açısından Kıbrıs tipi masif sülfidlerde Pontid tipine oranla daha yüksektir. Arsenik, her iki yatak türünde de benzer değişim aralıkları vermekte, ancak ortalama değerler Pontid tipi yataklardan Kıbrıs tipine doğru azalmaktadır. Nikel içerikleri belirgin bir ayırtman olarak gözükmemekle birlikte, değişim aralıkları ve ortalama değerleri açısından, Pontid tipi yataklarda biraz daha düşüktür. Vanadyum ve selenyum içeriklerinin değişim aralıkları ve ortalama değerleri iki yatak türünü birbirinden ayırtmakta kullanılabilir gibi gözükmemektedir.

Üzerinde durulması gereken bir diğer nokta ise, titanyum, kobalt, arsenik ve bir ölçüye kadar selenyum içeriklerinin sadece değişik yatak türlerinde değil, aynı zamanda aynı türün değişik yataklarında ve hatta tek bir yatağa ait değişik pirit örneklerinde farklı değerler vermesidir. Bu farklılıklar büyük bir olasılıkla, cevherleşmenin kay-

nağına, değişik sıcaklıklarda kristalleşen pirit oluşumlarına, yatakların oluşumunda egemen olan süreçlere ve yan kayaçlardan gelen kirlenmenin derecesine bağlıdır, örneğin, mafik volkaniklere bağlı olarak gelişen Kıbrıs tipi masif sülfidler, felsik volkaniklere bağlı olarak gelişen Pontid tipi yataklara oranla titanyum, nikel ve kobalt bakımından zengin, arsenik bakımından fakirdir. Bunun nedeni mafik magmatik kayaçların felsiklere oranla daha yüksek olan titanyum, nikel ve kobalt içeriklerinin bu kayaçlara bağlı olarak gelişen yataklara yansımaları olabilir. Her ne kadar nikel elementinin yer kabuğundaki derişimi kobalta oranla çok daha yüksekse de, yatakların pek çoğunda kobalt: nikel oranlarının birin üzerinde olması, kobaltın nikel göre daha kolaylıkla yan kayaçlardan yıkanıp çözültüye alınmasına ve daha sonra yataklarda derişmesine bağlıdır. Masif sülfid yataklarının tartışmalı kökenleri ve oluşumlarında hem sedimanter hem de hidrotermal süreçlerin etkin olduğu gözönüne alınacak olursa, element derişiminin yüksek olduğu yerlerde hidrotermal süreçlerin egemen olduğu tahmin edilmektedir; çünkü hidrotermal çözültüler kendi kaynaklarından aldıkları element içeriklerine bir de yan kayaçlardan çözüp aldıkları element içeriğini eklemektedirler. Yüksek selenyum ve birin üzerindeki kobalt : nikel oranlarının hidrotermal piritlerin karakteristikleri olduğu hatırlanacak olursa (Fleischer, 1955; Coleman ve Delevaux, 1957; Hawley ve Nichol, 1959, 1961; Wright, 1965; Loftus -Hills ve Solomon, 1967; Raiswell ve Plant, 1980), masif sülfid yataklarının oluşumunda hidrotermal süreçlerin oldukça etkili olduğu önerisi kuvvet kazanmaktadır.



## DEĞİNİLEN BELGELER

- Anderson, C.A., 1969, Massive sulphide deposits and volcanism : *Econ. Geol.*, 64,129 -146.
- Cambel, B. ve Jarkovsky, J., 1968, Geochemistry of nişel and cobalt in pyrrhotines of different genetic types : 23 rd. Int. Geol. Cong., Sect. 6, Prague, 169-183.
- Coleman, R.G. ve Delevaux, M., 1957, Occurrence of selenium in sulphides from some sedimentary rocks of the western United States : *Econ. Geol.*, 52, 499-526.
- Çağatay, M.N., 1977, Development of geochemical exploration techniques for massive sulphide deposits, Eastern Black Sea Region, Turkey : Doktora Tezi, London Univ., Yayınlanmamış.
- Fleischer, M., 1955, Minor elements in some sulphide minerals : *Econ. Geol.*, 50 th. Anniv. vol., 970-1024.
- Hawley, J.E. ve Nichol, I., 1959, Selenium in some Canadian sulphides : *Econ. Geol.*, 54, 608 - 628.
- , 1961, Trace elements in pyrite, pyrrhotite, and chalcopyrite of different ores : *Econ. Geol.*, 59, 467 - 487.
- Hutchinson, R.W., 1973, Volcanogenic massive sulphide deposits and their metallogenic significance : *Econ-Geol.*, 68,1223 -1246.
- Kurz, S.L., Bronlow, A.H. ve Park, W.C., 1975, Properties of pyrites from ore and non - ore environments : *Geol. Soc America Abstracts*, 7, 7,1156.
- Lakin, U.W. ve Davidson, D.F., 1973, Selenium; Brobst, D.A. ve Pratt, W.P., ed., United States Mineral Resources da : U.S. Geol. Survey Prof. Paper 820, 573-576.
- Loftus - Hills, G. ve Solomon, M., 1967, Cobalt, nickel, and selenium in sulphides as indicators of ore genesis : *Mineralium Deposita*, 16, 241 - 257.
- Pejatovic, S., 1979, Pontid tipi masif sülfid yataklarının metalojenezi : M.T.A. Yayınl., No. 177, Ankara, 100 s.
- Raiswell, R. ve Plant, J., 1980, The incorporation of trace elements into pyrite during diagenesis of black shales, Yorkshire, England : *Econ. Geol.*, 75, 684 - 699.
- Ryall, W-R., 1977, Anomalous trace elements in pyrite in the vicinity of mineralized zones at Woodlawn : N.S.W. Australia : *Jl. Geochem, Expl.*, 8, 73-83.
- Stanton, R.E., 1966, Rapid methods of trace analysis : Edward Arnold (Publishers) Ltd., London, 96 s.
- Vhay, J.S., Brobst, D.A. ve Heyl, A.V., 1973, Cobalt; Brobst, D.A. ve Pratt, W-P., ed., United States Mineral Resources da : U.S. Survey Prof. Paper 820, 143 -155.
- Wright, C.M., 1965, Syngenetic pyrite associated with a Precambrian iron ore deposit : *Econ. Geol.*, 60, 998 -1019-

Yazının geliş tarihi : Ekim 1983

Yayıma verildiği tarih : Ocak 1984

## Denizli volkanitlerinin petrolojisi ve plaka tektoniği açısından bölgesel yorumu

«Petrology and plate tectonic implications of Denizli volcanics»

TUNCAY ERCAN, M.T.A. Enstitüsü, Jeoloji Dairesi, Ankara.  
ERDOĞDU GÜNAY, M.T.A. Enstitüsü, Ege Bölge Müdürlüğü, İzmir.  
HALİL BAŞ, M.T.A. Enstitüsü, Jeoloji Dairesi, Ankara.

**ÖZ :** Batı Anadolu'da, Denizli ilinde yüzlekler veren volkanik kayalarda yapılan petrokimyasal incelemelerin yanı sıra, bölgesel yayılımları araştırılarak çevredeki benzerleri olan diğer volkanitlerle karşılaştırılmış ve plaka tektoniği açısından oluşumları ve kökenleri araştırılmıştır. Üst Pliyosen yaşlı volkanitler, şoşonitik bazalt, latit ve trakit türde olup, tümü şoşonitik niteliktedir. Petrokimyasal özellikleri göz önüne alındığında, volkanizmanın bölgede etkin olan tansiyon rejimi sonucu oluşan kıtasal riftleşme ürünü olarak meydana geldiği düşünülmektedir.

**ABSTRACT :** Volcanic rocks cropping out around Denizli in Western Anatolia have been petrochemically analysed and they have been correlated with the similar volcanics surrounding the region. Their origin and plate tectonic implication have also been discussed. Upper Pliocene volcanics are shoshonitic type. They consist of shoshonitic basalt, latite and trachyte. Their petrochemical characteristics indicate that they have been formed by continental rifting due to tensional forces acting on this sector of the Western Anatolia.

### GİRİŞ

Bu çalışmanın amacı, volkanik kayaların plaka devinimleri ile olan doğrudan ilişkilerinin göz önüne alınarak, son yıllarda plaka tektoniği açısından ilginç bir bölge olan Batı Anadolu'daki volkanitlerde çok sayıda araştırmacılarca yapılmakta olan çeşitli incelemelere katkıda bulunmaktır. İnceleme alanındaki volkanitlerin tektonik konumlarını açığa çıkarmak amacıyla, olanaklar ölçüsünde petrokimyasal yöntemlerden yararlanılmış ve Batı Anadolu'nun Üst Kretase sonrası jeolojik evrimini aydınlatıcı yorumlara yardımcı olunmaya çalışılmıştır.

İnceleme bölgesi, Batı Anadolu'da Denizli il sınırları içinde olup, Denizli il merkezi Güneydoğusundaki Honaz ve Kızılhisar bucak merkezleri arasında, 1/50.000 ölçekli Denizli M22-C paftasında yer alır (Şekil 1). Bölgedeki volkanik kayalarda bugüne değin ayrıntılı çalışmalar yapılmamasına karşın, diğer kaya birimlerinde yapılan jeolojik çalışmalar oldukça uzun yıllardanberi süregelmektedir. İnceleme alanında ilk ayrıntılı çalışmayı yapan Piltz (1937), Sarayköy çevresindeki kükürt oluşuklarını ve sıcak suları incelemiştir. Grancy (1937) ise Denizli çevresindeki Neojen kömürlerinde ayrıntılı çalışmalar yapmıştır. Genç çökellerde ayrıntılı çalışmalar Nebert (1958, 1961) tarafından yapılmış

olup, yazar, Tavas çevresinde denizel Miyosen çökel-leri bulunduğunu, Denizli çevresindeki Pliyosen çökellerinde Alt ve Üst Pliyosen arasında hafif bir açıl diskordans olduğunu saptamıştır. Uysallı (1967), Sarayköy civarındaki incelemelerinde Miyosen ve Pliyosen yaşlı çökel kaya birimlerini ayırtlamış ve arada bir diskordans olduğunu saptamıştır. Bölgede en ayrıntılı çalışmayı yapan Kastelli (1971 a, b), temel kaya birimlerinde ve Tersiyer çökellerinde stratigrafik bulgular elde etmiştir.

### GENEL JEOLojİ

İnceleme alanında, temelde Paleozoyik yaşlı ve Menderes masifine ilişkin mikaşist, kuvars şist, serisit şist v.b. şistlerle mermerler yer almaktadır. Fosil bulunamamış olup, komşu alanlardaki mermerlerde Karbonifer, Permian ve Triyas yaşlı fosiller bulunduğundan (Kastelli 1971 a), onlarla eş yaşlı olarak varsayılmıştır. Mermerler üzerinde olasılıkla Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kalın ve masif mikrokristalin kireçtaşları olup; gri - beyaz renkli sert, çatlak ve kırıklı, kalsit dolgulu olup «pseudocyclammina sp.» fosili içerirler. Bunların üzerinde uyumlu olarak kırmızı renkli mikrokristalin kireçtaşları bulunur. Kırmızı kireçtaşları, alttaki gri renklilerle tedrici geçişlidir ve Üst Paleosen yaş-

lıdır (Kastelli 1971 b). İnceleme alanında Permo - Karboniferden Üst Paleosene kadar geniş bir zaman aralığında oluşmuş olan tüm kireçtaşları uyumludur ve bir komprehansif denizel seri söz konusudur. İnceleme alanında daha sonra bir ofiyolitli melanj birimi yer almaktadır. Serpantinitle ve serpantinleşmiş peridotitler, daha çok Honaz dağı çevresinde yer alırlar. Aydınlar köyü çevresinde serpantinitle birlikte diyorit daykları da görülmektedir. Ofiyolitli melanj birimleri içinde kireçtaşı blokları dağınık olarak izlenmektedir. Tüm birimler, komprehansif kireçtaşları üzerinde Üst Paleosenden sonra (olasılıkla Alt Eosen'de) tektonik olarak yerleşmişlerdir ve yer yer ezik zonlar ve silisleşmeler görülmektedir. İnceleme alanında daha sonra Eosen yaşlı denizel kireçtaşları yer almakta olup, gri renkli bol çatlaklı bu kireçtaşlarının yaşını Kastelli (1971 b), Lütesiyen olarak vermektedir.

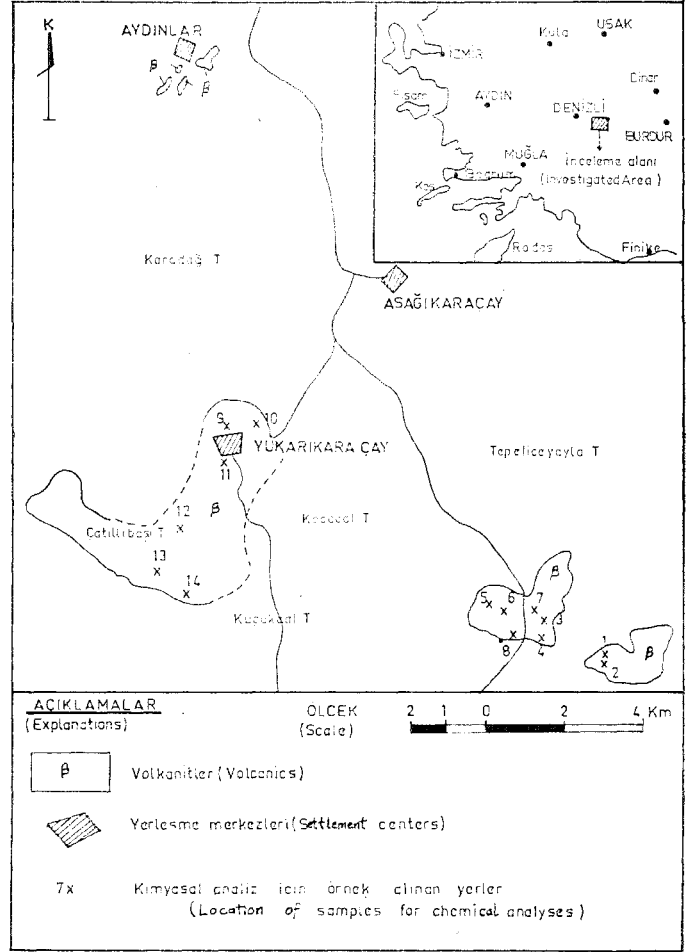
Çalışma alanında daha sonra Honaz dağı çevresinde, eski masif eteklerinde, serpantinitle çakıllı konglomeralar yer almakta olup Oligosen ya da Alt Miyosen yaşadılar. Serpantinitle konglomeraları, havza ortalarına doğru kong-lomeratik kumtaşı, kumtaşı, silttaşı ve marnlar şeklinde izlenirler. Bölgede, daha sonra serpantinitle konglomeraları üzerinde açılmalık bir uyumsuzlukla denizel Miyosen çökellerinin yer aldığı saptanmış olup, bunlar daha çok Tavas - Kale civarında yüzlekler verirler, bol fosillidirler ve altta kumtaşları ile başlayıp üste doğru kireçtaşlarına geçerler. Miyosen yaşlı çökeller üzerinde uyumsuz olarak Pliyosen yaşlı karasal çökeller yer alırlar. Pliyosen birimleri, özellikle Aydınlar köyü civarında konglomeralarla başlayıp, kumtaşı - marn - konglomera ardalanmaları sunarlar ve üste doğru kumlu ve killi kireçtaşları şeklindedir. Yer yer de jips mercekleri izlenmektedir. Konglomera çakıllarında Eosen yaşlı Nummulites fosilleri bulunmaktadır. Çakıllar iyi boylanmış, yassı ve yuvarlaktır. Pliyosen çökelleri yer yer sarı, beyaz, gri ve kırmızı renklerde olurlar. Çalışma alanı dışında bazı alanlar fosilce daha zengin olup, yer yer akarsu, göl ve somatr ortamları karakterize ederler.

Çalışma alanında ayrıntılı olarak incelenen Tersiyer volkanitleri, Pliyosen çökellerini kesmiş olup, özellikle Aydınlar köyü yakınlarında kontakt zonlarında silisleşmeler izlenmektedir. Gri-mor renkli, bol kırıklı dayklar ve bloklı lav yığılımları şeklinde izlenirler. Pliyosen yaşlı çökelleri kestiklerinden, volkanitlerin Üst Pliyosen yaşlı oldukları düşünülmektedir. İnceleme alanında daha sonra yer yer de Kuvaterner yaşlı travertenler, alüvyonlar ve yamaç mololları yer almaktadır.

#### DENİZLİ VOLKANİTLERİNİN PETROLOJİSİ

İnceleme alanındaki volkanitler, Aydınlar köyü, Yukarıkaraçay köyü ve Aşağıkaraçay köyü dolaylarında olmak üzere 3 ayrı yerde yüzlekler verirler (Şekil 1). Lavlardan yaptırılan ince kesitlerin incelenmeleri sonucu, bunların trakitik tekstürde oldukları, hamurda bol miktarda ortoklas, anortoklas; Fenokristal fazda ise ojit, biyotit, apatit ve az demir oksit içerdikleri ve trakitik ve latit türde kayaçlar oldukları saptanmıştır.

Lavlardan alınan 14 örneğin majör element kimyasal analizleri, Ege Üniversitesi Yerbilimleri fakültesi Kimya Laboratuvarlarında yaptırılmış ve elde edilen sonuçlar de-



Şekil 1. Denizli volkanitlerinin dağılım haritası.

Figure 1. Index map showing distribution of the outcrops of the Denizli volcanics.

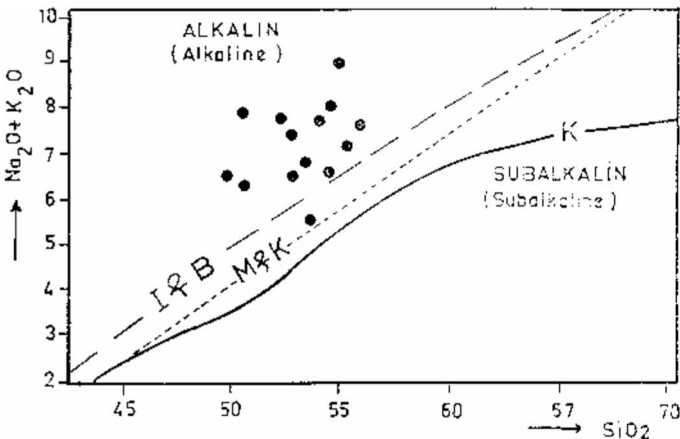
ğerlendirilmiştir. Örnek alınan yerler Şekil 1 de; majör element kimyasal sonuçları ise Çizelge 1 de sunulmuştur. Örneklerin Rittmann parametreleri (Al, Alk, Fm, k, an, P) hesaplanmış, bu parametreler kullanılarak örneklerin Rittmann (1952) ye göre adlanmaları da yapılmış ve Çizelge 1 de de görülebileceği gibi örnekler genelde Alkali Trakit -Trakit -Latit; ender olarak da Tefritik Lötis Fonolit ve Tefritik Lötisit olarak adlanmıştır.

Lavların, alkali ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) ve  $\text{SiO}_2$  kapsamına göre sınıflandırmaları yapıldığında, Irvine ve Baragar (1971), Macdonald ve Katsura (1964) ve Kuno (1960) ayırım hatları göz önüne alındığında, Alkaline kesime düşükleri görülür (Şekil 2).

Öte yandan An -  $\text{SiO}_2$  içeriklerine göre düzenlenmiş Rittmann (1953) diyagramında da (Şekil 3) yine alkaline kesime düşerler. Esasen örneklerin Rittmann (1962) ye göre saptanan  $\sigma : (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})_2 / (\text{SiO}_2 - 43)$  Rittmann indisleri de çoğun 4 ten büyük olup yine alkaline grup belirticisidirler.

ÖRNEK NO VE ALINDIĞI YER (Sample No)	DE 1 DENİZLİ ÖMERDEDE TEPE	DE 2 DENİZLİ ÖMERDEDE TEPE	DE 3 DENİZLİ ÇATIĞIK TEPE	DE 4 DENİZLİ ÇATIĞIK TEPE	DE 5 DENİZLİ MUFTU TEPE	DE 6 DENİZLİ MUFTU TEPE	DE 7 DENİZLİ GÜMERCİNLİK TEPE	DE 8 DENİZLİ ÇATAK TEPE	DE 9 DENİZLİ YUKARI KARACAY	DE 10 DENİZLİ HAYKIRAN TEPE	DE 11 DENİZLİ YUKARI KARACAY	DE 12 DENİZLİ BOĞEŞ TEPE	DE 13 DENİZLİ ÇATIĞIK TEPE	DE 14 DENİZLİ TASLI TEPE
SiO <sub>2</sub>	55.74	54.94	55.22	54.80	50.57	54.29	53.45	53.61	54.70	52.57	51.18	53.85	52.37	49.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.91	11.71	10.25	11.87	13.14	14.85	13.14	11.04	14.59	14.93	12.44	12.23	13.17	12.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.38	7.73	7.27	6.58	7.19	2.21	7.19	7.12	6.75	4.50	6.35	6.27	5.68	6.38
MgO	7.76	7.69	8.03	7.95	8.02	8.00	8.15	8.02	7.53	7.44	8.40	8.46	7.69	8.24
CaO	4.97	4.80	5.14	6.32	8.60	7.80	7.79	6.72	6.89	8.01	9.98	9.91	9.69	10.83
Na <sub>2</sub> O	2.72	2.95	4.12	4.07	3.05	3.13	2.80	2.44	3.06	3.29	1.99	2.72	2.64	1.99
K <sub>2</sub> O	4.42	5.27	3.77	4.94	4.81	4.53	3.68	4.36	3.30	4.62	4.25	2.72	4.72	4.62
TiO <sub>2</sub>	1.92	1.92	1.72	1.40	2.10	1.93	1.67	1.67	1.57	1.20	1.23	1.26	1.09	1.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.95	0.84	1.07	0.73	1.13	1.34	1.62	1.15	1.08	0.77	1.10	1.04	1.49	1.11
Ateste Kayıp (%)	2.08	2.17	1.82	1.41	0.91	1.06	1.05	1.35	0.93	1.12	2.50	1.65	2.14	2.51
TOPLAM (Total)	99.85	100.02	99.51	100.07	99.52	99.14	100.55	99.48	100.40	98.95	99.42	100.11	100.62	99.27
Al	10.71	10.53	9.57	10.68	11.82	13.36	11.82	9.93	13.13	13.43	11.19	11.00	11.79	11.49
Alk	8.50	9.69	9.95	11.04	9.38	9.22	7.88	8.02	7.89	9.55	7.23	6.80	8.68	7.60
FM	22.50	23.11	23.33	22.48	23.23	18.21	23.49	23.16	21.81	19.38	23.15	23.19	21.06	22.86
K	0.52	0.54	0.37	0.44	0.51	0.49	0.46	0.54	0.41	0.48	0.58	0.40	0.54	0.60
Si	0.11	0.04	0.01	0.01	0.11	0.18	0.20	0.10	0.25	0.17	0.21	0.23	0.15	0.20
P	45.14	40.65	38.79	37.81	40.95	47.77	48.11	42.98	51.96	45.73	46.57	50.08	44.51	44.47
ÖRNEĞİN RİTTMANN'IN GÖRE ADI AMASI	TRAKİT	ALKALİ TRAKİT	ALKALİ TRAKİT	ALKALİ TRAKİT	TEFRİTİK LOSİT FONOLİT	LATİT	LATİT	TRAKİT	LATİT	LATİT	LATİT	LATİT	TRAKİT	TEFRİTİK LOSİT
T	4.00	5.85	4.20	6.87	8.16	5.19	4.01	4.35	3.45	6.52	4.76	2.72	5.78	6.80
T <sub>2</sub>	4.78	5.6	3.55	5.57	4.80	6.07	6.19	5.14	7.34	9.70	8.49	7.54	9.60	7.70
log K	0.50	0.75	0.67	0.83	0.91	0.71	0.60	0.63	0.53	0.81	0.67	0.43	0.76	0.83
log K <sub>2</sub>	0.67	0.65	0.58	0.74	0.68	0.78	0.79	0.71	0.86	0.96	0.92	0.87	0.98	0.88
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.62	1.78	0.91	1.71	1.52	1.44	1.31	1.78	1.07	1.40	2.13	1.00	1.78	2.32
K <sub>2</sub> O/SiO <sub>2</sub>	0.079	0.095	0.067	0.080	0.065	0.061	0.068	0.081	0.060	0.087	0.093	0.050	0.090	0.092
FAM	A 32.26 M 35.07 F 32.67	35.01 32.75 32.24	34.85 34.85 34.85	36.45 36.45 36.45	34.28 34.98 30.14	43.45 44.24 12.31	30.39 36.54 33.07	31.32 38.76 31.02	32.01 34.67 33.32	39.91 39.40 21.69	28.81 44.47 27.72	25.31 46.11 28.57	32.54 42.84 24.62	27.90 45.72 26.38

Çizelge 1. Denizli volkanitlerinin kimyasal analizleri, Rittmann normları ve çeşitli parametreleri.  
Table 1. Chemical analyses, Rittmann norms and various parameters of Denizli volcanics.

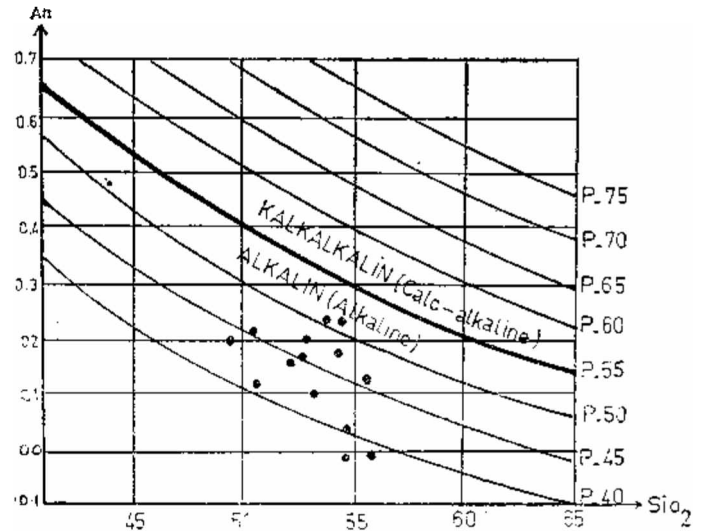


Şekil 2. Volkanitlerin alkali - silis içeriğine göre sınıflandırılması.

I&B = Irvine ve Baragar (1971) ayırım hattı  
M&K = Macdonald ve Katsura (1964) ayırım hattı  
K = Kuno (1960) ayırım hattı.

Figure 2. Classification of the volcanics according to alkali-silica contents.

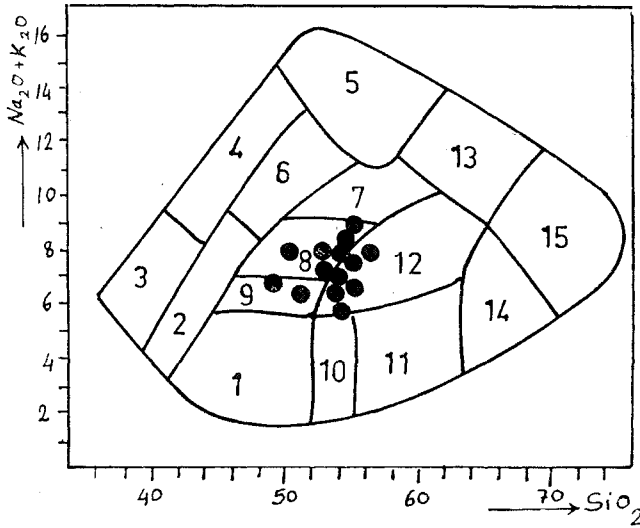
I&B = Irvine and Baragar (1971) dividing line  
M&K = Macdonald and Katsura (1964) dividing line  
K = Kuno (1964) dividing line.



Şekil 3. Volkanitlerin An - SiO<sub>2</sub> içeriklerine göre hazırlanmış Rittmann (1953) diyagramı.

Figure 3. Rittmann (1953) diagram of the volcanics according to An - SiO<sub>2</sub> contents.

Örnekler Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O ve SiO<sub>2</sub> içeriklerine göre kimyasal yoldan da adlandırılmaya çalışılmış ve Cox ve diğerleri (1979) tarafından önerilen Cox diyagramında, ender ola-

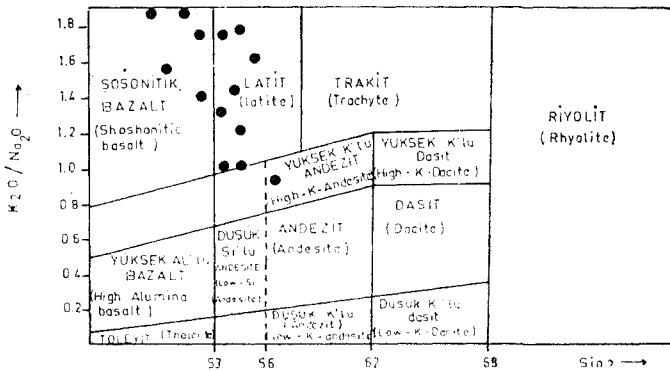


Şekil 4. Volkanitlerin Cox ve diğerleri (1979) ne göre adlandırılmaları :

1 — Bazalt, 2 — Bazanit ve Tefrit, 3 — Nefelinit, 4 — Fonolitik Nefelinit, 5 — Fonolit, 6 — Fonolitik tefrit, 7 — Benmorit, 8 — Muçearit ve Trakibazalt, 9 — Hawaiiit, 10 — Bazaltik Andezit, 11 — Andezit, 12 — Trakiandezit ve Latit, 13 — Trakit, 14 — Dasit, 15 — Riyolit.

Figure 4. Nomenclature of the volcanics according to Cox and others (1979) :

1 — Basalt, 2 — Basanite and Tephrite, 3 — Nephelinite, 4 — Phonolitic Nephelinite, 5 — Phonolite, 6 — Phonolitic Tephrite, 7 — Benmoreite, 8 — Mugearite and Trachybasalt, 9 — Hawaiiite, 10 — Basaltic Andesite, 11 — Andesite, 12 — Trachyandesite and Latite, 13 — Trachyte, 14 — Dacite, 15 — Rhyolite.



Şekil 5. Volkanitlerin  $K_2O/Na_2O$  ve  $SiO_2$  içeriklerine göre Di Paola (1974) diyagramında adlandırılmaları.

Figure 5. Nomenclature of the volcanics according to  $K_2O/Na_2O$  and  $SiO_2$  contents in the Di Paola (1974) diagram.

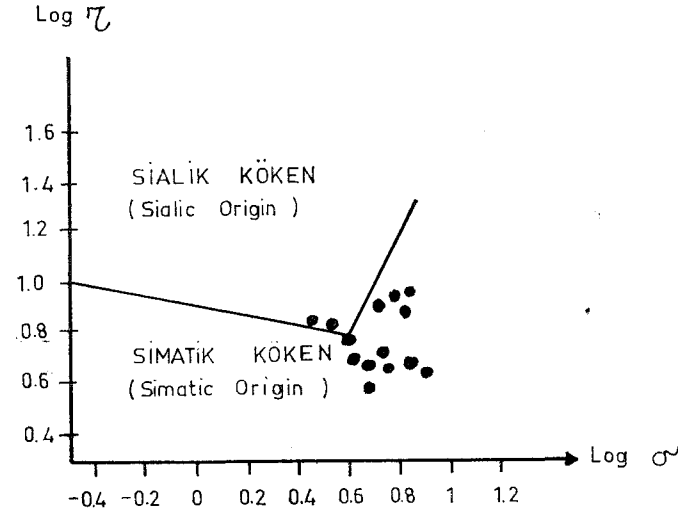
rak Hawaiiit, çoğun trakibazalt ve latit kesimine düştükleri saptanmıştır (Şekil 4). Volkanitlerin,  $K_2O$  ve  $SiO_2$  içeriklerine göre düzenlenmiş, Barberi ve diğerleri (1974) nin önerdiği diyagramda, şoşonitik türde oldukları ve şoşonitik bazalt ve latit olarak adlanabilecekleri saptanmıştır. Örneklerin  $K_2O / Na_2O$  oranları araştırılmış, bu oranların 1 ve daha büyük oldukları izlenmiş ve  $K_2O / Na_2O$  ile  $SiO_2$  içerikleri göz önüne alınarak yapılan Di Paola (1974) diyagramında (Şekil 5) bunların yine şoşonitik nitelikte oldukları ve şoşonitik bazalt ve latit olarak adlanabilecekleri ortaya çıkmıştır.

Bu suretle, Denizli volkanitlerinin şoşonitik nitelikte oldukları belirlenmiş olmaktadır. Şoşonitik lavlar üzerinde çalışmalar yapan Jakes ve White (1971, 1972), Miyashiro (1975) ve Morrison (1980) v.b. araştırmacılar, genel olarak bunların potasyum değeri yüksek özel bir volkanik topluluk olduklarını, hem alkalin hem de kalkalkalin bireyler içerdiklerini ve genellikle ada yaylarında yitim zonu ürünü olarak ve en son oluştuklarını kabullenmişlerdir. Yapılan araştırmalarla, bunların  $Na_2O + K_2O$  ve  $SiO_2$  içerikleri göz önüne alınarak oluşturulan diyagramlarda alkalin kesime düştükleri saptanmıştır. Gerçekten de Denizli volkanitleri, Şekil 2 ve 3 teki diyagramlarda alkalin bölgeye düşmektedirler. Şoşonitlerde  $K_2O / Na_2O$  oranı 1 ve daha büyük olur. Oysaki alkali bazaltlarda bu oran 0,5 dolayındadır. Şoşonitlerde yüksek toplam alkali içeriği gözlenmiş olup ( $Na_2O + K_2O > 5$ ), titan değerleri ( $TiO_2$ ) genellikle 1,3 ten küçük olurlar. Bunlar silişçe doyguna yakın olup, ender olarak normatif nefelin veya normatif kuvars içerirler. Olasılıkla kalkalkalin magmanın, peridotit mantosu ile kirlenmeleri sonucu oluştuklarından K, U, Th, Hg, Rb daha zengindir. Sr 87/Sr 86 oranları da şoşonitlerde daha yüksektir. Bazen ortopirosken, daha çok olivin, klinopirosken ve plajiyoklas fenokristalleri içerirler. Hamur içinde bazen demirce zengin olivin yer alır. Ayrıca flogopit, analimsiz ve lösit te bulunabilir. Kuramsal olarak şoşonitler, ada yaylarının gelişme evrelerinde en son ürün olarak oluşmaktadırlar (Jakes ve White, 1971). Genellikle, ada yaylarındaki volkanik kayalar, kimyasal olarak geçiş tipleriyle, aralarında karşılıklı ilişkiler bulunan, toleyitik - kalkalkalin - şoşonitik (veya alkalin) tiplere ayrılırlar. İlk ürünler toleyitiktir. Ada yayı evriminin daha sonraki aşamalarında toleyitlerin yerine kalkalkaliler ve en son aşamada da şoşonitlerin püskürdüğü görülür. Eğer gelişmiş bir ada yayının üç kısmından meydana geldiğini kabul edersek bunların %85 ini toleyitik, %12,5 ini kalkalkalin ve sadece %2,5 ini şoşonitik lavların oluşturduğu saptanmıştır (Jakes ve White, 1971, 1972). Genellikle ada yayı volkanizmasının son ürünleri olan şoşonitik volkanitler dünyada, yer yer de ada yaylarına yakın komşu bölgelerde, yada kıta içlerinde oluşabilmektedir. Ancak nasıl ki ada yayı toleyitik ve kalkalkalin lavlarıyla And tipi kıta kenarı ya da kıta içi toleyitik ve kalkalkalin lavları arasında bazı kimyasal farklılıklar saptanmışsa (Jakes ve White, 1972) şoşonitik lavlar için de bazı farklılıklar bulunmuştur. Örneğin ada yaylarındaki şoşonitik kayalar, kıta içi şoşonitik kayalarından daha az  $TiO_2$  içerirler (Miyashiro, 1975).

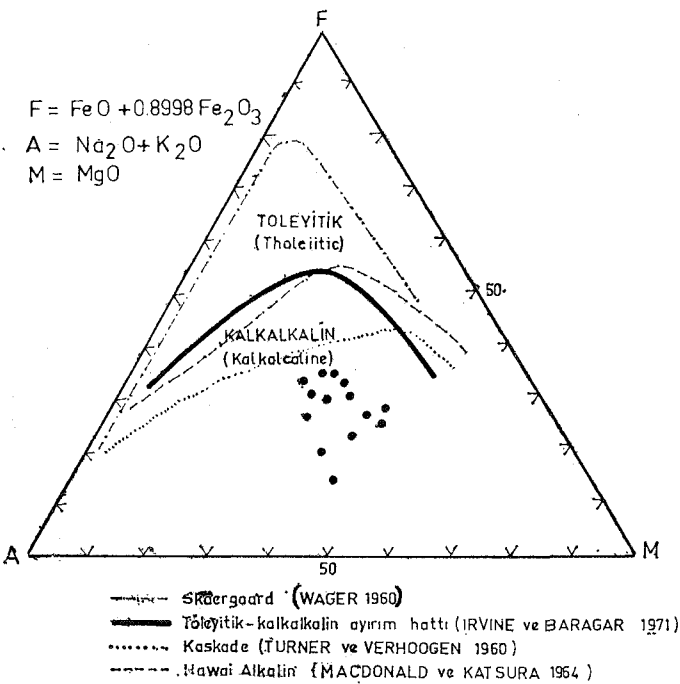
Denizli şoşonitlerinin  $TiO_2$  içerikleri ortalama 1,57 olup, diğer ada yaylarında oluşan şoşonitlerin  $TiO_2$  ortalamalarından daha yüksektir. Bu da göstermektedir ki Denizli şoşonitleri bir kıta içi volkanizmasıdır. Esasen bölge-

nin jeotektonik yapısı göz önüne alındığında Denizli volkanitlerinin bir ada yayı dizisine ait olabileceğini öne sürmek olanaksızdır-

Yeryüzündeki kıta içinde oluşan soşonitik lavlar genellikle diğer kıta içi alkalin, kalkalkalin ve toleyitik lavlarla birlikte olasılıkla hot spot (sıcak nokta) aktiviteleri ürünü olarak oluşmaktadır. (Miyashiro, 1975). Böylece kıta içi rift bölgelerinde de soşonitik lavlar grabenleşme ürünü olarak oluşabilmektedirler-



Şekil 6. Volkanitlerin Gottini (1969) diyagramı.  
Figure 6. Gottini (1969) diagram of the volcanics.



Şekil 7. Volkanitlerin AFM diyagramı.  
Figure 7. AFM diagram of the volcanics.

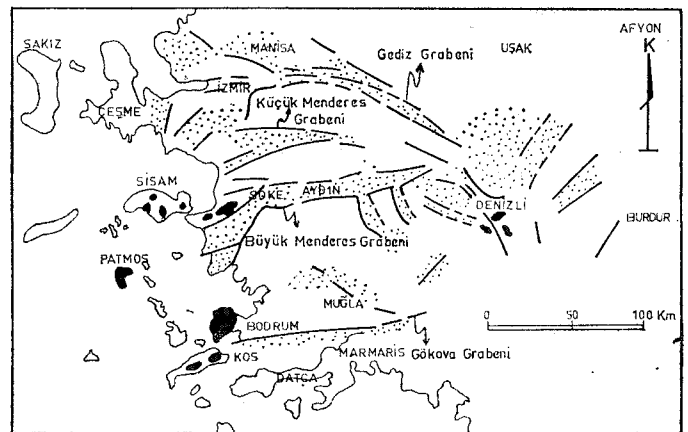
Denizli soşonitik lavların kökenini bulmak için Gottini (1969) nin önerdiği  $\tau$  değerleri ( $= (Al_2O_3 - Na_2O) / TiO_2$ ) saptanmıştır. Çizelge 1 de izleneceği gibi bu değerler 3.85 ile 9.70 arasındadır. Gottini (1969) nin araştırmalarına göre simatik kökenli lavlarda bu değer daima 10 dan küçüktür. Gottini (1969) ayrıca Gottini indisi ve Rittmann indislerinin logaritmik değerleri arasında da bir ilişki kurmuş ve önerdiği diyagramda sialik ve simatik köken sınırlarını çizmiştir. Çalışma alanındaki volkanitlerin bu diyagramda da (şekil 6) simatik kökenli oldukları belirlenmiştir.

Lavların AFM üçgen diyagramları da yapılmış (Şekil 7) ve alkalin - kalkalkalin - toleyitik trendlerle uyum sağlamadıkları, belli bir kesimde kümelenedikleri görülmüştür.

Bu suretle, tüm petrokimyasal verilerin, Denizli volkanitlerinin Soşonitik nitelikte olduklarını gösterdikleri belirlenmektedir.

#### SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Güneybatı Anadolu ve çevresindeki Ege adalarında, çoğun kalkalkalin, yer yer alkalin, bazı bölgelerde de Soşonitik nitelikte bir volkanizmanın Miyosen ve Pliyosende etkin olduğu, son yıllarda yapılan çalışmalarla belirlenmiştir (Borsi ve diğerleri, 1972; Innocenti ve Mazzuoli, 1972, Robert, 1976; Fytikas ve diğerleri, 1976; Robert ve Cantagrel, 1977, Savaşçın, 1978; Bellon ve diğerleri, 1979; Ercan, 1979; Ercan ve diğerleri, 1979; Ercan ve Günay, 1981; Ercan, 1981; Ercan ve diğerleri, 1982 vb.) Bunlardan, salt soşonitik nitelikte olan volkanizmanın dağılımı Şekil 10 da gösterilmiştir. Şekilde de izlenebileceği gibi inceleme alanında (Denizli volkanitleri), Söke'de, Sisam adasında, Patmos adasında, Kos adasında ve Bodrum'da yüzlek veren Soşonitik volkanizma, Büyük Menderes ve Gökova grabenlerinin kontrolünde oluşmuştur ve özel bir provens teşkil ederler.



Şekil 8. Güneybatı Anadoludaki graben sistemi ve Tersiyer yaşlı soşonitik volkanizma (Fayları Angelier ve diğerleri (1981) den alınmıştır).

Figure 8. The graben system and Tertiary aged shoshonitic volcanism in the Southwestern Anatolia (Faults are taken from Angelier and others (1981)

Söke yöresinde Alt Pliyosen ve Üst Pliyosen yaşlı olmak üzere iki evreli bir volkanizma etkin olup, yer yer Şoşonitik bazalt, Latit ve trakit türdedir (Ercan ve Günay, 1981).

Sisam adasında, Orta Miyosen yaşlı alkali riyolitik bir volkanizmadan sonra, Üst Miyosende bazaltik bir volkanizma etkin olmuştur. Olivin, Hipersten ve Nefelin içeren bu şoşonitik nitelikli bazaltlarda (Robert, 1976) K/Ar yöntemi ile yapılan radyometrik yaş belirlemesi ile 7,8; 7,9 ve 8,3 Milyon yıl yaşlı oldukları saptanmıştır (Robert ve Cantagrel, 1977).

Patmos adasında bazalt, trakit, fonolit ve kuvars latit türde lavlar yüzlekler vermişlerdir. Lavların bir kısmı Şoşonitik nitelikte olup, radyometrik yaş belirlemeleri ile 3,5; 3,7; 4,3; 7,0 ve 7,2 Milyon yıllık sonuçlar elde edilmiştir (Fytikas ve diğerleri, 1976; Robert ve Cantagrel, 1977; Ercan, 1979).

Kos adasının batı ucunda Kuvaterner - Aktüel yaşlı ve bugünkü Girit yitim zonundan türeyen bir ada yayı volkanizması etkindir (Ercan, 1980). Ayrıca adanın orta kısmında ve doğusunda daha yaşlı bir volkanizma yüzlekler verir ve yer yer Şoşonitik niteliktedir. Lavlarda yapılan yaş tayinleri ile 7,3 ve 10 Milyon yıllık sonuçlar elde edilmiştir (Bellon ve diğerleri, 1979).

Bodrum yarımadasında Miyosen yaşlı ve farklı iki evrede oluşan volkanizma yürekler vermiştir. İlk evre volkanizması patlayıcı nitelikte olup trakiandezitik, latitik, riyodasitik ürünler vermiştir. Yapılan radyometrik yaş tayinleri ile 9,3 ve 9,7 milyon yıllık sonuçlar elde edilmiştir (Pişkin, 1980). Daha genç olan ikinci evre lavları dayklaşık şekilde olup trakibazalt, trakit ve absorakit türde olup yapılan yaş tayinleri ile 7,7 ve 7,9 milyon yıllık sonuçlar elde edilmiştir (Robert ve Cantagrel 1977). Lavlar yer yer Şoşonitik niteliktedir (Ercan ve diğerleri, 1982).

Denizli Şoşonitik lavları Gediz ve Büyük Menderes grabenlerinin kesim bölgesinde yüzlekler vermektedir. Batı Anadolu'daki Senozoyik yaşlı diğer volkanitlerle birlikte, Denizli volkanitleri de; bölgede Orta Miyosenden sonra egemen olan tansiyon rejimi sonucu oluşan, kıtasal riftleşme ürünü olarak meydana gelmişlerdir ve olasılıkla sıcak nokta (hot spot) kökenlidirler. Bu konuda yapılan en son çalışmalarla, Ege tansiyon tektoniğinin daha önce kalınlaşmış ve kısmen ergimiş olan kıta kabuğunu etkilediği ve kalkalkalin kıta kabuğu ile alkalin nitelikteki manto kökenli bir magmanın karışmasına yol açtığı (Yılmaz ve Şengör, 1982) ve bu nedenle hibrid bir volkanizmanın birkaç evrede Batı Anadolu'da etkin olduğu öne sürülmüştür.

İnceleme alanındaki ve Batı Anadolu'daki volkanitlerde ilerde yapılacak olan iz element ve nadir toprak elementleri kimyasal analizlerinin yorumu konuya daha fazla açıklık getirecektir.

#### KATKI BELİRTME

M.T.A. Enstitüsü Jeoloji Dairesi, İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi ve Ege Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesince ortak olarak oluşturulan «Batı Anadolu Tersiyer Magmatizması ve Stratigrafisi» Projesinin çalışmalarının bir bölümünü oluşturan bu araştırmayı her aşamada

destekleyen ve yardımcı olan, o zamanki M.T.A. Jeoloji Dairesi başkanı Necdet Özgül'e; volkanik kayaların kimyasal analizlerini yapan Kimya Müh. Şükriye Hiçdönmez, Kimyager Nalan Özyiğit, Nedim Tatari ve Yılmaz Gültekin'e yazarlar teşekkür ederler.

#### BEGİNİLEN BELGELER

- Angelier, J., Dumont, J., Karamandereci, H., Poisson, A., Şimşek, Ş., ve Uysal, Ş., 1981, Analyses of fault mechanism and expansion of southwestern anatolia since the late Neocene : Tectonophysics, 75, T1 - T9.
- Barberi, F., Innocenti, F., Marinelli, G., ve Mazzuoli, R., 1974, Volcanisme e tettonica a placche : esempi nell'area Mediterranea : 67 th Cong. S.G.L., 68-72.
- Bellon, H., Jarrige, J.J. ve Sorel, D., 1979, Les activites magmatiques Egeennes d'Oligocene a nos jours et Leurs cadres geodynamiques Donnees nouvelles et synthese : Rev. Geol. Dyna. Geogr. Phys, 21/1,41 - 55.
- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F., ve Mazzuoli, R., 1972, Geochronology and petrology of recent volcanics of Eastern Aegean Sea : Buletin volcanologique, 36-1, 473 - 476.
- Cox, K.G., Bell, J.D. ve Pankhurst, R.J., 1979, The interpretation of igneous rocks : George Allen and Unwin Ltd, London, 450 s.
- Di Paola, G.M., 1974, Volcanology and petrology of Nisyros island (Dodecanese, Greece) : Bulletin volcanologique, 38/4, 944 - 987.
- Ercan, T., 1979, Batı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Senozoyik volkanizması : Jeoloji Müh. Derg., 9, 23 - 46.
- Ercan, T., Dinçel, A., ve Günay, E., 1979, Uşak volkanitlerinin petrolojisi ve plaka tektoniği açısından Ege bölgesindeki yeri : Türkiye Jeol. Kur- Bül't, 22, 185-198.
- Ercan, T., 1980, Akdeniz ve Ege denizindeki Pliyo - Kuvaterner ada yayı volkanizması : Jeomorfoloji Dergisi, 9, 37 - 60.
- Ercan, T., ve Günay, E., 1981; Söke yöresindeki Tersiyer volkanizması ve bölgesel yayılımı : Jeomorfoloji Dergisi, 10,117-137.
- Ercan, T., 1981, Kula yöresinin jeolojisi ve volkanitlerin petrolojisi : Doktora tezi, İstanbul Üniv. Yerbilimleri Fak, İstanbul 168 s.
- Ercan, T., Türkecan, A. ve Günay, E., 1982, Bodrum yarımadasının jeolojisi ve volkanitlerin petrolojisi : Maden Tetkik Arama Enst. Derg. (Baskıda).
- Fytikas, M., Giuliani, O., Innocenti, F., Marinelli, G. ve Mazzuoli, R., 1976, Geochronological data on recent magmatism of the Aegean sea : Tectonophysics, 31, T29 - T34.
- Gottini, V., 1969, Serial character of the volcanic rocks of Pantelleria : Bulletin Volcanologique, 3, 818 - 827.

- Graney, W., 1937, Denizli ve Nazilli'deki Linyit zuhuru üzerine yapılan 3 tetkik seyahati hakkında raporlar : Maden Tetkik Arama Enst. Rap. 168, (Yayınlanmamış).
- Irvine, T.N. ve Baragar, W.R.A., 1971; A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks : Can. Jour. Earth. Scien-, 8, 523 - 548.
- İnnoenti, F., ve Mazzuoli, R., 1972, Petrology of the İzmir Karaburun volcanic area : Bulletin Volcanologique, 36-1, 83-103.
- Jakes, P ve White, A.J.R., 1971, Composition of Island arcs and Continental growth : Earth. Planet. Scien. Lett., 12,230-244.
- Jakes, P., ve White, A.J.R. 1972, Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas : Geol. Soc. Amer. Bull., 83, 29 - 40.
- Kastelli, M., 1971 a, Denizli - Sarayköy - Çubukdağ - Karacasu alanı jeoloji incelemesi Maden Tetkik Arama Enst. Rap. 4573, yayınlanmamış.
- Kastelli, M., 1971 b, Denizli vilayeti güneyinin jeoloji incelemesi ve jeotermal alan olanakları : Maden Tetkik Arama Enst. Rap. 5199, yayınlanmamış.
- Kuno, H., 1960, High - alumina basalt; Journal of Petrology 1, 121 -145.
- Macdonald, G.A. ve Katsura, J. 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas : Journal of Petrology, 5, 82 -133.
- Miyashiro, A. 1975, Island arc volcanic rock series, A critical review : Petrologie, 1/3,177-187.
- Morrison, G.W., 1980, Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association : Lithos, 13, 97 - 108.
- Nebert, K., 1958, Denizli Pliyosen teressübatı ve bunların Batı Anadolu tatlı su Neojen stratigrafisi için ehemmiyeti : Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 51, 27-41.
- Nebert, K, 1961, Tavas-Kale bölgesine ait yeni müşahadelere : Maden Tetkik Arama Enst Derg., 57, 8-17.
- Piltz, R., 1937, Sarayköy kükürt madeni hakkında : Maden Tetkik Arama Enst. Rap. 605, yayınlanmamış.
- Pişkin, Ö, 1980, Kadıkalesi - Girebelen (Bodrum yarımadası) hidrotermal ve kontakt metasomatik Pb- Zn, Cu cevherleşmelerinin mineralojik ve jeolojik incelenmesi : Doçentlik tezi, Ege Üniv. Yerbilimleri Fak. İZMİR, 110 s.
- Rittmann, A., 1952, Nomenclature of volcanic rocks : Bulletin Volcanologique, 12, 75 -102.
- Rittmann, A., 1953, Magmatic character and tectonic position of the indonesian volcanoes : Bulletin Volcanologique, 14, 45 - 58.
- Rittmann, A., 1962, Volcanoes and their activity : John Wiley and sons, Newyork, London, 305 s.
- Robert, U., 1976, Donnees nouvelles sur ile volcanisme du Sud-Est de la Mer Egee : Inter. Cong. on Therm. Wat. Geoth. Ener. and Vulcan. of the Medit. Area, Atina., 211 - 224.
- Robert, U., ve Cantagrel, J.M., 1977, Le volcanisme basaltique dans le sud - est de la mer Egee. Donnees geochronologiques et relations avec la tectonique : VI. Ege Denizi Kollokyumu tebliğler kitabı, Atina, 68.
- Savaşçın, Y., 1978, Foça - Urla neojen volkanitlerinin mineralojik jeokimyasal incelenmesi ve kökensel yorumu : Doçentlik tezi, Ege Üniv. Yerbilimleri Fak. 68 s.
- Uysallı, H., 1967, Denizli M21 - b<sub>2</sub> paftası jeolojik etüdü ve jeotermik enerji imkanları Maden Tetkik Arama Ens. Rap., yayınlanmamış.
- Yılmaz, Y., ve Şengör, A.M.C- 1982, Egede kabuk evrimi ve neomagmatizmanın kökeni Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı, 64 - 65.

Yazının geliş tarihi : Temmuz 1982

Yayına verildiği tarih : Ocak 1984





## Menderes masifi pelitik şistlerinin (yeşilşist fasiyesi) beyaz mikaları üzerine yeni veriler(\*)

New data on the K- White micas from the Menderes Massif (W. Turkey) in greenschist facies metamorphism of pelitic schist

MUZAFFER M. EVİRGEN, Hacettepe Üniversitesi, Hidrojeoloji Müh. Böl., Bey tepe - Ankara.

ÖZ : Menderes Masifinde üç ayrı yöreden toplanan 64 beyaz mika örneği üzerinde XRD yöntemiyle yapılan ölçmeler sonucu ortalama  $(b_0)$  değerleri  $\approx 9.028$  (Å) bulunmuştur. Bu ortalama değer, Menderes Masifi metamorfizması basıncının düşük ve yüksek basınçlar arasında bir orta değerde olduğunu gösterir. Alpin metamorfizması sırasında Masifin merkez ve kenar bölgelerinde iki farklı metamorfizma fazı gelişmiştir. Bulunan  $(b_0)$  parametreleri çalışılan üç bölgeden K. Menderes grubunda diğer iki gruba oranla (Milas ve Ören grupları) en yüksek ve Ören grubunda da diğerlerine oranla en düşük değerde bulunmuştur. K. Menderes grubu için ortalama değer  $\approx 9.036$ , Milas grubu için  $\approx 9.035$  ve Ören grubu için de  $\approx 9.013$  olarak (ki bu grup masifte kenar bölgede en geç fazı temsil etmektedir) saptanmıştır. Kümülatif frekans eğrileri (Menderes Masifinin) dünyadaki diğer bazı masiflerin kümülatif eğrileriyle karşılaştırılmıştır.

ABSTRACT : New  $(b_0)$  values were measured for 64 K - white mica specimens from the Menderes Massif (W. Turkey) by XRD. The mean value for  $(b_0)$  parameters was found to be 9028 Å. The pressure of metamorphism of the Menderes Massif lies in the range between low and high pressures, that is intermediate. During the Alpine metamorphism, two metamorphic phases of different pressure developed in edge central regions of the Massif. The  $(b_0)$  parameter of muscovite in the K. Menderes group is higher than of the other two groups (Ören and Milas) and Ören group is smaller than that of the other two. It is determined that the  $(b_0)$  values K. Menderes group mean value 9.036, Milas group mean value 9.035 and Ören group mean value 9.013 (represent the results of the younger phase in the edge terrain of the Massif). The cumulative frequency curves of parameter  $(b_0)$  of Menderes Massif is compared to massives all over the world.

(\*) 21-25 Şubat 1983 tarihleri arasında Ankara'da düzenlenen 37. Türkiye Jeoloji Bil. ve Tek. Kurultayında sözlü bildiri olarak sunulmuştur.

## GİRİŞ

Menderes Masifinden toplanan yeşilist fasiyesi meta-pelitlerinden 64 beyaz mika örneği üzerinde yapılan XRD analizleri sonucunda üç grup/bölge değerlendirilmiş ve masifin basınç karakteri konusunda bazı yaklaşımlar sağlanmıştır.

Çalışılan ilk bölge, Masifin merkezi kesimini oluşturan K. Menderes grubudur. Bu yörede yaklaşık 2500 km<sup>2</sup> lik bir arazi üzerindeki kayalardan seçilen 22 örnek çalışılmıştır. Bu bölgedeki kayalar tipik pelitik şistleri oluştururlar.

Diğer bir grup, masifin güney kesimindeki kayalardan seçilen 20 örnektir ve çalışılan arazi Milas yöresindeki yaklaşık 800 km<sup>2</sup> lik bir alanı oluşturmaktadır. Bu grup kayaların bir kısmı tipik pelitik kayalardan, bir kısmı da gözlü gnaysların içindeki uygun nitelikli (bileşimli) metapelitik kısımlardandır.

En güneyde masifin kanatlarındaki en düşük dereceli ve en geç fazı oluşturan metamorfizmlerden seçilen 22 örnek yaklaşık 1000 km<sup>2</sup> lik bir araziden alınmıştır. Bu güney grubu (Ören Grubu)'nda stratigrafik olarak üstte bulunan Likya naplarının hafif metamorfik kloritoyidli türevleri çoğunluktadır (Şekil :1).

## YÖNTEM

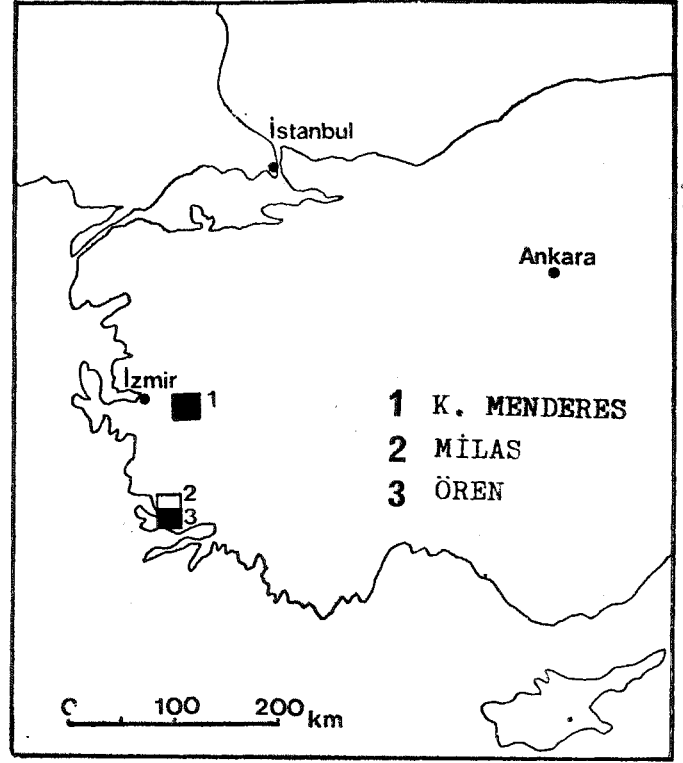
İncelenen örnekler yeşilist fasiyesi pelitik şistleri olmakla beraber, bu kayalardaki beyaz mikaları daha konsantre hale getirmek için manyetik separator ve ağır sıvılarla mineral ayırma çalışmaları da sürdürülmüş ve bu süreçler sonucunda örnekler beyaz mika bakımından zenginleştirilmiştir. Bir kısım örneklerin muskovit konsantrasyonları %95 den fazladır, diğer bir kısım örneklerin ise; %75-90 kadardır.

Örnekler üzerinde yapılan XRD analizleri, 20 = 59-63° aralıklarında 1/2 derece/dakika hızlı bir hassasiyetle beyaz mikaların (060) piklerinin, silisyumun (311) piki standart kabul edilerek yapılan çalışmalarla sürdürülmüştür. Bu yöntemle yapılan çalışmalar, özellikle klasik/gelenekselleşmiş yöntemlerle jeobarometrik analizlerin yapılmasının güç olduğu ve basınç koşullarını yansıtan mineral ve mineral parajenizlerinin bulunmadığı, düşük sıcaklık metamorfik arazilerinde (Yeşilist fasiyesi) güvenilir ve hızlı sonuç vermesi bakımından giderek yoğunlaşmaktadır.

Çalışmanın temelini, muskovitlerdeki basıncın bir fonksiyonu olarak katı çözelti şeklinde bulunan seladonit içeriğine bağımlı değişiklik gösteren (b) mesafelerinin ölçümleri oluşturmaktadır (Velde, 1965, 1967; Cipriani ve diğerleri, 1971). Bu parametreler, metamorfizmanın basınç koşullarını karşılaştırmalı olarak ortaya çıkaran bir kriter teşkil ederler. Bu çalışmalarda kullanılan örneklerin seçiminde şu noktalara özen gösterilmelidir :

1 — Örneklerin tüm kayaç bileşimi Fritsch ve diğerleri (1967)'ndeki fillit ve Q - fillit alanlarında veya bu alanlara yakın olmalıdır.

2 — Örnekler, çalışılan fasiyes serileri içinde en düşük sıcaklığa sahip mineral zonlarından alınmalıdır. Bütün örneklerin mineralojik bileşimi ve oluşum sıcaklığı sabit sayılabilecek kadar değişmemelidir. Böylece, (b) mesafelerindeki farklılıklar basınca bağlı olarak değişecektir.



Şekil 1. Bulduru haritası.  
Figure 1. Location map.

3 — Örneklerin seçiminde özellikle, kuvarşça çok zengin kayaların ve K - feldispatın önemli bileşen olarak bulunduğu kayaların ve kloritçe zengin kayaların (b) değerlerini yükselteceğine dikkat ederek ayırım yapılmalıdır.

4 — Yüksek karbonat içeriğinin bulunduğu kayalar ve sıcaklığın artışıyla de - fenjitleşme ilerlemekte ve (b) değerlerinde bir azalma olmaktadır (Sassi, 1972; Sassi ve Scolari, 1974; Liborio ve Mottana, 1970; Cipriani ve diğerleri, 1971).

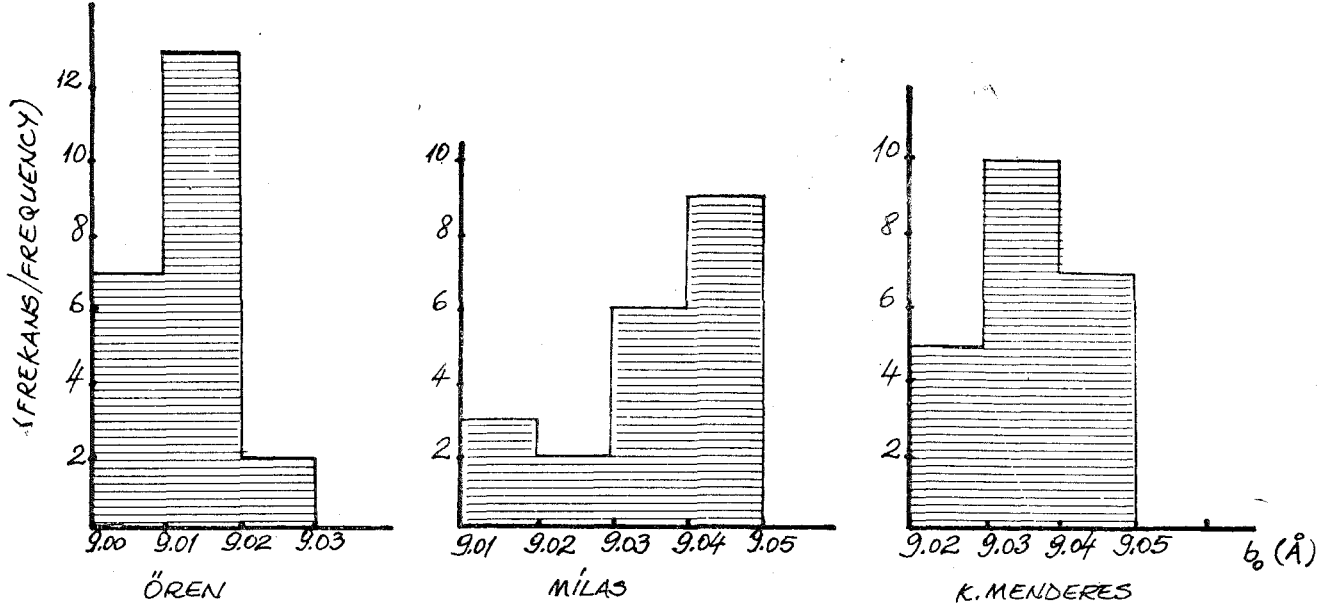
## ANALİTİK VERİLER

Çizelge : 1'den de görüleceği gibi K- Menderes grubundaki, beyaz mikaların 0.86'sı, Milas grubundakilerin 0.75 ve Ören grubundakilerin de 0.045'u fenjitik karakterde çıkmıştır (Şekil : 2). (b) parametrelerinde gözlenen belirgin değişimler önemli bir tektonik çizgi olan K. Menderes grabeninin yakınında toplanan örneklerde tipik olarak gözlenmektedir.

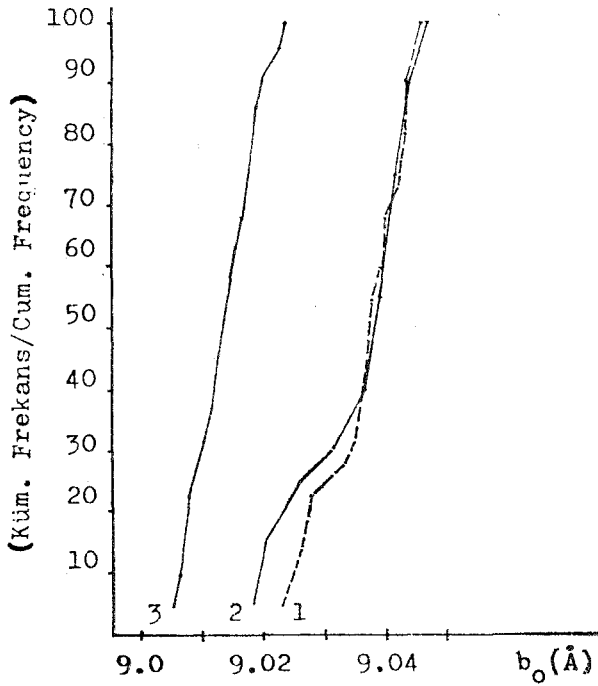
Daha önceki literatür bilgilerimize göre, (Milas - Bafa Gölünün kuzeyi) Milas Grubu kayalarını da kapsayan bir bölge Menderes Masifi metamorfizmaları için sınır olarak düşünülmekteydi. Analitik verilerin ışığında şu durum açıkça görülmektedir; Milas ve K. Menderes grubu kayalarını etkileyen metamorfizma basınç açısından aynı koşulları getirmektedir ve Ören grubunun aritmetik ortalaması diğer iki gruptan oldukça farklı bir değer vermiştir. Dolayısıyla, Ören Grubunun basınç kriteri açısından diğer iki bölgeye oranla daha düşük dereceli bir metamorfizmadan etkilendiği söylenebilir.

Lokasyon	Number of Samples Örnek say.	Mean value ( $b_0$ )	Stand. Dev. Stan. Sap.	% Phengite % Fen.	% Muscovite % Musk.
K. Menderes	22	9.036	0.007	% 86	% 14
Milas	20	9.035	0.009	% 75	% 25
Ören	22	9.013	0.005	% 4.5	% 95.5

Çizelge 1. Menderes Masifindeki üç bölgenin analitik sonuçları.  
Table 1. Analytical results of three region in Menderes Massif.



Şekil 2. Çalışılan bölgelerdeki beyaz mikaların ( $b_0$ ) parametreleri frekans histogramları.  
Figure 2. Frequency histogram of  $b_0$  values of the white micas of studied areas.



- 1- K.Menderes (n=22)  
2- Milas (n=20)  
3- Ören (n=22)

Menderes Masifinde incelenen bu üç ayrı bölgenin kümülatif frekans eğrileri ve histogramları çizildiğinde çok tipik olarak 1. ve 2. grubun birleştiği ve 3. grubun ise belirgin bir şekilde bu iki gruptan ayrıldığı gözlenecektir (Şekil : 3). Bu üç grubun karma verilerinden itibaren çizilen kümülatif frekans eğrisi geniş bir yayılım göstermektedir ve genel aritmetik ortalama da 9.028 olmaktadır. Menderes Masifinde daha önce yapılan çalışmaların daha düşük bir popülasyonda (22 örnek) oluşturdukları ortalama karma değer de (9027 Å) yaklaşık olarak aynıdır (Evirgen, 1979; Evirgen ve Ataman, 1981; Evirgen ve Ataman, 1982).

#### DÜNYADAKİ DİĞER MASİFLER VE KARŞILAŞTIRMA

Çeşitli yeşilist fasiyesi pelitik şistlerinin incelendiği Bosost, Ryoke, N. New Hampshire, Doğu Alpler, Otago, Sanbagawa, Daday masiflerinde yapılan benzer ( $b_0$ ) parametreleri ölçme çalışmaları sonucunda bulunan analitik veriler Çizelge : 2'de verilmiştir.

Bu masiflerin ( $b_0$ ) parametrelerinin kümülatif frekans eğrileri ve ( $b_0$ ) değerlerinin çeşitli metamorfizmalardaki

Şekil 3. K. Menderes, Milas ve Ören yöreleri beyaz mikalarının kümülatif frekans eğrileri.

Figure 3- Cumulative frequency curves of white micas from the studied areas of the K- Menderes, Milas and Ören.

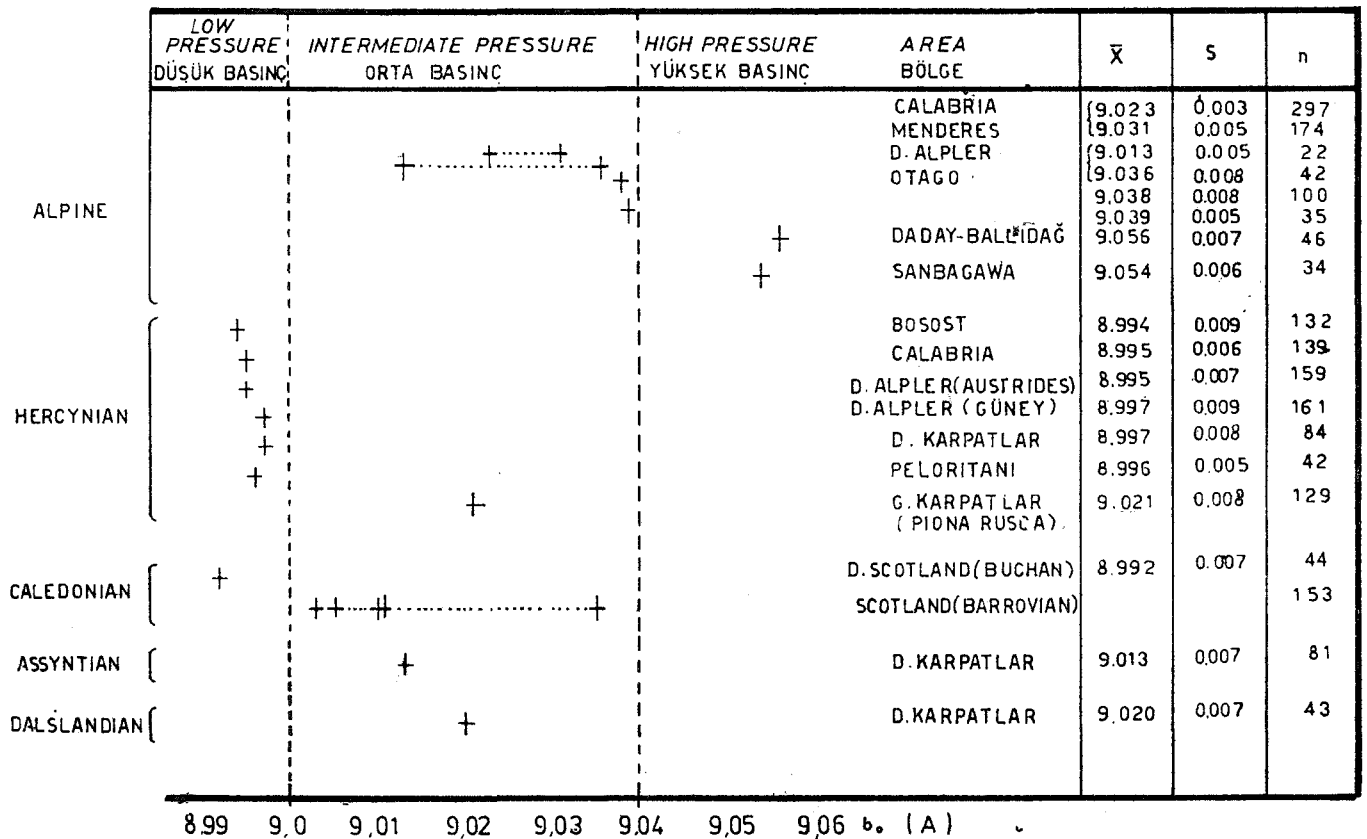
	Number of Samples Örnek Say.	Mean value Ort. (b <sub>0</sub> )	Standart deviation Stan. Sap.
Bosost	132	8.994	0.009
Ryoke	46	9.013	0.006
N. New Hampshire	17	9.011	0.010
Doğu Alpler	100	9.038	0.008
Otago	35	9.039	0.005
Sanbagawa	34	9.054	0.006
Daday - Ballıdağ	46	9.056	0.007

Çizelge 2. Dünyadaki bazı masiflerin b<sub>0</sub> değerlerinin beyaz mikaların analitik sonuçları.

Table 2. Analytical results of the b<sub>0</sub> values of the white micas from some other massives in the world.

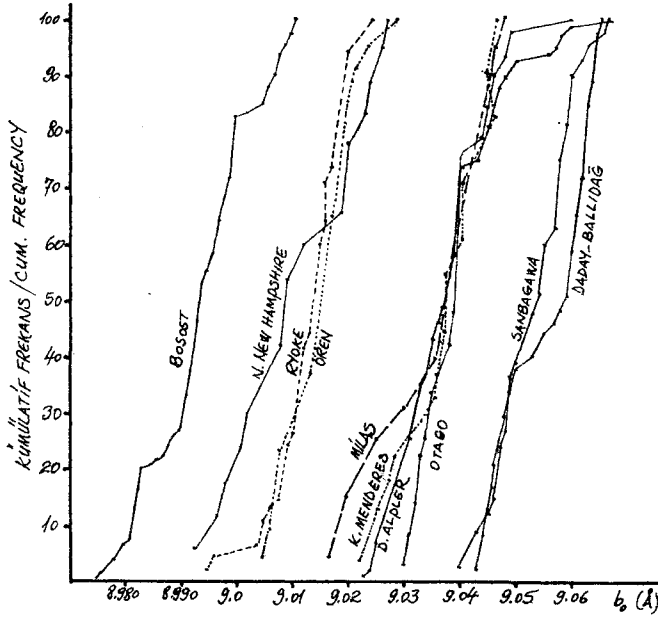
basınç karakteristiklerine göre dağılımları incelenecek olursa Sanbagawa (Iwaski ve diğerleri, 1978) ve Daday (Boccalletti ve diğerleri, 1968, Sassi ve diğerleri, 1974) Doğu Alpler ve Otago, N. New Hampshire ve Ryoke'nin kümelendiği belirgin olarak görülebilecektir (Şekil : 4). Çizelge : 3'den de görüleceği gibi, Daday ve Sanbagawa yüksek basınç, Doğu Alpler ise orta basınç - yüksek basınç sınırında bir karakterdir (Sassi ve diğerleri, 1976). Bu verilerin ışığı altında düşünüldüğünde Menderes Masifi için 9.028 A°luk böyle bir karma değer yaklaşımı tipik değildir. Ancak, daha önceki çalışmalarda da varılan yüksek ve düşük basınçlar arasındaki bir orta değerdeki basınç karakteri yargısı genelde geçerliliğini korumaktadır. Bu durumda incelenen üç

bölgeden 1. ve 2. grupların tipik Menderes Masifi metamorfizması, 3. grubun ise yeşilist fasiyesinin daha düşük dereceli koşullarında bir genç faz metamorfizmasından etkilendiği ortaya çıkmaktadır. Ve bu genç fazların da (3- grubun) Menderes Masifi metamorfizması içinde düşünülmesi durumunda (b<sub>0</sub>) ortalama değeri 9028 °A olarak bulunmaktadır. Diğer iki grubun (1. ve 2. grupların) ayrı düşünülmesi durumunda ise (b<sub>0</sub>) ort. = 9.036 °A'luk bir değer ile basınç karakterinin de oldukça değiştiği görülecektir. Ören grubunun 9.013'lük (b<sub>0</sub>) ortalaması da aslında orta basınç (alt sınırı) vermektedir ancak,  $\Delta(b_0) = 0.023 = (9.036 - 9.028)$  değeri aritmetik olarak oldukça önemli bir fark oluşturmaktadır (Çizelge : 3).



Çizelge 3. Dünyadaki diğer masiflerle Menderes Masifinin basınç karakterleri bakımından ilişkileri.

Table 3. Comparison of the character of pressure from Menderes Massif and from some other massives in the world.



Şekil 4. Dünyadaki diğer masiflerle, çalışılan bölgelerin kümülatif frekans eğrileri ilişkileri (Sassi ve Scolari, 1974'den alınmıştır).

Figure 4. Comparative cumulative frequency curves obtained from study areas and from some other massives given in the literature (After Sassi ve Scolari, 1974).

Dünyadaki diğer masiflerle karşılaştırıldığında 1. ve 2-grubun Doğu Alpler ve Otago bölgeleriyle çok büyük bir benzerlik 3. grubun ise Ryoke ve Doğu Karpatlarla (Assyntian) çok büyük bir benzerlik gösterdiği görülmektedir (Şekil : 4) ve Çizelge :3).

Şüphesiz ki, bundan sonraki çalışmalarda masifden toplanacak uygun nitelikli verilerle bu ortalama değerlerde bazı değişiklikler olabileceği beklenmelidir. Ancak, bir basınç aralığı için orta dereceli (~450°C ve 5 kb) bir basınç karakteri verilebilir.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

Boccaletti, M., Bortolotti, V., Malesani, P.G., Manetti, P., Papani, G., ve Sassi, F.P., 1968, Preliminary report on the geologic and petrographic mission in the pontic Ranges (Turkey - Summer 1968) : Boll. Soc. Geol. It., 87, 667 - 676.

Cipriani, C, Sassi, F.P. ve Scolari, A., 1971, Metamorphic White Micas : Definition of Paragenetic fields : Schweiz. Min. Petr. Mitt., 51,259 - 302.

Evirgen, M.M., 1979, Menderes Masifi Metamorfizmasına Petroloji, Petrokimya ve jenez açısından yaklaşımlar (Ödemiş - Tire - Bayındır - Turgutlu Yöresi) : H.Ü. Doktora Tezi (Yayınlanmamış), 185 s., Ankara.

Evirgen, M.M., ve Ataman, G., 1981, Menderes Masifinin merkezi bölgesinin metamorfizmasının incelenmesi; İzograd, Basınç ve Sıcaklık :Yerbilimleri, 7, 15 -26.

Evirgen, M.M., ve Ataman, G., 1982, Etude du métamorphisme de la zone centrale du Massif du Menderes. Isogrades, pressions et temperature : Bull. Soc. geol. France, (7), 29, 309-319.

Fritsch, W., Meixner, H., Wieseneder, H., 1967, Zur quantitativen Klassifikation der Kristallinen Schiefer, 2. Mitteilung : N. Jb. Miner., Monatsh., 364 - 376.

Iwasaki, M., Sassi, F.P., ve Zirpoli, G., 1978, New data on the K-white micas from the Sahbagawa metamorphic belt, and their petrologic significance : Jour. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol., 73, 274 - 280.

Liborio, G., ve Mottana, A., 1970, Il complesso metamorfica sudalpino nelle Api Orobie. 11° : Variazione delle proprietà röntgenografiche delle miche chiare degli scisti di edolo lungo direttrici metamorfiche : Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., 26,179 - 204.

Sassi, F.P., 1972, The petrological and geological significance of the  $b_0$  values of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps : Tschermaks Mineral. Petrog. Mitt., 18, 105-113.

Sassi, F.P., ve Scolari, A., 1974, The  $b_0$  value of the potassic white micas as a barometric indicator in lowgrade metamorphism of pelitic schists : Contr. Mineral. Petrol., 45, 143 -152.

Sassi, F.P., Scolari, A., Bocquet, J., ve Dal Piaz, G.V., 1974, L'utilite de la mesure de  $b_0$  des micas blancs potassiques dans l'étude des ensembles metamorphiques. Application aux Alpes occidentales : Bull. Soc Geol. France, (7), 16,274 (abstr).

Sassi, F.P., Krautner, H.G., ve Zirpdi, G., 1976, Recognition of the Pressure Character in Greenschist Facies metamorphism : Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 56, 427 - 434.

Velde, B., 1965, Phengite micas; synthesis, stability, and natural occurrence : Am. Jour. Sci., 263, 886-913.

Velde, B., 1967, The  $Si^{4+}$  content in natural pengites : Contr. Mineral. Petrol., 14, 250 - 258.

Yazının geliş tarihi: Mart 1983

Yayına verildiği tarih : Ocak 1984



# Şarkışla (Sivas) güney-güneydoğusunun stratigrafisi ve jeolojik evrimi

Stratigraphy and geological evolution of the south-southeast of Şarkışla (Sivas)

ERGUN GÖKTEN, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Müh. Bölümü, Ankara.

**ÖZ :** inceleme alanı Şarkışla (Sivas) ilçesinin güney - güneydoğusunu kapsamaktadır. Bu alanda Üst Kretase-Paleosen, Eosen, Oligosen ve Pliyosen devrelerine ait oluşuklar yüzeylenmiştir. Üst Kretase - Paleosen denizel fasiyesli olup tüf, tüfit, volkanik kum taşı ve lavlarla katkılanmış türbiditik kireçtaşlarıyla, Eosen yine denizel fasiyesli çakıltaşı ve killi kireçtaşlarıyla, Oligosen lagüner fasiyesli jipsler ve gösel fasiyesli kumtaşı, çakıltaşı ve marnlarla, Pliyosen de karasal kökenli çakıltaşı, killi kireçtaşı ve bazaltlarla temsil edilmiştir. Sahanın olası temelini oluşturan ofiyolitli melanj oluşukları Paleosen'den Orta Eosen sonuna kadar olan zaman aralığında çökeller arasına çekim kaymalarıyla olistostromlar biçiminde yerleşmişlerdir. Volkanoklastik oluşuklar, türbiditik kireçtaşları, volkanizmanın jeokimyasal karakteri ile ofiyolitli melanjın ikincil yerleşmesini yapmış olması inceleme alanının Üst Kretase-Paleosen devresinde bir yay gerisi havza olarak gelişmiş olduğunu göstermektedir.

**ABSTRACT :** The investigated area is situated in the south and southeast of Şarkışla (Sivas), in which formations of Upper Cretaceous - Paleocene, Eocene, Oligocene and Pliocene ages crop out. While Upper Cretaceous - Paleocene is represented by turbiditic limestones intercalated with tuff, Tuffite, volcanic sandstone and lavas, Eocene is only represented by conglomerate and clayey limestones. Both of them are in marine origin. Oligocene is composed of lagunar gypsum and lacustrine sandstone, conglomerate, and marls. As for to Pliocene is also represented conglomerates, clayey limestones and basalts in terrestrial origin. Ophiolitic melange occurrences forming the basement (?) in the study area have been emplaced by gravity slides in the form of olistostromes into the sediments as separated sheets from Paleocene up to the end of middle Eocene. Volcanoclastics, turbiditic limestones, the secondary emplacement of the ophiolitic melange in the form of olistostromes and the geochemical character of the volcanism indicate that the study area has been developed as a kind of rear - arc basin during Paleocene time.

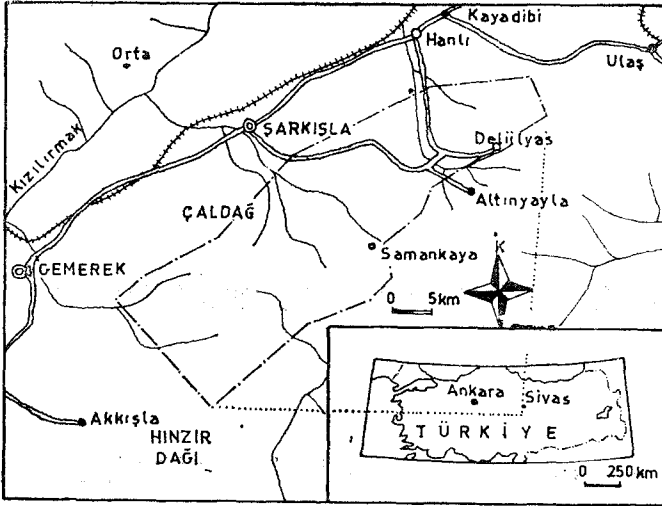
## GİRİŞ

İnceleme alanı İç Anadolu bölgesinin kuzeydoğu keşiminde yer almaktadır (şekil 1). Güneybatı - kuzeydoğu doğrultusunda uzanan inceleme alanının kuzeybatısında Şarkışla ilçesi yer almakta olup, güneybatıda Hınzırdağı, batıda Çaldağ, kuzeydoğuda Kösüllüdağ ve güneydoğuda Tonus ovası bulunur. İnceleme alanında daha önce yapılmış çalışmalar arasında Yücel (1955), İlker ve Özyeğin (1971),

Soytürk ve Bırgül (1972), Erkan ve diğerleri (1978) sayılabilir.

Bu makaleye esas olan araştırmanın amacı yöre stratigrafisinin ayrıntılı incelenmesiyle jeolojik gelişimin aydınlatılması ve devranın levha tektoniği kuramına göre konumunun belirlenmesidir. Çalışmada inceleme alanının stratigrafisi kaya türü ayırdımına dayandı, rılmış, paleontolojik ve kronolojik yönleriyle de bir bütün olarak incelenmiştir.





Şekil 1. Çalışma yerinin bulduru haritası.  
Figure I. Location map of the investigated area-

## LİTOSTRATİGRAFI

Bu bölümde litostratigrafi birimleri otokton ve allokton olanlar olmak üzere iki kısımda ele alınmışlardır.

### Otokton Birimler

#### Kaleköy Formasyonu

Tanım. Formasyon adı ilk kez bu yazıda kullanılmaktadır. Üst Kretase - Paleosen istifinin alt düzeylerini oluşturan bu formasyon kendi içinde biri allokton olmak üzere dört üyeye ayrılarak incelenebilecek kaya türü farklılıklarını göstermektedir. Formasyon volkanoklastik ve volkanik kayalarla temsil edilmektedir.

Tip yeri ve kesiti. Formasyonun tip yeri J 37 a3 paftasında, Kaleköy kuzeyindeki Arkaşandere ve Hasantepe yöreleri arasında yer almakta olup tip kesiti de burada ölçülmüştür.

Kaya türü. Formasyon altta yer yer pelajik kireçtaşı ve türbiditik kireçtaşlarının katıldığı egemen olarak litik tüf ve tüfitlerle başlamakta yer yer de diyabaz lavları içermektedir. Formasyonun orta düzeylerinde bu oluşuklara aglotneralar ve volkanik çakıltaşları katılmakta, üst kısımlarda ise yine türbiditik kireçtaşlarının katıldığı egemen durumdaki kırmızı renkli tüfitlerle sona ermektedir (şekil 5). Formasyonun orta ve üst kesimlerinde çeşitli büyüklüklerde ve değişik kaya türleriyle temsil edilen olistolitler yer almaktadır.

Alt ve Üst Sınırlar. Formasyonun alt sınırı inceleme alanında görülememektedir. Üst Sınırı ise Konakyazı formasyonu ile dereceli geçişlidir.

Kalınlık. Formasyonun ölçülü kesit yapılan yerdeki en çok görünür kalınlığı 1560 molarak hesaplanmıştır.

Dağılım. Formasyonu oluşturan kayastratigrafi birimleri sahanın kuzeydoğusundaki Karagüney tepe yöresinde, Karaboğazdere vadisinde, Kaleköy antiklinal eksenini boyunca, sahanın güneydoğusunda ise Mudarasın, Durgunsu, Bahçelalan ve Kışla köyleri yörelerinde yüzeylemektedir (şekil 2).

Yaş. Formasyonun yaşı içerdiği planktonik foraminifer ve nannoplankton biyozonlarına göre Maestrihtiyen -Orta Tanesiyen olarak saptanmıştır.

Deneştirme. İnceleme alanında Üst Kretase yaşlı seviyelerin en üst düzeyleri ile Orta Tanesiyen çağına kadar olan Paleosen serilerini temsil eden bu formasyonun tabanını ne inceleme alanında ne de yakın çevresinde izlenememektedir. Bu birim sahamız içerisinde çalışmış olan Erkan ve diğerlerinin (1978) Elmalıdağ Formasyonu ile deneştirilebilir. Sahamızın çok güney - güneybatısında bulunan Bol-kardağlarındaki Ayrancı havzasında Demirtaşlı ve diğerlerinin (1973) Alt Paleosen yaşını verdikleri Kalkankaya ve Paleosen-Alt Eosen yaşlı Halkapınar Formasyonlarıyla da korelasyon gücüne karşın benzerdirler. 1

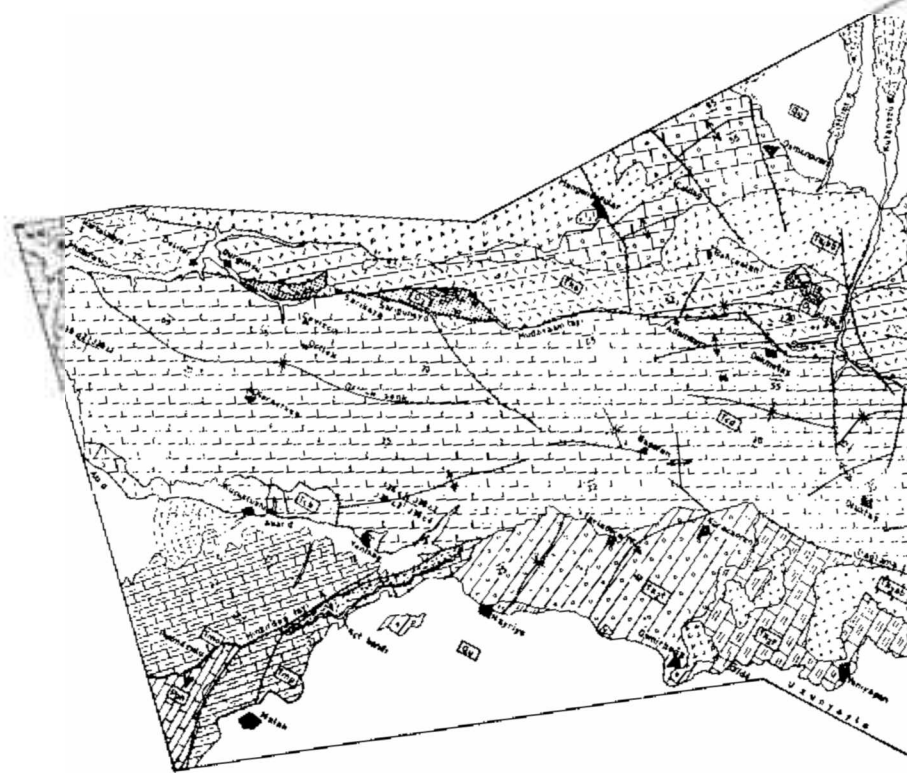
Formasyonun üyeleri şunlardır:

Arkaşandere volkanoklastik üyesi

1) Tanım, tip yeri ve kesiti. Üye adını Kaleköy antiklinal eksenine paralel olarak akan Arkaşandere'den almakta olup tip yeri ve kesiti derenin yamaçlarında yer almaktadır.

2) Kaya türü. Türbiditik özellikli kireçtaşlarıyla başlayan üye egemen olarak litik tüf, litik tüfit, kristal tüf, kristal tüfit, lapilli tüf, volkanik kumtaşı, aglomera, yer yer diyabaz ve olivinli bazalt lavlarıyla bunlarla ardalanan pelajik oluşuklarla temsil edilmektedir. Bunlardan kesitin alt kısımlarında yer alan türbiditik kireçtaşları 2-10 sm arasında katmanlı ve taban yapıdadırlar (örg. Flute mark). İçlerinde havza içi türemeli biyojen karbonat taneleri ayrıca da havza dışı türemeli karbonat parçalarıyla az miktarda çört, feldspat, kuvars ve mafik mineraller bulunmaktadır. Bunlar kireç tanetaşı ve kireç vaketası (Dunham, 1962) mikrofasiyesindedirler (SMF 4-5, Wilson, 1975). Litik tüfler ve litik tüfitler 5-50 sm katmanlı olup plajiyoklaz fenokristalleri, volkanik cam parçaları, az piroksen ve olivin ile çok az epidot ve volkanik kayaç parçalarıyla az miktardaki epiklastik malzemeden oluşmuşlardır. Litik tüfitlerde türbidite etkisi de görülmektedir. Bazı düzeylerde yaygın küresel ayrışım gelişmiştir, kristal tüf ve tüfitler ise arazide marna benzeyen düzeyleri oluşturmuşlardır ki içlerinde plajiyoklaz mikrolitleri egemendir. Yine türbidite akıntılarıyla taşınmış olan volkanik kumtaşlarında bileşenler silik köşeli ve oldukça iyi boyulanmalı plajiyoklaz az kuvars, klorit ve demiroksitli minerallerden oluşmakta ve bunlar bir mikrit hamur içinde bulunmaktadırlar. Lapilli tüfler 5 - 6 m ye ulaşan katmanlar halindedirler ve %50 tüf, %50 lapilli malzemesi içermektedirler. Aglomeralar ara yığılımlar halinde ve yanal devamsız olarak bulunmaktadırlar. Bileşenleri başlıca bazalt, andezit ve diyabaz çakılları olup volkanik kökenli bir tür flaksotürbidit durumundadırlar.

Diyabaz arakatlıkları da katmanlar halinde bulunmaktadır. Çok fazla silisleşmiş olan bu kayalarda hipidiyomorf plajiyoklaz kristallerinin yerleri kısmen kuvars ve kloritle doldurulmuştur. Kayalarda ayrıca feno ve mikrofenokristaller halinde ojit ve yeşil hornblende bulunmakta olup hamur da kısmen kloritleşmiş kısmen de silisleşmiştir. Olivinli bazalt lavları da fenokristaller halinde kloritleşmiş labrador, fenokristaller halinde idiyomorf ojit ve olivin içermektedirler. Hamur plajiyoklaz mikrolitleriyle mikro oluşumlar halinde ojit, olivin ve camdan oluşmaktadır.



Şekil 2- İnceleme alanının jeoloji haritası.  
Figure 2 Geological map of the investigated area.



Bütün bunlarla ardalı olan pelajik oluşuklar da 2 m katman kalınlıklarına ulaşan killi kireç çamurtaşlarıdır (SMF 3, Wilson, 1975).

3) Alt ve üst sınırlar. Üyenin alt sınırı görülememektedir. En derin kısımları Sarıkaya ofiyolitli melanaj olis-tromunun kuzeyinde sergilenmiştir. Üst sınırı ise Hasantepe tüfit üyesi ile geçişlidir.

4) Kalınlık. Üyenin görünür kalınlığı 1292 mdir.

5) Dağılım. Birim sahanın kuzeydoğusunda Karatepe ve Karagüneytepe arasında, Karaboğaz deresi vadisinin batı yamaçlarında ve Kaleköy antiklinal ekseninin her iki tarafında ve güneybatıda Kışla ile Mudarasın köyleri arasında yüzeylenmektedir (şekil 2).

6) Fosil topluluğu ve yaş. Üyenin en alt düzeylerinden alınan kireç çamurtaşı örneklerinde Globotruncana stuarti (De Lapparent), G. lapparenti Bolli, G. contusa (Cushman), Heterohelix sp., Ticinella sp. fosilleri saptanmıştır. Birimin daha üst düzeylerindeki biyoklastik kireçtaşlarında aynı zaman planında şelften aktarılmış fosiller olarak : Distichoplax biserialis (Dietrich), Nummulites sp., Discocyclina sp., Assilina sp., Alveolina sp., Textularia sp., Globigerina sp., Globorotalia sp., Miliolidae, Rotaliidae, Echinoidea, Lamellibranchiata, Lithotamnium sp., Lithophyllum sp., bulunmuştur. Daha yaşlı oluşuklardan kırıklı tane fosil veya bir kayaç parçası içinde taşınmış olarak da : Orbitoides sp., Siderolites calcitropoides Lamarck, Omphalocyclus sp. fosilleri saptanmıştır.

Planktonik Foraminifera'larca fakir olan Paleosen'e ait pelajik düzeylerden yapılan preparatlarda Nannoplanktonlardan : Fasciculithus tympaniformis Hay ve Mohler, Fasciculithus involutus Bramlette ve Sullivan, Heliolithus Kleinpellii Sullivan, Braarudosphaera bigelowi (Gran ve Braarud), Chiastmolithus danicus (Brotzen), Chiastmolithus consuetus (Bramlette ve Sullivan), micrantholithus concinnus (Bramlette ve Sullivan), Sphenolithus radians Deflandre, Toweius eminens (Bramlette ve Sullivan), Ericsonia supertusa Hay ve Mohler, Ellipsolithus maceilus (Bramlette ve Sullivan), Prinsius bisulcus (Stradner), Zygodiscus sigmoides Bramlette ve Sullivan fosilleri saptanmıştır. Üst Kretase'ye ait düzeylerde nannoplanktona rastlanmamıştır. Bu fosil kapsamı ile üye Maestrihtiyen - Alt Tanesiyen olarak yaşlandırılmıştır.

7) Ortamsal yorum. Üyenin türbiditik (allopapik kireçtaşı : Meischner, 1964) kireçtaşları açık deniz şelfi ile basen arasında çökeldiklerini belgeleyen sedimantolojik veriler sunmaktadırlar. Üst Kretase - Paleosen sırasında devamlı olmuş olan havzada görülebilen en derin kısmın iraksak karakter sunan kireçtaşlarıyla başlaması ve bunların yoğun volkanik malzeme arasında katkılar halinde bulunmaları sahanın hızlı bir subsidansla Maestrihtiyen'den beri riftleşme aşamasında bulunduğunu belgelemektedir (örg. Price, 1977). Çökelenin sürmesi sırasında şelften eşyaşlı yarıplastik kireçtaşları derinlere kaymışlar ve ortama olistolitler halinde yerleşmişlerdir. Bu durum subsidansın şelf üzerinde daha yavaş geliştiğinin kanıtıdır. Volkanik oluşuklar deniz altında patlamalı türden bir etkinliğin ürünleri olarak meydana gelmişlerdir. Litik tüf ve tüfitler alüvyal fasiyesi temsil ederlerken (Parsons, 1969; Smedes ve Prostka, 1972 : Walton, 1977'dan) piroklastik breş ve aglomeralar da deniz altındaki volkanların baca yakınlarını

temsil etmektedirler. Kalın volkanoklastik istif ve ince lav yaygıları subsidansın volkanizmaya egemenliğini yansıtmaktadır (Smith, 1960; Fiske, 1963; Walton, 1977). Oluşuklardaki türbidite etkisi bu volkanik patlamaların ve onları denetleyen tektonik hareketlerin sonucunda meydana gelmiştir.

#### Karaboğazdere andezit üyesi

1) Tanım ve tip yeri. Birim adını Karaboğazdere'den almaktadır. Tip yeri dere vadisi içerisinde.

2) Kaya türü. Birimin kaya türü grimsi siyah renkli ojit andezitlerdir. İçlerinde fenokristaller halinde idiomorf oligoklaz - andezin ve andezin ile fenokristaller halinde idiomorf ojit bulunmakta olup hamurları da plajiyoklaz mikrolitleri içeren kloritleşmiş camsı malzemeden oluşmaktadır.

3) Alt, üst sınırlar ve kalınlık. Birim tümüyle Arkaşandere üyesi içinde yer almakta olup daha önce oluşmuş istifi keserek çıkmış ve bu üye içerisinde yer almıştır (şekil 5). Yanal devamsız olan birim en kalın yerinde 160 m dir.

4) Dağılım. Birim inceleme alanının kuzeydoğusunda yer alan Karaboğazdere vadisi içerisinde ve Minarekaya tepenin güneybatısında vadinin iki yamacında yüzeylenmektedir (şekil 2).

#### Hasantepe tüfit üyesi

1) Tanım tip yeri ve kesiti. Üye adını Kaleköy'ün 2 km batısında bulunan Hasantepe'den almakta olup tip yeri ve kesiti J 37 a3 paftasında Hasantepe dolayındadır. Egemen litolojisi kırmızı renkli tüfitlerdir.

2) Kaya türü. Üyenin arazide görünen karakteristik özelliği kırmızı bordo rengidir. Egemen kaya türü cam ve cam-kristal tüfitler olup bunlara yer yer pelajik kireç çamurtaşları eşlik etmektedir.

Cam tüfitler ve cam - kristal tüfitler 30 - 350 sm arasında katmanlı olup kristal tüfitlerde fenokristaller halinde albit - oligoklaz az miktarda klorit ve kristalleşmiş ve kloritleşmiş camsı malzeme bulunmaktadır. Cam tüfitler ileri derecede karbonatlaşmaya ve kloritleşmeye uğramışlardır. Bunlarla ardalı az sayıdaki 10-40 sm arasında katmanlı türbiditik kireçtaşı katmanı kireç istiftaşı ve kireç tanetaşı (SMF 4-5), ortalama 1 m kalınlıktaki pelajik düzeyler de killi kireç çamurtaşı (SMF 3) mikrofasiyesleri göstermektedirler. Üyenin orta kesimlerinde bir kireçtaşı olistolit dizisi yer almaktadır.

3) Alt ve üst sınırlar. Üyenin alt sınırı Arkaşandere üyesi ile, üst sınırı da Konakyazı formasyonuna ait Topaktaşdere üyesi ile geçişlidir.

4) Kalınlık. Üyenin kesit ölçülen yerdeki kalınlığı 268 m dir. Bu kalınlık güneybatıya doğru azalarak sifra inmektedir.

5) Dağılım. Üye tip kesitinin bulunduğu yerden başlayarak güneybatıya doğru yayılmakta ve incelenerek kaybolmaktadır. Sahanın kuzeyinde ise Karaboğaz deresi vadisinde, Gazibey köyü kuzeyinde ve Gazibey'in doğusunda yer alan Karagüney tepenin güneyinde görülmektedir.

6) Fosiller ve yaş. Üyenin biyoklastik kireçtaşlarında şelften derinlere taşınmış olarak :

*Distichoplax biserialis* Dietrich, *Missisippina* sp., *Discoyclina* sp., *Kathina* sp., *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., *Miliolidae*, *Lagenidae*, *Rotaliidae*, *Bryozoa*, *Echinoidea* fosilleri bulunmuştur. Killi kireç çamurtaşlarında ise az miktardaki *Globigerina* ve *Globorotalia*'nın yanısıra nannoplanktonlardan :

*Markalius astroporus* (Stradner), *Fasciculithus tympaniformis* Hay ve Mohler, *Toweius eminens* (Bramlette ve Sullivan), *Discoaster gemmeus* (Stradner) bulunmuştur. Bu fosillerle üyenin yaşı Alt - Orta Tanesiyen olarak belirlenmiştir.

7) Ortamsal yorum : Üyenin içerisinde yer alan az sayıdaki türbiditik kireçtaşlarının ince katmanlı, pelajik düzeylerin ise kalın katmanlı olmaları bunların ıraksak karakterli olduklarını belgelemektedir. Çökme yerleri açık şelf ile basen arasında olmalıdır. Üyenin kırmızı rengi demiroksitli minerallerin eseridir ki bunların karadan aktarılmış olması halinde kaynak alanında kurak bir iklimin sürmekte olduğu sonucu çıkarılabilir.

#### Konakyazı Formasyonu.

Tanım. Formasyon adı ilk kez bu yazıda kullanılmaktadır. Paleosen istifinin orta ve üst düzeylerini içine alan bu formasyon egemen olarak türbiditik kireçtaşlarıyla, ayrıca da tuf, bazalt, marn ve ofiyolitli melanj oluşuklarıyla temsil edilmektedir. Kendi içerisinde biri alloktan beş üyeye ayrılarak incelenmiştir ki alloktan üye, alloktan birimler içerisinde anlatılmıştır.

Tip yeri ve kesiti. Formasyona ait sedimanter kökenli birimlerin tip yer ve kesitleri Konakyazı köyünün güneyinde Topaktaşdere vadisi içerisinde yer almaktadır.

Kaya türü. Formasyon başlıca türbiditik kireçtaşlarıyla pelajik kireçtaşı ardalanmasından meydana gelmektedir. Bazı yörelerde olivinli bazaltlar ile parçalı volkanitler istife eşlik etmektedirler. Ofiyolitli melanj oluşuklarının olistostromlar halinde içerisinde yer aldığı formasyon en üstte marnlarla son bulmaktadır (şekil 5).

Alt ve üst sınırlar. Formasyon alt sınırında Kaleköy formasyonunun kısmen Hasantepe kısmen de Arkaşandere üyesi ile geçişlidir. Üst sınırında sahada herhangi bir birimle dokanağı görülmemektedir. Sahanın güneydoğusundaki Lütseyen serileriyle dokanakları Oligosen çökelleriyle gözlenmiş bulunmaktadır. Fakat doğrultularının farklılığından açılı uyumsuz ilişkide buldukları düşünebiliriz.

Kalınlık. Formasyonun kalınlığı yaklaşık 1700 m'dir.

Dağılım. Bu formasyona ait birimler Konakyazı ve Gazibey köyleri çevreleriyle kuzeybatıda Yassıpınar, Kösülüdağ ve Karalar köyleri arasında, sahanın kuzey ve batısında ise Cemal, Osmanpınarı, Mengensofular ve Sarıççek köyleri yörelerinde yayılmaktadır (şekil 2).

Formasyonun üyeleri şunlardır :

Topaktaşdere kireçtaşı üyesi

1) Tanım, tip yeri ve kesiti. Üye adını Konakyazı köyü güneyindeki Topaktaşdere'den almaktadır. Tip yeri ve kesiti derenin yamaçlarında yer almaktadır. Birim başlıca türbiditik kireçtaşı ve pelajik arakatlılardan oluşmaktadır.

2) Kaya türü. Üye türbiditik karakterli biyoklastik kireçtaşları kireç tanetaşı (SMF 5), kireç istif taşı (SMF 4) ve kireç vaketaşı (SMF 2) mikrofasiyelerinde bulunmak-

tadır. Tanetaşı ve istiftaşlarında taşınmış alg ve fosil parçalarına, az miktarda kuvars, plajiyoklaz, hornblende, ojit, olivin ve opak minerallerle kayaç parçalarına rastlanmaktadır. Taban yapıları içeren katmanlar derecelenme ve laminasyon da göstermektedirler. Mikrobiyoklastik olarak kalsisiltit da adlandırılabilir kireç vaketaşlarında mikrit hamur içerisinde küçük resif kökenli karbonat parçaları ve planktonik foraminiferler izlenmektedir.

Kireç vaketaşlarındaki mikritik hamurda ve diğer biyoklastik kireçtaşlarındaki taşınmış alg parçalarında yaygın silisleşmeler görülmektedir.

Türbiditik karakter sunan bu oluşuklarla ardalı olarak da oldukça kalın katmanlar halinde beyazımsı grimsi ve bazı düzeylerde de pembemsi renkli pelajik oluşuklar killi kireç çamurtaşı (SMF 3) mikrofasiyesinde bulunmaktadırlar.

Üyenin alt düzeylerinde ince katmanlı ve Meischner (1964)'in 2a, b ve 3 düzeylerine karşılık gelen bu alodapik kireçtaşı katmanları, üyenin üst kısımlarına doğru kalınlaşmakta ve labc fasiyelerini karşılar hale gelmektedir. Ayrıca alt düzeylerde 2.5 m kalınlığa ulaşan pelajik oluşuklar da üst düzeylere doğru incelmekte ve 20 - 150 sm arasında inmektedirler. Üyenin çeşitli yerlerinde kireçtaşı olistolit dizileri de bulunmaktadır.

3) Alt ve üst sınırlar. Üyenin alt sınırı Kaleköy formasyonunun kısmen Hasantepe kısmen de Arkaşandere üyeleriyle geçişlidir. Üst sınırında ise Gazibey marn üyesi ile geçişli bulunmaktadır.

4) Kalınlık. Üyenin kalınlığı 1700 m ye yaklaşmaktadır.

5) Dağılım. Üye Konakyazı senklinali çevresinde, batıda Mengensofular köyünün doğu ve kuzeydoğusunda, kuzeyde Çömçekoyak tepe yöresinde, Gazibey antiklinal eksenini çevresinde, kuzeydoğuda Beydiyin köyü kuzeyinde ve doğusunda yayılmaktadır (şekil 2).

6) Fosiller ve yaş. Üyenin biyoklastik kireçtaşlarında şelften aynı zaman planında taşınmış fosiller olarak :

*Discocyclina seunesi* Douville, *Globorotalia* cf. *rex* Martin, *Nummulites* sp., *Alveolina* sp., *Kathina* sp., *Missisippina* sp., *Daviesina* sp., *Miscellania* sp., *Assilina* sp., *Operculina* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., *Miliolidae*, *Buliminidae*, *Nodosariidae*, *Echinoidea*, *Bryozoa*, *Distichoplax biserialis* (Dietrich), *Lithothamnium* sp., *Lithophyllum* sp. bulunmuştur. Bunların yanında Üst Kretase yaşlı kayaçlardan tane veya kayaç parçaları içinde taşınmış olarak *Orbitoides* sp., *Siderolites* sp., *Omphalocyclus* sp., *Lepidorbitoides* sp. ve *Rudistida* kabuk parçaları bulunmaktadır. Pelajik kireç çamurtaşlarında ise az miktarda *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., fosilleri ve *Radiolarialar* bulunmaktadır. Nannoplankton olarak ise :

*Fasciculithus involutus* Bramlette ve Sullivan, *Markalius astroporus* (Stradner), *Discoaster multiradiatus* Bramlette ve Riedel, *Ericsonia supertusa* Hay ve Mohler, *Zygodiscus sigtoides* Bramlette ve Sullivan, *Neochiastozygus digitosus* Perch ve Nielsen, *Fasciculithus tympaniformis* Hay ve Mohler.

Bu fosillerle üyenin yaşı Üst Tanesiyen (İlerdiyen?) olarak saptanmıştır.

7) Ortamsal yorum. Üyeye ait katmanların genel özellikleri bunların türbidite akıntıları etkisinde oluşturulmuş olduklarını ve alt kesimlerinde ıraksak karakter ser-

gilediklerini göstermektedir. Bunlar açık şelf ile basen arasında çökelmişlerdir. Üyenin üst kısımlarına doğru türbiditlerin katman kalınlıklarının artması ve karakterlerinin değişmesi bunların ortaçağ kısmen de yakınsak bir karaktere geçtiklerini göstermektedir. Çökeltme yerleri dik yamaç etekleriyle derin şelf kenarı arasındadır. (Wilson, 1975). Bu oluşuklar üyenin üst kesimlerini doğru havzada tortullaşmanın subsidansı geçtiğini ve dolayısıyla havzanın dolmaya başladığını ve oransal bir regresif fazın sürmekte olduğunu gösterebilir. İstif genel olarak yukarı doğru kabalaşan bir istif karakterindedir (Walker, 1970).

#### Karataştepe bazalt üyesi

1) Tanım ve tip yeri. Birim adını Konakyazı köyünün 4 km kuzeydoğusunda bulunan Karataştepe'den almaktadır.

2) Kaya türü. Bunlar egemen olarak olivin bazaltlarla daha az albit diyabaz, ojit andezitler ve bunlara eşlik eden volkanik breş ve aglomeralardan oluşmaktadır. Lavlar ve volkanoklastikler iç içe görünümündedirler. Olivin bazaltlarda fenokristaller halinde idiomorf ve hipidiyomorf labrador ile ojit, hipidiyomorf ve ksenomorf oluşumlar halinde olivin bulunmakta, hamurları ise plajiyoklaz mikrolitleri içeren volkanik camdan oluşmaktadır. Dokuları engellemelidir. Kayaçlarda badem yapısı görülmekte sık sık da yastık lav geometrisine uygun gelişmiş küresel ayrışmalar izlenmektedir.

Ojit andezitlerde feno ve mikrofenokristaller halinde oligoklaz ve ojit bulunmakta olup hamur mikroçubuklar halinde plajiyoklaz, mikroolüşümler halinde az miktarda koyu renkli mineral ve kristalleşmiş camı materyalden oluşmaktadır. Albit diyabazlarda fenokristaller halinde albit, gözenek dolgusu halinde olivin ve az ojit bulunmakta olup, kloritleşmiş bir camı malzeme ile bağlanmışlardır. Burada ayrıtısına girilmeyecek olan jeokimyasal analizlerine göre bunlar kısmen kalkalkalen çoğunlukla da alkali karakter sergilemektedirler.

3) Alt ve üst sınırlar. Birim tümüyle Topaktaşdere üyesi içinde kalmaktadır. Topaktaşdere üyesinin çökelişi sırasında önceki oluşukları keserek çıkmış ve çökeller arasına yerleşmişlerdir.

4) Kalınlık. Birim yanal devamsız olup kalınlığı da değişkendir. Karataştepe dolayında 200 m ve ulaştığı ileri sürülebilir.

5) Dağılım. Birim Karataştepe'den güneybatıya doğru Ağıllar deresi ve Akçakoyun deresinin güneydoğu yamaçlarında, Büyüköz deresinin kuzey yamaçlarında yüzeylenmektedir. Batıda da Bahçealan ve Kışla köyünün kuzeyinde ve Mengenofular köyünün batısında geniş sahada yüzeylenmektedir (şekil 2).

6) Yaş. Birimin yaşı içerisinde bulunduğu Topaktaşdere üyesinin yaşı olan Üst Tanesiyen'dir.

7) Yorum. Birim kayaçları patlamalı bir volkanizmanın ürünü olarak ve kıta içi bir açılımla çıkmışlardır. Kısmen kalkalkalen ve çoğunlukla da alkali karakterdeki bu oluşuklar sahanın riftleşme aşamasında bulunduğu kanıtıdır.

#### Karatepe volkanit üyesi

1) Tanım, tip yeri ve kesiti. Birim adını Şarkışla - Kaleköy yolu üzerinde bulunan ve Konakyazı köyünün 5.5 km kuzey kuzeydoğusunda yer alan Karatepe'den almaktadır. Tip yeri Karatepe yöresi ve Topaktaşdere vadisinin

kuzey yamaçlarıdır. Tip kesiti Karatepe'de Ölçülmüştür. Egemen kaya türü parçalı volkanitlerdir.

2) Kaya türü. Birim genel olarak tüf ve tüfitlerle bunlara katılan pelajik benzeri oluşuklardan meydana gelmektedir. Tüfler içerdikleri mineral, cam ve kayaç parçası oranlarına göre cam - kristal tüf, kristal - cam tüf ve litik tüf mikrofasiyeslerinde bulunmaktadırlar. Ortak karakter olarak idiomorf ve hipidiyomorf fenokristaller halinde bol ojit, az amfibol, hipidiyomorf olivin, tamamen kloritleşmiş sferolitik yapıda cam, idiomorf az apatit, mikrofenokristal ve mikrolitler halinde albit - oligoklaz ve oligoklaz ile volkanik cam parçalarını içermektedirler. Bunlar plajiyoklaz mikrolitleri içeren kısmen kloritleşmiş bir camla bağlanmışlardır. Kayaçlarda çatlak ve boşluk dolgusu halinde karbonat da bulunmaktadır. Tüfitlerde bu malzemeye ek olarak bir miktar metamorfik kuvarsla çört parçaları bulunmaktadır.

Bu oluşuklarla aralanma gösteren gri renkli konkoidal kırılmalı, sert pelajik benzeri oluşuklarda ise killeşmiş kırsımlar arasında mikroolüşümler halinde silis toplulukları ve az miktarda küçük karbonatlaşmış feldspat bulunmaktadır ki bunlar olasılıkla cam tüf halinde oluştuktan sonra devitrifiye olmuşlardır.

3) Alt ve üst sınırlar. Birim tümüyle Topaktaşdere kireçtaşı üyesinin içerisinde kalarak ayrı bir litostratigrafik düzey oluşturmaktadır.

4) Kalınlık. Birim oldukça düzensiz bir kalınlık göstermekte olup kesit ölçümü yapılan yerde 262 m olarak hesaplanmıştır.

5) Bağlım. Birim Karatepe yöresinden güneybatıya doğru Kuştepesi ve Kuzuağıl tepesi içerisine alarak yayılmakta, Konakyazı senklinali çevresinde yüzeylenmektedir.

6) Yaş. Birimin yaşı tümüyle Topaktaşdere üyesi içinde yer almakta olması nedeniyle Üst Tanesiyen olmalıdır.

#### Gazibey marn üyesi

1) Tanım ve tip yeri. Birim adını Gazibey köyünden almakta olup tip yeri köyün batısındaki Uludere vadisinin içidir.

2) Kaya türü. Kırmızı renkli marnlardan oluşmaktadır. Aralarda yer yer siyahımsı kırmızımsı renkli cam tüf düzeyleri de bulunmaktadır. Kalınlıkları 47 m olarak hesaplanmıştır.

3) Alt ve üst sınırlar. Birim altta Topaktaşdere üyesi ile geçişlidir. Üstte ise herhangi bir birimle dokanakta bulunmamaktadır. Paleosen serilerinin en üst düzeylerini temsil etmektedirler.

4) Fosiller ve yaş. İçlerinde az miktarda Globigerina ve Globorotalia ile Radiolaria fosilleri bulunmaktadır. Topaktaşdere üyesinin hemen üzerinde olmaları nedeniyle yaşları Üst Tanesiyen olmalıdır. Derin bir deniz ortamını belgeleyen bu çökellerin oluşumu sırasında karadan taşınan çok miktardaki demiroksitli malzeme çökellere götit ve hematit oluşumları halinde karışmışlardır.

#### Malak Formasyonu

Tanım, tip yeri ve kesiti. Formasyon adını sahanın güneyinde yer alan Malak köyünden almaktadır. Tip yeri köyün kuzeyinde Hınzır dağın kuzeyi bakan yamaçlarıdır. Formasyon daha önce de yörede çalışmış olan Erkan ve diğerleri (1978) tarafından Malakköy formasyonu olarak tanımlanmıştır.

Kaya türü. Altta taban çakıltaşlarıyla başlayan formasyon marn ve killi kireçtaşı aralanmalarıyla devam etmektedir. Serinin en üst kesiminde olistostrom biçiminde yerleşmiş ofiyolitli melanaj oluşukları yer almaktadır. Formasyonun kalınlığı 1400 m yi bulmaktadır.

Alt ve üst sınırlar. Formasyon yerleşme durumu allokton birimler bölümünde konu edilecek olan Hınzırdağı kireçtaşları üzerinde transgresif konumdadır. Paleosen oluşukları ile dokanakları arazide yüzeylememiştir. Fakat genel tektonik özellikleri bu ilişkinin açılı uyumsuzluk şeklinde olduğunu göstermektedir. Üzerlerindeki Oligosen serileriyle de açılı uyumsuz ilişkidirler (şekil 5).

Formasyon biri allokton üç üyeye ayrılmıştır :

Örmeyol çakıltaşı üyesi.

1) Tanım ve tip yeri Üye adını Hınzırdağı kuzeybatısındaki Örmeyol yöresinden almaktadır. Tip yeri Malak - Ortaköy yolunun yaklaşık 2.5. km sinde Tuzhisar sırtının 300 m kuzeybatısında ve Hayriye köyü batısındaki Dolangel tepe ile Harmanyeri tepe arasında yer almaktadır.

2) Kaya türü. Bir taban çakıltaşı litofasiyesinde olan bu birim Hınzırdağı kuzeybatı yamaçlarında polijenik, karbonat çimentolu, köyü boylanmalı, silik köşeli ve yuvarlaklaşmış 0-5-15 sm boylarda çakıllı, 30 m kalınlığında bir düzey ile başlamaktadır. Bileşenler serpantin, radyolirit, Paleozoyik kireçtaşı Paleosen kireçtaşı ve metamorfik çakıllardan oluşmaktadır. Bunlar yukarı doğru derecelenmeli olarak gelişmiş olup katman kalınlıkları 30 sm yi bulan çakıllı kumtaşlarına geçmektedir. Kumtaşlarının bileşenleri de çakıltaşlarınıninkine benzerdir.

3) Alt ve üst sınırlar. Üye Hınzırdağı kireçtaşları üzerinde transgresif konumda olup üst sınırında Lütisiyen'in daha üst düzeylerine dereceli geçişlidir.

4) Kalınlık. Birimin kalınlığı üzerine çökeldiği düzensiz topografyaya bağlı olarak oldukça değişkendir. Kesit ölçülen yerde 34 m olan kalınlık bazı yerlerde 250 m ye kadar çıkmaktadır.

Fosiller ve yaş. Üyenin kumtaşlarından alınan örneklerde :

Mummulites aturicus Joly ve Leymerie, Nummulites rouaulti d'Archiac ve Haime, Nummulites cf. perforates (Monfort), Nummulites cf. helveticus Kaufmann, Fabiania cassis (Oppenheim), Botalia trochidiformis Lamarck, Assilina sp., Discocyclina sp., Alveolina sp., Orbitolites sp. fosilleri bulunmuştur. Bu fosillere göre üyenin yaşı Lütisiyen'dir. Aradaki bazı kireçtaşı bantlarında ise Gastropoda, Osiracoda, Chara ile alg fosillerine rastlanmıştır.

- 5) Ortamsal yorum. Birim litoral bir ortamda çöklemiştir. Kalınlığın değişmesi deniz dibi topografyasına bağlıdır. Çakılların çeşitliliği provenansın genişliğini, yuvarlaklıkları uzun süreli taşındıklarını, büyüklükleri ortamın yüksek enerjisini ve karalardaki hızlı aşınımı belgelemektedir. İnce killi kireçtaşı bantlarında bulunan Chara oogonyumları gölsel bir fasiyesin izlerini belirtmektedir ki bu durum göl ve deniz suyu girişimini ve denizel fasiyesin yörede yavaş yavaş etkinleştiğini göstermektedir.

Pekmezyolu Mili kireçtaşı üyesi.

1) Tanım ve tip yeri. Üye adını Hınzırdağı kuzeybatı yamaçlarındaki Pekmezyolu yöresinden almakta olup tip yeri de burasıdır.

2) Kaya türü. Üye Örmeyol üyesi üzerine gelen kırmızı renkli bir kireçtaşı düzeyi ile başlamaktadır. Sütü kireç çamurtaşı (SMF 3) mikrofasiyesinde olan bu düzeyden

sonra seri kumtaşı, killi kireçtaşı ve biyoklastik kireçtaşlarıyla devam etmektedir ki bunlar, çamur destekli istiftaşı, tane destekli istiftaşı, kireç vaketası, pelletli kireç vaketası ve kireç çamurtaşı mikrofasiyeslerindedirler. İçlerinde kloritlemiş volkanik cam parçaları ve çört parçaları bulunmaktadır. Fosiller bütün halde ve mikrit hamur içerisindedirler. Kayaçlar bağlantısız boşluklu yapıda olup kalsit dolgulu çatlaklarla katedilmişlerdir. Fosillerle mikrit çamurda silisleşmeler saptanmıştır.

3) Alt ve üst sınırlar. Birim altta Örmeyol üyesi ile geçişlidir. Üstte ise Oligosen yaşlı oluşuklarla açılı uyumsuzdur.

4) Kalınlık. Üyenin kalınlığı 1366 m olarak hesaplanmıştır. Birim Hınzır dağı ile Ortaköy arasındaki alanda yüzeylemektedir.

5) Fosiller ve yaş. Değişik örneklerde şu fosiller saptanmıştır :

Nummulites cf. helveticus Kaufmann, Nummulites sp., Fabiania sp., Orbitolites sp., Europertia sp., Discocyclina sp., Asterocyclina sp., Assilina sp., Alveolina sp. ile nannoplanktonlardan :

Reticulofenestra coenura (Reinhardt), Reticulofenestra umblica (Levin), Cyclococolithus eopelagicus (Bramlette ve Riedel), Cyclococolithus formosus (Kamptner, Discoaster wemmeliensis Achutah ve Stradner, Triquetrohabdulus inversus Bukry ve Bramlette fosilleri bulunmuştur. Bu fosil kapsamına göre üyenin yaşı Lütisiyen'dir.

6) Ortamsal yorum. Üye taban çakıltaşı düzeyinden sonra derinliği artan bir deniz ortamında çöklemiştir. örneklerin petrolojik özellikleri çökelenin açık platform (Wilson, 1975) ile kısıntılı platform arasında meydana geliştiğini göstermektedir. Oldukça kaim olan istif subsidansın uzun süre tortullaşmadan hızlı gelişmiş olduğunu belgeler. Bazı fosil ve alg parçalarındaki silisleşmeler çökme ortamındaki yüksek tuzluluk ve evaporitik koşulları belirtmektedir.

Cevizcik Formasyonu

Tanım ve tip yeri. Formasyon adı sahanın batısında bulunan Cevizcik mahallesinden alınmış olup ilk kez kullanılmaktadır. Tip yeri Cevizcik, Örtlek ve Kömürkaya yöreleridir.

Kaya türü. Formasyon altta jips bankları ile bunların üzerlerinde yer alan karasal kökenli çakıltaşı, kumtaşı, siltaşı, marn ve kireçtaşlarından oluşmaktadır. Formasyonun kalınlığı 3100 m dolayındadır.

Alt ve üst sınırlar. Formasyonun alt sınırı sahanın güneybatısındaki Acı dere ve Akar dere alüvyonları altında gizlidir fakat formasyonun Lütisiyen oluşukları ile ilgili tektonik durumlarına göre açılı uyumsuzdur. "Üst sınırlarında ise Pliyosen yaşlı Karacaören formasyonu ile açılı uyumsuz konumdadır (şekil 5). Stratigrafik konumuna göre Oligosen yaşı verilmiş olan formasyon Erkan ve diğerleri (1978)'nin Ortaköy formasyonu ile denestirilebilir. İki üyeden oluşmaktadır.

Küçüktuzhisar jips üyesi-

1) Tanım ve tip yeri. Üye adını sahanın güneybatısındaki Küçüktuzhisar köyünden almaktadır. Tip yeri Yeniköy ve Küçüktuzhisar köyleri arasındaki Akar derenin kuzey yamaçlarıdır (şekil 2).

2) Kaya türü. Üye formasyonun jips mercekleri içeren kesimini kapsamaktadır. Beyaz gri renkli kireçtaşı, kırmızı siltaşı ve kilttaşları arasında kalınlıkları 30-50

m arasında değişen beyaz renkli jips ve anidrit mercceklerinden oluşmaktadır. Merccekler yanlara doğru incelmektedir. Kendi içlerinde sık kıvrımlanmağa uğramışlardır. Yer yer kütleli durumda olan bu oluşuklar bazan porfiroblastlar bazan demetler, bazan da dış dış kenetlenme gösteren felsitik dokudadırlar.

3) Alt, üst sınırlar ve kalınlık- Altta Lütesiyen ile açılı uyumsuz, üstte ise Dökmetaş klastik üyesi ile geçişlidir. Birimin kalınlığı Küçüktuzhisar yöresinde 258 m olup yanlara doğru incelmektedir-

4) Yaş ve ortamsal yorum- Altta Lütesiyen, üstte ise Pliyosen yaşlı oluşuklarla sınırlandırılmış olmaları nedeniyle Oligosen yaşında olmalıdırlar. Lütesiyen sonunda bölgeden çekilen denizin geride bıraktığı lagünlerde dolaşimsızlık ve aşırı buharlaşma sonucunda çökeltmişlerdir.

Dökmetaş klastik üyesi.

1) Tanım ve tip yeri. Üye adını Dökmetaş köyünden almakta olup tip yeri Dökmetaş güneyi ile Cevizcik ve Örtlek yöreleridir.

2) Kaya türü. Üye altta polijenik çakıltaşı ve kumtaşlarıyla başlayıp kırmızı renkli miltaşı, marn ve kireçtaşı ardalanmalarıyla sürmektedir. Çakıltaşlarında bazalt, diyabaz, andezit, kuvarsit, kireçtaşı, serpantin, radyolarit ve metamorfik çakıllar bulunmakta olup karbonat çimentoludurlar. Kumtaşları subarkoz (Folk, 1968) mikrofasiyesinde olup bol kuvars ve feldspatla bir miktar koyu renkli mineral ve biyotit içermektedirler. Taneler bir mikrit hamur içinde silik köşeli ve iyi boylanmalıdır. Kahverengi gri renkli miltaşlarında çoğunluğu kuvars ve feldspattan oluşan taneler yine karbonat çimentoludur. Kırmızı marn ve kireçtaşı ardalanmalarında kireçtaşları 20 marnlar 30 sm kalınlık göstermekte ve kireçtaşları kireç vaketaşı mikrofasiyesinde bulunmaktadırlar. Bazı kesimlerde yeşilimsi renkli marn ve kireçtaşı ardalanmaları da izlenmektedir. Miltaşlarında zaman zaman küçük ölçekli çapraz katmanlanmalı ve bazı yörelerde kırmızı kireçtaşlarında küçük ölçekli akıntı izleri bulunmaktadır. İstifin orta ve üst kesimlerinde 10 -15 sm kalınlıklarda linyit damarları vardır.

3) Alt ve üst sınırlar, kalınlık. Üye altta Küçüktuzhisar jips üyesi ile geçişli, üstte ise Pliyosen yaşlı Karacaören Formasyonu ile açılı uyumsuzdur. Kalınlık 2850 m dir.

4) Dağılım. Birim sahanın batısında Sarıgüney deresi ile bunun güneyinde yer alan Armutlu koyak tepe arasında, daha doğuda Adamkaya, Dökmetaş köyleri ile Tavladere arasında ve güneydoğuda Samankaya, Uçuk, Oluktaş ve Kömürkaya köyleri çevrelerinde yüzeylemektedir.

5) Yaş ve ortamsal yorum. Nadir bulunan Chara ve Ostracoda fosilleriyle üyeye yaş verebilme olanağı yoktur. Linyit bantları da bu bakımdan ümitsizdir. Ancak alt ve üstlerindeki birimlerle ilişkilerine göre Oligosen'de oluşmuş olmalıdırlar. Sivas dolaylarında denizel fasiyeste temsil edilen Miyosen'in bu sahada çökel vermediği veya sonraki erozyonlarla silindiği düşünülebilir. Üye görsel bir ortamda çökeltmiştir. Bazı kesimlerinin menderesli nehir çökelleri oldukları da ileri sürülmektedir (Şenalp, 1976).

6) Deneştirme. Bu üye Şenalp (1981 Tin Çankırı-Çorum havzalarında incelediği Büyükpolatlı ve Tuziçi formasyonlarıyla, Demirtaşlı ve diğerleri (1973)'nin Ereğli Ulukışla havzalarında oluşturdukları aynı yaşlı Aktoprak formasyonu ve Erkan ve diğerleri (1978)'nin saha içine giren çalışmalarında oluşturdukları Ortaköy formasyonu ile deneştirilebilir.

#### Karacaören Formasyonu

Tanım ve tip yeri. Formasyon adı ilk kez kullanılmaktadır. Pliyosen yaşlı oluşukları kapsayan birimin tip yeri Karacaören yöresidir. Formasyon karasal kökenli kumtaşı, miltaşı, killi kireçtaşı ve plato bazaltlardan oluşmaktadır. Stratigrafik konumlarına göre Pliyosen yaşlı olarak nitelenen birim 650 m toplam kalınlığa ulaşmakta ve Uzunyayla yöresinde yayılım göstermektedir. Erkan ve diğerleri (1978) tarafından Pınarbaşı yöresinde oluşturulmuş olan Köprübaşı formasyonu ile deneştirilebilecek olan birim üç üyeden oluşmaktadır.

#### Tavladere çakıltaşı üyesi.

1) Tanım ve tip yeri. Adını sahanın güneyindeki Tavladere köyünden alan birimin tip yeri köyün 200 m kuzeydoğusundadır.

2) Kaya türü. Çakıl taşı, kumtaşı ve miltaşlarından oluşmaktadır. Bunlar ardalanmalı, açık gri renkli, kendi içinde derecelenmeli 10-50 sm lik katmanlar halindedirler. Bileşenleri andezit, radyolarit, bazalt, diyabaz, kireçtaşı, kuvars ve metamorfik tanelerdir. Gevşek çimentoludurlar.

3) Alt, üst sınırlar ve kalınlık. Altta Oligosen yaşlı oluşuklar üzerine açılı uyumsuzlukta oturan birim üstte aynı yaşlı killi kireçtaşlarından oluşan Yeniyanan üyesiyle uyumludur. Kalınlık değişken olup en fazla 450 m ye çıkmaktadır.

4) Yaş ve yorum. Üyenin yaşı Pliyosen olup sığ bir göl ortamında meydana gelmişlerdir. Bazı kumtaşı düzeylerindeki çapraz katmanlanmalar kısmen akarsu kökenine de işaret etmektedir.

#### Yeniyanan killi kireçtaşı üyesi.

1) Tanım ve tip yeri. Üye adını sahanın güneyinde yer alan Yeniyanan köyünden almakta olup tip yeri köyün 2 km güneyinde bulunmaktadır.

2) Kaya türü, alt, üst sınırlar ve kalınlık. Bazı kesimlerde sert, beyaz renkli kireçtaşlarıyla, Yeniyanan köyü güneyinde ise beyaz, killi, dağılgan, yapraklı kireçtaşlarıyla temsil edilmektedir. Sert olan kireçtaşları gözenekli yapıda pelletli kireç çamurtaşı ve kireç vaketaşı mikrofasiyeslerinde bulunmaktadır. Kalınlık 50 m olup altta çakıltaşları üstte de bazaltlarla sınırlandırılmışlardır.

3) Fosiller ve yaş. Kireçtaşlarının içinde böcek benzeri organik kalıntılar, alg talusları, Lamellibranchiata, Gastropoda ve Ostracoda fosilleri saptanmıştır. Bu fosillerle yaş verebilme olanağı yoktur ancak stratigrafik konumlarına göre Pliyosen yaşlı olmalıdırlar. Sakin bir göl ortamında çökeltmişlerdir.

#### Adatepe bazalt üyesi.

1) Tanım. Birim adını Oluktaş ve Yeniyanan köyleri arasında yer alan Adatepe'den almaktadır.

2) Kaya türü. Siyah renkli alkali olivin bazaltlardan oluşmaktadırlar. İçlerinde fenokristaller halinde idingsitleşme gösteren olivin, mikroçubuklar halinde labrador, mikrooluşumlar halinde karbonatlaşma gösteren olivin ve ojit ve çok miktarda opak mineral bulunmaktadır. Doku akımsal ve engellemeli olup kayaç içindeki gaz boşlukları karbonatla doldurulmuşlardır. Kapaklıpınar'ın 200 m kuzeybatısında lav halinde akarlar kenarlarındaki henüz katılaşmamış kireçtaşlarının etraflarını yol yol sardıkları görülmüştür. 50 m kalınlığa ulaşan bu lavlar da Pliyosen yaşlı kabul edilmişlerdir.



Uzunyayla eski alüvyonları.

Uzunyayla yöresini kaplayan bağlantısız boz renkli, kum, mil ve çakıllardan oluşmaktadır. 120 m kalınlıkta tahmin edilen oluşuklar aşımın alçak düzlüklere ve çukurlara depoladığı ürünlerdir.

Taraçalar.

Bunlar daha çok sahanın batısında yer alan Cemal ve Osmanpmarı köyleri arasındaki alanda Şarkışla ovasına doğru akan başlıca Kutanözü ve Çiftliöz derelerinin vadilerinde asılı halde görülen iyi çimentolanmış çakıltaşlarıdır. 0 - 35 m kalınlıklar sergileyen bu oluşuklar Uzunyayla eski alüvyonlarıyla aynı zaman aralıklarında oluşumlarını sürdürmüşlerdir.

Alüvyonlar.

Derelerin tabanlarıyla, Tonus ve Şarkışla ovalarını kaplayan yeni alüvyonlardır. Killi, kumlu, çakıllı ve bağlantısız olan bu oluşuklar çevrede yüzeyleyen değişik türdeki kayaların aşım ürünlerinden meydana gelmektedir. Tonus ovasında alüvyon kalınlığı 10 m, Şarkışla ovasında ise 15 - 55 m arasında değişmektedir (Aydn, 197F)

Allokton Birimler

Hınzırdağı kireçtaşları.

Sahanın güneybatısında yörenin en büyük yükselimi olan Hınzırdağı'nda yüzeyleyen, gri, siyahımsı renkli, çok fazla tektonizmaya uğramış kireçtaşlarıdır. İnceleme alanından toplanan örneklerde fosil saptanamamıştır. Erkan ve diğerleri (1978) bu oluşukların Pınarbaşı yöresindeki yüzleklerinde Permiyen yaşını veren fosiller bulmuşlardır. Genç çökellerle örtülü olmaları nedeniyle konumlarını saptamak güçtür. Ancak sahanın temelini oluşturduğunu düşündüğümüz ofiyolitli karmaşık içinde yer almış olmaları olasıdır, çünkü küçük boyutlu benzerleri melanj içinde blok olarak izlenmiştir.

Olistolitler.

Çoğunluğu Paleosen az bir kısmı da Üst Kretase yaşını simgeleyen bu oluşuklar Paleosen istifinin görünen en alt kısmından başlayarak Arkasandere volkanoklastik üyesi, Hasantepe tüfit üyesi, Topaktaşdere kireçtaşı üyesinin değişik düzeylerine çeşitli boyutlarda olmak üzere yerleşmiş durumdadırlar. Gerek Üst Kretase gerekse Paleosen'i temsil eden bu oluşuklar resif ve resif gerisi koşullarını belgeler karakterdedirler. Bunlardan Paleosen yaşlı büyük boylu olanları örneğin Kaleköy güneybatısında Kale tepede, Kışlaköy çevresinde, Cemal köyü yakınlarındaki Taştepe ve Aşağıtaştepe'de, Beydiyin köyü çevresinde, Batıda Mudarasın köyü kuzeyinde Kartalkaya tepe ve Balkayası tepede görülmektedir. Ayrıca Kışlaköy çevresinde Paleosen oluşukları içerisine yerleşmiş durumda tekçe serpantin, diyabaz, kuvarsporfir ve kuvars diyorit porfirite olistolitleri de bulunmaktadır.

Olistostromlar.

Bunlar inceleme alanındaki otokton birimler arasına kayarak yerleşmiş ofiyolitli melanj oluşuklarıdır. Sahada başlıca üç düzeyde ofiyolitli melanj olistostromu görülmektedir.

Kışlaköy ofiyolitli melanj olistostromu. Birim Kışlaköy yöresinde yüzeylemekte ve Kaleköy Formasyonunun Arkasandere üyesi içinde yer almaktadır. Formasyonun allokton kökenli bir üyesidir. Yanal devamsız olan birim serpantin, diyabaz, Üst Kretase şelf türü kireçtaşı ve kuvarsdiyorit porfirite olistolitlerini içermekte olup bunlar yine serpantinitten oluşan bir hamur içerisindedirler. Olist-

tolitler uzun eksenleri bir kaç metreden 50 m ye kadar ulaşan ölçülerde bulunmaktadır. Birimin yerleşme yaşı içerisinde bulunduğu Arkasandere üyesinin yaşı olan Orta Monsiyen - Alt Tanesiyendir.

Yassıpınar ofiyolitli melanj olistostromu(\*). Birim adını sahanın kuzeydoğusunda bulunan Yassıpınar köyünden almaktadır. Paleosen yaşlı Konakyazı Formasyonu'nun Topaktaşdere üyesi içerisinde yer alan birim Formasyonun allokton kökenli bir üyesidir. Yer yer Kistleşmiş bir serpantin hamur içindeki 20 x 30 sm den 400 x 500 m boyutlara kadar ulaşan kireçtaşı olistolitlerinin çoğunluğu yine Paleosen'in şelfini temsil etmektedir. Birimin ikincil yerleşme yaşı Üst Tanesiyen'dir.

Sarıkaya ofiyolitli melanj olistostromu. Birim adını sahanın batısındaki Sarıkaya köyünden almaktadır. Malak Formasyonu'nun bir üyesidir. Sahada etrafı faylarla çevrili biçimde yüzeylenmektedir. Bu yüzden paleontolojik verilerle konumu Lütesiyen olarak yorumlanmıştır. Üzerlerine Oligosen yaşlı Cevizcik Formasyonu'nun Küçüktuzhisar jips üyesi açılı uyumsuzlukla gelmektedir. Yanal devamsız olan olistostroma hamur görevini burada da şistleşmiş serpantinler yapmakta olup içlerinde Lütesiyen kireçtaşı blokları olistolitler halinde bulunmaktadır.

## BIYO ve KRONOSTRATİGRAFI

Sahamızda yüzeyleyen oluşuklardan ancak Üst Kretase - Paleosen ve Lütesiyen yaşta olanlar denizeldirler. Üst Kretase - Paleosen istifinin en alt düzeylerinde pelajik kireçtaşlarında saptanan Globotruncana stuarti, G. lapparenti ve G. contusa fosilleri bu kesimin Maestrihtiyen yaşında olduğunu belgelemektedir. İstifin üstteki büyük kısmını oluşturan Paleosen'in biyoklastik kireçtaşları taşınmış bir faunayı içermektedirler. Pelajik kireçtaşları ise volkanizma yüzünden zayıf bir planktonik foraminifer faunasını saklayabilmişlerdir. Bu yüzden Paleosen'in kesin yaş tanımlamaları nannoplanktonlarla yapılmıştır. Alt Paleosen'i temsil eden Chiasmolithus danicus (NP 3), Ellipsolithus maceilus (NP 4), Orta Paleosen'i temsil eden Fasciulithus tympaniformis (NP 5), Heliolithus kleinpelli (NP 6), Discoaster gemmeus (NP 7) ve Üst Paleosen için de Discoaster multiradiatus (NP 9) biyozonları saptanmıştır (şekil 3). İstifin en alt kesimlerinde Üst Kretase'yi ve Paleosenin en altını belgeleyecek nannoplanktonlar izlenememistir. İstifin üst kesimlerinde ise Alt Eosen'i karakterize eden nannoplankton biyozonlarının saptanamış olmasına karşın buradaki bentonik foraminiferler İpresiyen'i de işaretledikleri için İlerdiyen (?) kat adı kullanılmıştır. Kaya türü özelliği nedeniyle bu katın alt sınırının nereden başladığını saptamak güçtür. Lütesiyen yaşlı birimlerde ise çeşitli Nummulites türleri bulunmasına karşılık biyozon oluşturabilecek nannoplanktonlar saptanamamıştır.

## JEOLJİK EVRİM

inceleme alanı Maestrihtiyen'de denizle kaplı olup riftleşme ve izostasik alçalmalara uğramaktadır. Havzanın Maestrihtiyen'den önceki tarihçesini belgeleyecek kayıtlar sahada temsil edilmemiştir. İstifin görülebilen en alt düzeylerinde hemen iraksak karakter sergileyen türbiditik oluşuklar havzanın hızlı bir subsidansla çabukça derinleştiğini göstermektedir. Havza kenarlarının dikleşmesine ve şid-

(\* ) Bu birim Türkiye Jeol. Kur. Bült. 21/2 de Yassıpınar (Şarkışla) olistostromu adıyla yayımlanmıştır.

YAŞ AGE	GENEL ZONLAR GENERAL ZONES Martini, 1970	FRANSA FRANCE Hay ve Mohler, 1967	KIRIM CRIMEA Kapellos, 1973	MİSİR EGYPT El-Dawoody-Bara- kat, 1973	TÜRKİYE-TURKEY (Haymana) Toker, 1980	TÜRKİYE-TURKEY (Adıyaman) Aköz, 1981	TÜRKİYE-TURKEY (Şarkışla) Gökten, 1982
LÜTESİYEN LUTETIAN	Discoaster sublodensis NP 14		Discoaster sublodensis		Discoaster sublodensis	Discoaster sublodensis	
	Discoaster lodoensis NP 13		Discoaster lodoensis		Discoaster lodoensis	Discoaster lodoensis	
İPRESİYEN YPRESIAN	Marthasterites tribrachiatius NP 12		Marthasterites tribrachiatius	Marthasterites tribrachiatius	Marthasterites tribrachiatius	Marthasterites tribrachiatius	
	Discoaster binodosus NP 11		Discoaster binodosus	Discoaster binodosus	Discoaster binodosus		
TANESİYEN THANETIAN	Discoaster multiradiatus NP 9	Discoaster multiradiatus	Discoaster multiradiatus	Discoaster multiradiatus	Discoaster multiradiatus	Discoaster multiradiatus	Discoaster multiradiatus
	Heliolithus riedeli NP 8		Heliolithus riedeli		Discoaster gemmeus	Discoaster gemmeus	Discoaster gemmeus
	Discoaster gemmeus NP 7	Discoaster gemmeus					
MONSİYEN MONTIAN	Heliolithus kleinpellii NP 6	Heliolithus kleinpellii	Heliolithus kleinpellii	Heliolithus kleinpellii	Heliolithus kleinpellii	Heliolithus kleinpellii	Heliolithus kleinpellii
	Fasciculithus tympaformis NP 5	Fasciculithus tympaformis	Fasciculithus tympaformis	Fasciculithus tympaformis	Fasciculithus tympaformis	Fasciculithus tympaformis	Fasciculithus tympaformis
	Ellipsolithus macellus NP 4		Ellipsolithus macellus	Ellipsolithus macellus	Ellipsolithus macellus	Ellipsolithus macellus	
Chiasmolithus danicus NP 3		Cruciplacolithus tenuis	Cruciplacolithus tenuis	Chiasmolithus danicus	Chiasmolithus danicus	Chiasmolithus danicus	
DANİYEN DANIAN	Cruciplacolithus tenuis NP 2	Cruciplacolithus tenuis	Cruciplacolithus tenuis	Markalius astroporus	Cruciplacolithus tenuis	Cruciplacolithus tenuis	
	Markalius inversus NP 1	Markalius astroporus	Cruciplacolithus tenuis		Cruciplacolithus tenuis	Cruciplacolithus tenuis	

Şekil 3. Nannoplankton biyozonlarının karşılaştırılması.  
Figure 3. Correlation of the Nannoplankton biozones.

detli paleosismisiteye bağlı olarak depolanma alanına türbiditik oluşuklar, olistolitler ve olistostromlar taşınırlarken, hem hızlı çökme ile kabuk incelmeye hem de havzanın bir miktar genişlemesine bağlı olarak lav çıkışları da başlamıştır. Bunların çıkardıkları lavlar önce kalkalkalen sonra da alkalin karakterde gelişmiştir. Türbidite akmalarını başlatan deprem şokları hem tektonik olaylardan hem de volkanik patlamalardan kökenlenmiş olabilirler. İstifin üst kesimlerine doğru türbiditlerin ortaç ve yakınsak karaktere geçmeleri Paleosen sonuna doğru havzanın bir miktar dolduğunu ve sığlaşmanın başladığını belgeliyebilir. Ofiyolitli melanaj oluşuklarının da kayma ile tortullar arasına yerleştikleri dikkate alındığında sahanın Üst Kretase - Paleosen'de bir magmatik yay gerisinde ve kıta içi durumda gelişmiş olduğu ileri sürülebilir. Volkanizmanın önce kalkalkalen sonra alkalin türde gelişmiş olması kıta içi açılmayı destekleyebilir (şekil 4). Volkanik ve volkanoklastik kayalarla yükümlü kalın Üst Kretase - Paleosen istifi de sedimentolojik açıdan bir atipik filiş karakterindedir.

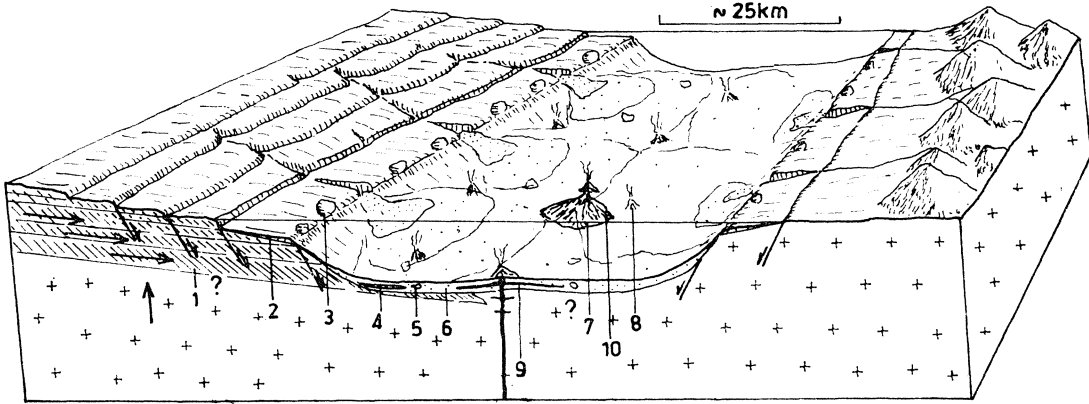
Paleosen sonlarına doğru oluşuklar kıvrımlanmağa başlamışlar ve deniz bu şekilde sahayı terketmiştir. Paleosen'i izleyen evrede molas gelişiminin çok sınırlı kaldığı ve sonraki erozyonlarla silinmiş olduğu düşünülebilir. Lütesiyen'de deniz bölgeyi yeniden yavaş yavaş kaplamıştır. Lütesiyen havzasının Paleosen havzasının bir devamı şeklidir.

de gelişmediği oluşukların daha sonraki kıvrımlanmalarla Paleosen'dekilere benzemeyen yapılar kazanmalarından anlaşılmaktadır. Daha çok epikontinental bir deniz karakterini sürdürmüş olan Lütesiyen denizi çağ sonunda başlayan kıvrımlanma ve yükselmelerle sahayı terketmiştir. Bu çağ sırasında da ofiyolitli melanaj oluşukları olistostromlar biçiminde yerleşmeler yapmışlardır.

Oligosen'de önce kapalı ve dolaşsız lagünlerde jipsler çökelmişler daha sonra da geniş coğrafi yayılıma sahip şekilde gösel ve kısmen de menderesli nehir çökelleri halindeki oluşuklar bütün Oligosen devresi boyunca süren sübidansla büyük kalınlıklara ulaşmışlardır. Oligosen sonunda başlayan kıvrımlanmalarla tüm oluşuklar Pliyosen öncesinde yaklaşık bugün sergilenen esas karakterlerini kazanmışlardır. Pliyosen gösel tortullaşmalarla sürmüş ve devrenin sonunda gelişen karasal volkanizma ürünü bazaltlar sahalı kaplamıştır. Pliyosen sonunda bu oluşuklar hafifçe kıvrımlanmışlardır. İncelenen örneklerdeki alterasyonlar, fosil grupları, Lütesiyen ve Oligosen'deki evaporitler tüm Tersiyer boyunca yörede sıcak ve kurak bir iklimin hüküm sürmüş olduğunu kanıtlamaktadır.

#### SONUÇLAR

1 — Saha Üst Kretase - Paleosen'de ofiyolitli melanjdan oluşan bir temel üzerinde açılmağa başlamıştır.



Şekil 4. Paleosen'de çökeltme havzasının olası durumu. 1 — Ofiyolitli melanj, 2 — Paleosen şelfi, 3 — Şelf kenarındaki resifler, 4 — Of. melanj olistostromu, 5 — Kçt olistoliti, 6 — Türbiditler, 7 — Deniz düzeyi, 8 — Volkan, 9 — Türbiditler arasındaki lavlar, 10 — Lav akıntısı.

Figure 4. Probable position of the basin during Paleocene time. 1 — Ophiolitic melange, 2 — Paleocene shelf, 3 — Reefs at the edge of the shelf, 4 — Oph. mel. olistostrome, 5 — Limestone olistholites, 6 — Turbidites, 7 — Sea level, 8 — Volcano, 9 — Lavas intercalated with turbidites, 10 — Lava flow.

- 2 — Üst Kretase - Paleosen serileri Maestrihtiyen - Üst Tanesiyen arasında bir taraftan türbidit akıntılarıyla yeniden tortullaştırılarak, bir taraftan da volkanik etkinliklerle meydana getirilmişlerdir.
- 3 — Ofiyolitli melanj oluşukları sahamızda Paleosen yaşlı birimler içerisine ve Lütesiye yaşlı birimlerin üzerine olistostromlar biçiminde yerleşmişlerdir.
- 4 — İnceleme alanı Üst Kretase - Paleosen'de kuzeybatı - güneydoğu doğrultulu yay gerisi ve kıta içi karakterli bir havza olarak gelişmiştir. Havza Paleosen sonunda gerçek anlamda bir okyanus kabuğu oluşmadan sıkışarak kapanmıştır.

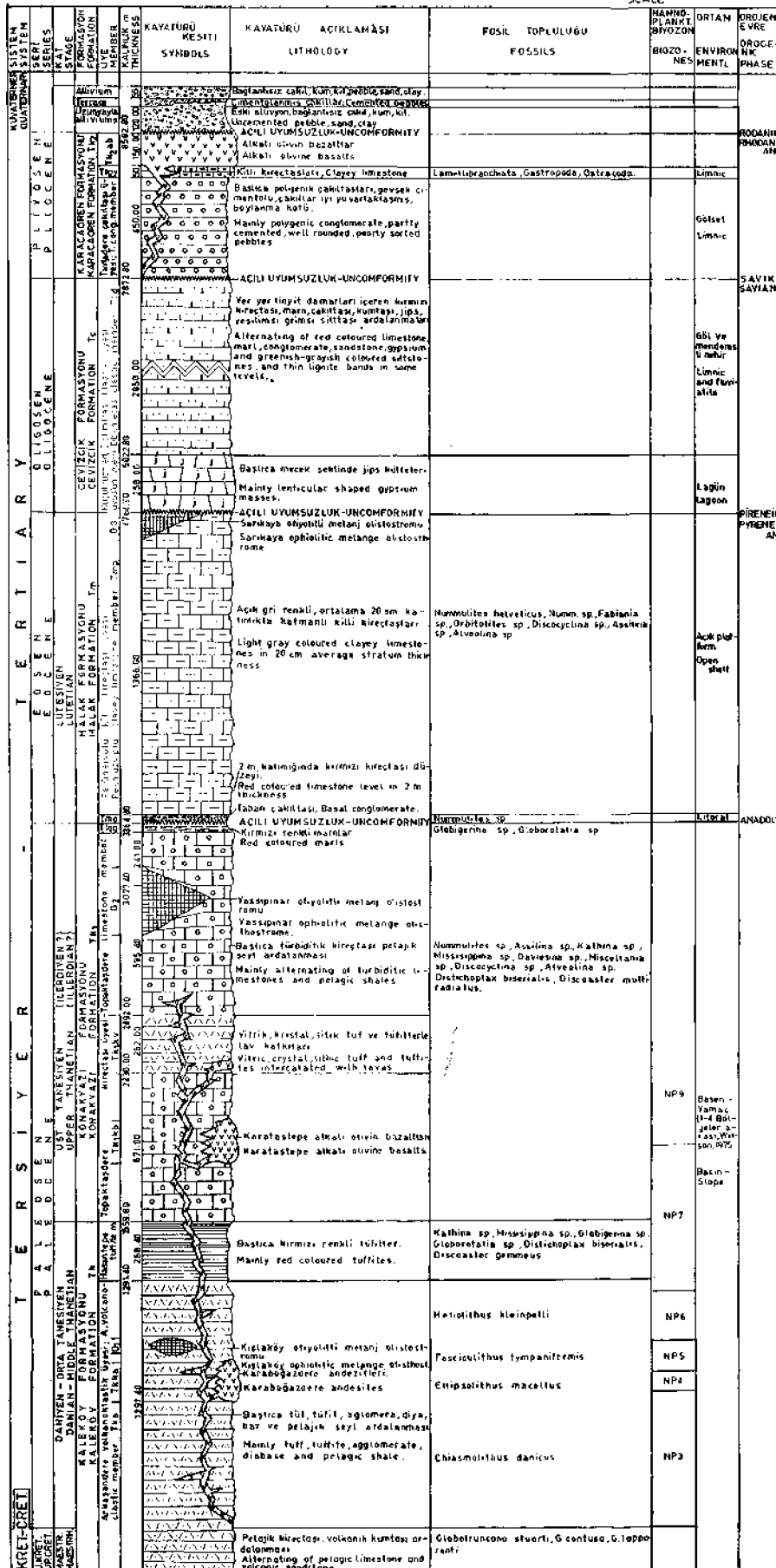
#### KATKI BELİRTME

Yazar çalışma sırasında katkılarda bulunan Sayın Prof. Dr. A. Suat Erk'e, Sayın Prof. Dr. Melih Tokay'a, Sayın Doç. Dr. Ali Koçyigit'e, Nannoplankton belirlemelerini yapan Sayın Doç. Dr. Vedia Toker'e, Sayın Dr. Baki Varol'a ve mikrofossil belirlemelerine yardımcı olan Mikropaleontolog Sayın Asuman Gökten'e teşekkürlerini sunar.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

- Aydın, S., 1979, Sivas - Kayadibi - Şarkışla ve Gemerek ovaları hidrojeolojik etüd raporu : DSİ. Jeotek. Hiz. ve Yeraltıs. Dairesi Bşk. yay., Ankara.
- Demirtaşlı, E., Bilgin, AZ., Erenler, F., Işıklar, S., Sanlı, Y.D., Selim, M. ve Turhan, N.; 1973, Bolkardağlarının jeolojisi : Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğler Derg., 42 - 57.
- Erkan, E., Özer, S., Sümengen, M. ve Terlemez, İ., 1978, Sarız-Şarkışla - Gemerek - Tomarza arasının temel jeolojisi : M.T.A. Rap. No- 5646 (yayımlanmamış)
- Fiske, R.S., 1963, Subaqueous pyroclasticflow in the Ohanapechos Formation, Washington : Bull. Geol. Soc. Amer., 74, 391 - 406.
- Folk, R.L., 1968, Petrology of sedimentary rocks : Austin, Texas, Hemphills, 170.

- Gökten, E., 1978, Yassıpınar (Şarkışla) olistostromu : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 21, 2, 153 - 158.
- İlker, S. ve Özyeğin, G., 1971, IV. Bölge Sivas havzası hakkında jeolojik rapor : TPAO, Rap. No. 537.
- Meischner, K.D., 1964, Allodapische kalke, turbidite in riff-nahen sedimentation Becken; In Turbidites, Bouma, A.H. ve Brouwer, A. (Eds-), Elsevier, Amsterdam, 156-191.
- Parsons, W.H., 1969, Criteria for recognition of volcanic breccia - Rewiev : In, Igneous and metamorphic geology, Poldervaart Volume : Geol. Soc Amer. Mem., 115, 1 - 14.
- Price, I., 1977, Deposition and derivation of clastic carbonates on a Mesozoic continental margin, Orthos, Greece : Sedimentology, 24, 529 - 546.
- Smith, R.L., 1960, Ash flows : Geol. Soc Amer. Bull., 71, 795-842.
- Soytürk, N. ve Birgül, A., 1972, Şarkışla -Kaynar - Kaleköy arasının jeolojik incelenmesi : TPAO Rap. No- 703 (yayımlanmamış).
- Şenalp, M., 1981, Çankırı - Çorum havzasının Sungurlu bölgesindeki karasal formasyonların sedimantolojik incelenmesi : Türkiye Jeol. Kur. Bült. 24, 1 65-74.
- Walker, R.G., 1970, Rewiev of the geometry and faecies organization of turbidites and turbidite-bearing basins : In, Flysch sedimentology in North America (Lajoie, J-, Ed.) : Geol. Assoc. Canada Spec, 7, 219 -252.
- Walton, A.W., 1977, Petrology of volcanic sedimentary rocks, Vieja Group Southern rim rock country, Trans - Pecos Texas : Jour. Sed. Petrol., 47, 1, 137-157.
- Wilson, J.L., 1975, Carbonate facies in geologic history : Springer, New York 470.
- Yücel, T., 1955, Kangal - Gemerek arası jeolojisi hakkında rapor : M.T.A. Rap. No. 2336 (yayımlanmamış).
- Yazının gelişi tarihi: Eylül 1983  
Yayıma verildiği tarih : Ocak 1984



Şekil 5. İncelenen alanın genelleştirilmiş dökme kesiti.  
Figure 5. Generalized columnar section of the investigated area.

# Çankırı havzasının batı kenarına ilişkin Üst Kretase ve Alt Tersiyer yaşlı çökellerde kaynak kaya incelemeleri

Investigations of the source rock within Upper Cretaceous and Lower Tertiary deposits at the western margin of the Çankırı basin (Central Turkey)

GÜNER ÜNALAN Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara-  
BÜLENT HARPUR Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Ankara.

ÖZ : Bu çalışmada Çankırı havzasının batı kenarına ilişkin Maestrihtiyen, Paleosen ve Eosen yaşlı çökellerin kaynak kaya olanakları araştırılmıştır. Ölçülen dört stratigrafi kesitinden alınan şeyl örneklerinin toplam organik karbon (TOC) yüzdeleri, kerojen türleri, vitrinit yansıma değerleri, kil mineral parajenezleri ve illit kristallik dereceleri saptanmıştır.

Yapılan analizler, Maestrihtiyen ve Alt Tersiyer yaşlı formasyonların

— Organik madde yönünden yeteri kadar zengin olmadıklarını,

— Mevcut organik maddenin, petrolden çok gaz üretimine elverişli olduğunu ve tam anlamıyla olgunlaşmadığını göstermiştir.

Aynı analizler Haymana yöresine ait Haymana formasyonunun (Maestrihtiyen) üst seviyelerine de uygulanmıştır. Bu formasyonun üst seviyesine ait şeyllerin de organik madde bakımından zengin olmadıkları ve iyi bir olgunlaşma göstermedikleri anlaşılmıştır.

ABSTRACT : In this study the source rock possibilities of the Maestrichtian, Paleocene and Eocene sediments crop-ping out in the western margin of Çankırı basin have been investigated.

The percentage of the total organic carbon (TOC), kerogen types, the vitrinite reflectance values, and the paragenesis of the clay minerals as well as illite crystallinity values have been determined in the shale samples obtained from four measured stratigraphic sections.

The results of the analyses; carried out on the Maestrichtian and Lower Tertiary formations suggest that

— They do not contain significant amount of organic matter,

— The available organic matter is more suitable for the production of gas rather than oil and they have not also reached to complete maturity.

Similar analyses were also applied to the upper part of the Haymana formation (Maestrichtian) of the Haymana region. It is again concluded that the shales of the upper part of this formation are rather poor in organic matter and they do not show good maturity.

## GİRİŞ

Çankırı havzası Ankara'nın kuzeydoğusunda yer alan, başlıca Üst Kretase - Tersiyer yaşlı ve oldukça kalın çökeller içeren bir havzadır. Üst Kretase - Tersiyer yaşlı çökellerin tabanında ya «Ankara Melanjı»\*, ya da Kırşehir metamorfileri ve onları kesen granitler bulunmaktadır.

Havzanın tümü veya değişik bölümleri geçmiş yıllarda çok sayıda yerbilimcinin ilgisini çekmiştir. (Blumenthal,

1948; Erol, 1952; Birgili ve dig., 1975; Ergun, 1977; Norman ve dig., 1980; Şenalp, 1980 ve 1981; Ünal, 1982; Yoldaş, 1982) Ayrıca, kalın çökeller içermesi nedeniyle, havza İstanbul Taşlı Qaz (Erol, 1959) Qulf (Reckamp ve özbey-1960) ve Petrorama (Z. Malal m 2.2 Sözlü görüşme) gibi petrol şirketleri tarafından incelenmiş, fakat adı geçen şirketler, «çeşim nedenlerle» sondaj safhasına geçmeden sahaları terk etmişlerdir. Dolayısıyla bu güne kadar yörede herhangi bir derin sondaj yapılmamıştır.

Sunulan bu çalışma Çankırı havzasının batı kenarında; Kalecik ile Sulakyurt arasında yüzeyleyen Üst Kretase ve Tersiyer yaşlı çökellerin petrol - kaynak kaya yetenekle-

(\*) «Ankara Melanjı» deyimini Bailey ve Mc Callien (1950 ve 1953)'in tanımladıkları anlamda kullanılmıştır.

rinin araştırılmasına yöneliktir (Şekil 1). Ayrıntılı jeolojik incelemesi daha önce Ünalın (1982) tarafından yapılmış olan bu yöredeki istif önce kalitatif olarak değerlendirilmiş ve kaynak kaya olabilecek birimler ayırtlanmıştır. Ayırtlanan birimlerden ve ayrıca Haymana havzasına ait Haymana formasyonundan ölçülmüş stratigrafi kesitleri boyunca alınan şeyl örnekleri üzerinde bazı analizler yapılarak bunların kaynak kaya yetenekleri kantitatif olarak saptanmaya çalışılmıştır. Bu konuda yapılan analizler şunlardır :

- Organik karbon yüzdelерinin saptanması,
- Kerojen türlerinin ve yüzdelерinin belirlenmesi,
- Vitritin yansıması ölçümleri,
- Kil analizleri (Kil mineral parajenezleri ve illit kristallik ölçümleri)

Çalışmanın son aşamasında incelenen birimlerin kaynak kaya yetenekleri yorumlanmıştır.

#### STRATİGRAFI

İnceleme alanında «Ofiyolitli Melanj»la, onun üzerine gelen ve yaşları Maestrihtiyen'den Kuvaterner'e kadar uzanan çökeller yer alır. Toplam kalınlığı 5900 m yi bulan bu çökellerin ayrıntılı incelemesi ayrıca yayınlanacaktır. Bu nedenle burada yalnızca kaynak kaya analizleri için örneklemeye yapılan stratigrafi kesitleri (5 adet) özet şeklinde anlatılacaktır.

Kesitlerden ilki ve en büyüğü Gökçeviran köyünün güneyinde ölçülmüştür (Şekil 1 ve 2). Toplam kalınlığı 1185 m olan bu kesit alttan üste Maestrihtiyen yaşlı Gökçeviran ve Malboğazı formasyonları ile Paleosen yaşlı Kızılçukurdere ve Eosen yaşlı Akkuzulu formasyonlarını kapsar.

Gökçeviran formasyonu, volkanik arakatlı fliş fasiyesindedir. Esas olarak kumtaşı ve şeyl arılanmasından oluşan bu formasyon, üst seviyelerinde birkaç olistostrom düzeyi kapsamaktadır. Tabanı «Ofiyolitli Melanj» itkisi altında kaldığından gerçek kalınlığı belli değildir. Yüzeyleyen üst kesiminin ölçülen kalınlığı ise 400 m dir.

Gökçeviran formasyonu üzerinde uyumlu olarak duran Malboğazı formasyonu Hippuritesli kireçtaşı ve kumtaşı arılanması şeklindedir (225 m).

Malboğazı formasyonunu açısız uyumsuzlukla üzerleyen Kızılçukurdere formasyonu başlıca kırmızı renkli karasal kırıntılılardan oluşmakta, ayrıca birkaç algli denizel kireçtaşı arakatı kapsamaktadır. Kesitteki kalınlığı 80 m dir.

Akkuzulu formasyonu ise (480 m) fliş özellikleri sunan çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı arılanmasından meydana gelmiştir.

İkinci kesit Akkuzulu köyünün kuzeydoğusunda yer almakta ve yalnızca Eosen yaşlı Akkuzulu formasyonunu kapsamaktadır (Şekil 2). Özellikleri bir önceki kesitte anlatılan formasyonun buradaki kalınlığı 1360 m dir.

Üçüncü kesit Buğra köyünün güneyinde, Cevizlere formasyonundan ölçülmüştür. Maestrihtiyen yaşlı Cevizli-dere formasyonu (180 m), şeyl oranı yüksek bir fliş fasiyesindedir. Yine Maestrihtiyen yaşlı Malboğazı formasyonu ile olan alt dokanağı geçişlidir.

Dördüncü kesit te Buğra'nın güneyinde, Kenanın derede ölçülmüştür. Bu kesit, genel özellikleri daha önce verilen Gökçeviran formasyonunun en üst 100 m lik bölümünü içine almaktadır (Şekil 2). Bu yörede toplam kalınlığı yaklaşık 1000 m ye ulaşan Gökçeviran formasyonunun 900 m lik alt bölümü volkanik arakatı bol ve ayrıca çok sayıda bazalt daykları ile kesilmiş olduğundan kesiti ölçülemez. Kesiti ölçülen en üst 100 m lik bölümü ise şeyl oranı oldukça yüksek ve ayrıca çakıltaşı ve kumtaşı arakatları kapsayan fliş fasiyesindedir.

Çankırı havzası ile kıyaslama yapabilmek için Haymana yöresinden de bir kesit alınmış ve incelenmiştir. Haymana antiklinalinin kuzey kanadından (Çayraz köyünün güneyi) ölçülen bu kesit yalnızca Maestrihtiyen yaşlı Haymana formasyonunun en üst 200 m lik bölümünü kapsamaktadır (Şekil 2 ve 3). Daha önce görülen Gökçeviran formasyonunun yanal eşdeğeri olan Haymana formasyonu 1850 m kalınlığında, volkanik arakatı kapsamayan ve geniş yayımlı bir fliş fasiyesindedir. (Ünalın ve diğ., 1976) Kesiti ölçülen en üst 200 m lik bölümü içindeki kumtaşı merceklerinin bazıları asfaltlıdır (Şekil 3).

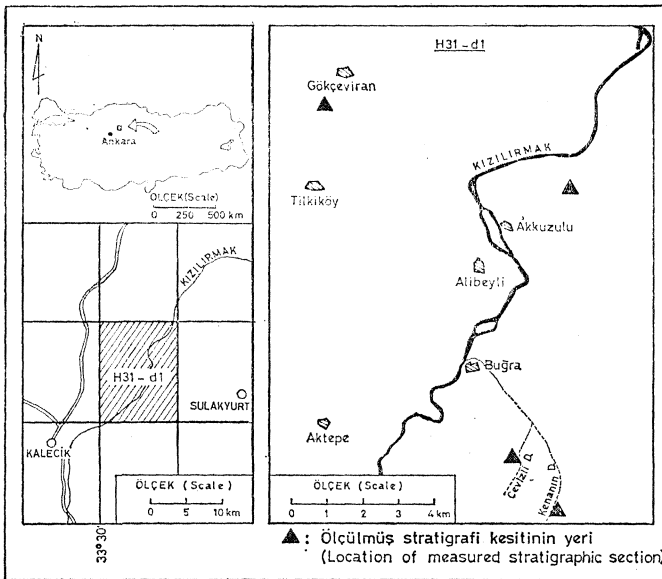
#### KAYNAK KAYA İNCELENLERİ

##### Tanım

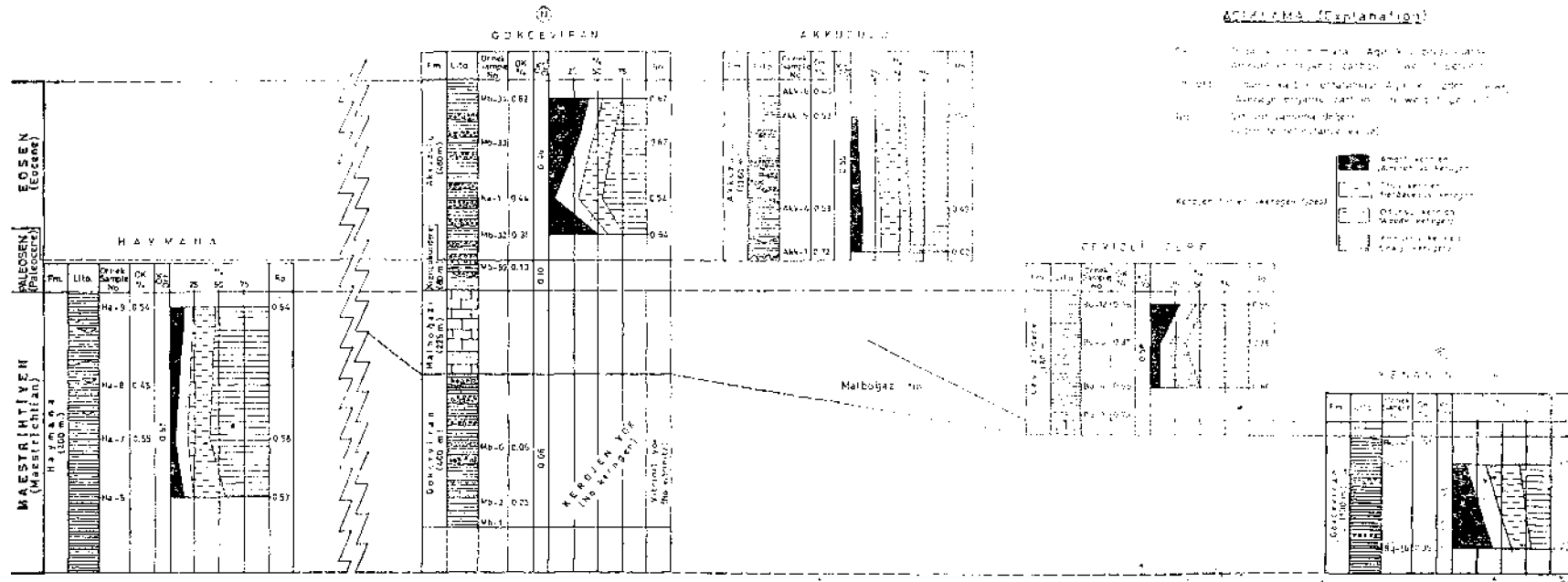
Jeoloji tarihçesi içinde ekonomik miktarda petrol ve/veya doğal gaz üretmiş, ürettiği hidrokarbonları hazne kayaya içine gönderebilmiş, kerojen (\*) içeren siyah renkli ve ince taneli sedimanter kayalar kaynak kaya (Ana kaya) olarak tanımlanır (Guillemot, 1964; Dow, 1978).

Siyah renkli şeyller ve daha az önem taşımakla birlikte killi kireçtaşları kaynak kaya olabilen bellibaşlı kaya tür-

(\*) Bir havzanın tabanında çökellerle birlikte diyajenez geçirmiş bitkisel ve/veya hayvansal kökenli organik maddelere kerojen adı verilir. C, H, O, N ve S elementlerinin karışımından oluşan kerojen, kloroform gibi eriticiler içinde erimez. Petrol ve doğal gazın kerojenden törediği günümüz araştırmacılarının büyük çoğunluğu tarafından kabul edilmektedir. (Welte, 1965; Durand ve Espitalie, 1973; Tissot ve Espitalie, 1975 Sallé ve Debysse, 1976; Tissot ve Welte, 1978).

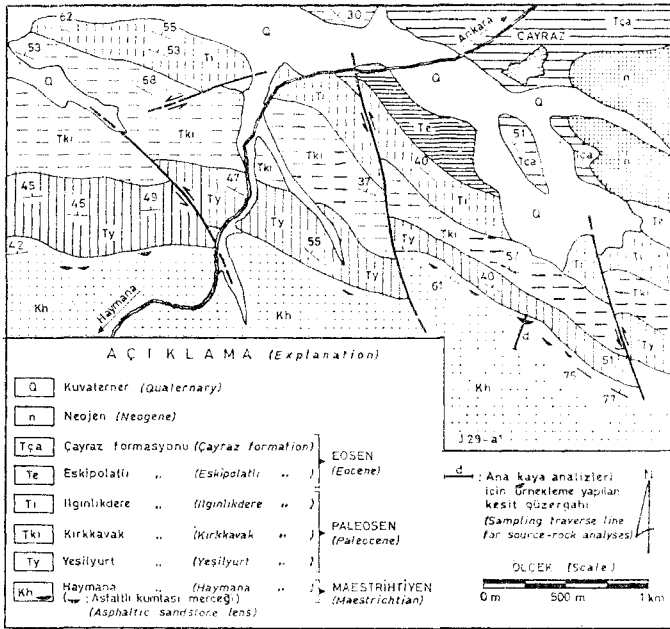


Şekil 1. Bulduru haritası.  
Figure 1. Location map.



Şekil 2. Maestrihtiyen, Paleosen ve Eosen yaşlı formasyonlardaki organik karbon miktarı, organik madde türleri ve vitrinit yansıtma değerleri.

Figure 2. Amount of organic carbon, types of organic materials and vitrinite reflectance values in Maestrichtian, Paleocene and Eocene formations.



Şekil 3. Çayraz köyü dolaylarının (Haymana havzası) jeoloji haritası (Ünalın ve Yüksel, 1976'dan alınmıştır).

Figure 3. Geological map of Çayraz village surroundings (Haymana basin, from Ünalın and Yüksel, 1976).

leridir (Levorsen, 1967; Momper, 1978; Merewether ve Claypool, 1980; Kirkland ve Evans, 1981).

#### Saha Gözlemleri

Kesiti ölçülen formasyonlardan bazıları içinde siyah renkli şeyl bulunmaktadır. Çalışmalarımızın ilk aşamasında bu şeyllerin kaynak kaya olabileceği düşünülmüş ve yapılan analizler bu formasyonlar üzerinde yoğunlaştırılmıştır.

Söz konusu şeyller Maestrihtiyen yaşlı Gökçeviran, Haymana ve Cevzlidere formasyonları ile Eosen yaşlı Akkuzulu formasyonu içinde yer almaktadır.

Gökçeviran yöresindeki kesitte 400 m kalınlığı olan Gökçeviran formasyonu, özellikle alt kesiminde kalınlığı 15-20 m ye varan şeyl seviyeleri kapsamaktadır. Üst düzeylerinde ise şeyl çok azdır. Bunların formasyon içindeki payı yaklaşık %20 olup, geri kalan kısmı, çok daha iri taneli kırıntılılardan oluşmaktadır.

Gökçeviran'dan güneye doğru gidildikçe aynı birim daha geniş mostralara verir. Buğra köyünün güneyinde yaklaşık kalınlığı 1000 m olan bu formasyonun ancak en üst 100 m lik bölümü şeyl kapsamaktadır. Kenan derede iyi gözlenen bu 100 m lik bölüm içindeki toplam şeyl kalınlığı 75 m dir. Geri kalan bölümü kumtaşı ve çakıltaşıdır.

Haymana'da ise kesitin yaklaşık %85'i şeylden geri kalan % 15'i yer yer asfaltlı kumtaşı merceği ve kumtaşı bantlarından kuruludur.

Bazı kumtaşı mercekleri içinde bulunan bu asfalt, mercekleri saran şeyllerin jeolojik geçmişte az da olsa petrol üretmiş olduklarını göstermektedir.

Yine Maestrihtiyen yaşlı Cevzlidere formasyonu da bol şeyl içermektedir. Buğra güneyinde kalınlığı 180 m olan bu formasyonun hemen hemen tamamı pelajik fosilli şeyldendir. İçinde ayrıca birkaç ince kumtaşı bandı vardır. Fakat bu birim incelenen yörede çok sınırlı alanlarda mostra vermektedir. Örneğin Gökçeviran yöresinde Cevzlidere formasyonu ya çökmemiş ya da çökeldiyse aşınmıştır.

Birinin şeyl kapsamının önemsiz oluşu, diğerinin ise sınırlı bir yayılıma sahip olması nedeniyle Gökçeviran ve Cevzlidere formasyonlarının kaynak kaya yönünden büyük

bir önem taşımadıkları düşünülmüştür. Yüksek oranda şeyl kapsayan ve geniş yayılımı olan Haymana formasyonu ise bu açıdan yukarıdaki genellemelerin dışında kalmaktadır.

Çankırı havzasına ait ve şeyl kapsayan bir başka birim Eosen yaşlı Akkuzulu formasyonudur. Kalınlığı ve geniş yayılımı dikkate alındığında kaynak kaya açısından Çankırı havzasının en önemli formasyonu görünümündedir. Akkuzulu yöresinde 1360 m kalınlığı olan bu formasyon içindeki şeyl seviyelerinin toplam kalınlığı 700 m (%50) dir.

Yukarıda belirtilenler dışında kalan Malboğazı ve Kızılcukurdere formasyonları ile Şekil 2 üzerinde gösterilmemiş olmakla birlikte, Çankırı havzasının değişik kesimlerinde yüzeylenen Lütisiyen, Oligosen ve Miyo - Pliyosen yaşlı diğer formasyonlarda kaynak kaya olabilecek herhangi bir fasiyes mevcut değildir. Çünkü bu formasyonlar, ya sığ deniz ürünü olan beyaz renkli kireçtaşlarından, ya da karasal ortamda depolanmış kırmızı renkli kırıntılılar ve evaporitlerden oluşmaktadır.

Öte yandan inceleme alanındaki istif içinde şeylden başka bir kaynak kaya fasiyesi (örneğin killi kireçtaşı) gözlenmemektedir.

#### Laboratuvar İncelemeleri

Şeyl ya da killi kireçtaşı gibi herhangi bir kayanın geçmişte belli bir miktar petrol veya gaz üretip üretmediği o kaya üzerinde yapılan bazı analizler yardımıyla anlaşılabilir. Günümüzde bu amaçla yapılan analizler şu gruplar altında toplanabilir :

— Kaya içindeki toplam organik karbon miktarının ölçümü,

— Kaya içindeki organik maddenin (kerojen) niteliğinin saptanması,

— Kerojenin olgunluk derecesinin belirlenmesi (Momper, 1978; Kraus ve Parker, 1979; Waples, 1979; Merewether ve Claypool, 1980) -

Bu incelemede yapılan analizler, saha çalışmaları sırasında belirlenen ve kaynak kaya olması muhtemel birimler üzerinde yoğunlaştırılmıştır. Diğer birimlerden ise ancak deneme amacıyla birkaç örnek alınmış ve incelenmiştir.

Öncelikle Maestrihtiyen yaşlı Gökçeviran, Haymana ve Cevzlidere formasyonları ile Eosen yaşlı Akkuzulu formasyonuna ait şeyllerden derlenen yüzey örneklerinin toplam organik karbon miktarları ve organik madde türleri saptanmış, daha sonra organik maddenin olgunluk derecesini belirlemek amacıyla vitrinit yansıması ölçümleri ve kil analizleri yapılmıştır.

Bu arada hatırlatmakta yarar görülen bir konu da, Çankırı havzasında henüz derin bir sondaj yapılmadığından, incelenen örneklerin hepsinin de yüzeyden alınmış örnekler olmasıdır.



Diğer yandan, yüzeysel oksitlenmelerin etkisinden kurtulmak amacıyla, alınan örnekler, olanaklar ölçüsünde Ku- vaterner yaşlı aşınmanın önemli olduğu yerlerden ve çe- kiyle kazarak, derinden alınmaya çalışılmıştır.

**Toplam Organik Karbon Miktarı.** Toplam organik karbon miktarı, kaya içindeki kerojene ilişkin karbon mi- ktarı ile kerojenden türemiş, fakat kaya dışına atılmamış olan hidrokarbonlara ait karbon miktarının toplamıdır (Du- rand ve diğ., 1972; Jonathan ve diğ., 1976). Kaya içinde hap- sedilmiş hidrokarbonlara ait karbonun toplam organik kar- bon içindeki payı çok küçüktür. Geri kalan önemli bölümü kerojene ilişkin karbondan oluşmaktadır.

Organik karbon analizleri için, 4 kesit boyunca toplam 19 adet şeyl örneği toplanmıştır (Şekil 2). Organik karbon yüzdeleri MTA Enstitüsü laboratuvarlarında, elementer analiz cihazı ile yapılmıştır. Bu işlem için şeyl örnekleri önce HCl ile kaynatılarak CaCO<sub>3</sub>'ten arındırılmış ve 105°C de kurutulmuştur. Daha sonra her örnek elementer analiz cihazı içinde ve oksijenli ortamda 900°C'de yakılmıştır. Bu yanma sonucu şeyi içinde bulunan organik karbon CO<sub>2</sub>'ye dönüşmektedir. Oluşan CO<sub>2</sub> ağırlığı belli sodyum asbest ile absorbe edilmiş ve ağırlık farkından yararlanarak, açığa çıkan organik karbon miktarı bulunmuştur. Orijinal şeyl örneğinin ağırlığı belli olduğu için, basit bir işlemle şeyi içindeki organik karbon yüzdesi hesaplanmıştır.

Maestrihtiyen yaşlı Gökçeviran formasyonunun ince- leme alanının kuzeyindeki kesitinden alınan iki örneğin organik karbon ortalaması %0,06'dır (Şekil 2).

Yine Gökçeviran formasyonundan, fakat sahanın gü- neyindeki Kenanın dere kesitinden alınan iki örneğin organik karbon ortalaması ise %0,63'tür.

Haymana formasyonunun en üst 200 m lik bölümüne ait üç örneğin organik karbon ortalaması %0,51 olarak he- saplanmıştır.

Yine Maestrihtiyen yaşlı Cevzlidere formasyonunun organik karbon ortalaması %0,58'dir (4 örnek).

Eosen yaşlı Akkuzulu formasyonunun Akkuzulu yöre- sindeki organik karbon ortalaması (4 örnek) %0,55, Gökçe- viran'daki kesitte ise %0,46'dır.

Gökçeviran'da yüzeyleyen Paleosen yaşlı karasal Kı- zılçukurdere formasyonuna ait çamurtaşlarından alınan bir örneğin organik karbon miktarı %0,10'dur.

Ağırlık yüzdesi cinsinden ancak %0,50 den fazla orga- nik karbon kapsayan kayaların kaynak kaya olabilecekleri bilinmektedir (Welte, 1965; Mc Iver, 1967; Dow, 1978; Momper, 1978; Tissot ve Welte, 1978; Ala ve diğ., 1980; Basu ve diğ., 1980). Bu değerden daha düşük oranda organik karbonu olan kayalar kaynak kaya olamamaktadır. Çünkü bu tür kayalar içinde bir miktar petrol oluşsa bile bu petrol kaya dışına atılmamakta, atılsa da gittiği yerde önemli bir birikim sağlayamamaktadır.

İnceleme alanında kaynak kaya olması düşünülebilecek formasyonların (Gökçeviran, Haymana, Cevzlidere ve Ak- kuzulu formasyonları) ortalama organik karbon miktarı %0,06 ile %0,63 arasında değişmektedir (Şekil 2). Gökçeviran yöresinde, organik karbon ortalaması %0,06 olan Gökçeviran formasyonu bir yana bırakılacak olursa, geri kalan değerlerin %0,46 ile %0,63 arasında değiştiği görülmektedir.

Organik karbon içeriği bakımından kabaca %0,5 -1 grubu içinde, fakat kabul edilen %0,5 alt sınırına oldukça

yakın olan bu formasyonları «orta» kaynak kaya şeklinde nitelendirmek mümkündür. (Thomas, 1979; Kraus ve Par- ker, 1979). Bu arada Gökçeviran formasyonunun organik karbon miktarının güneyden kuzeye doğru önemli ölçüde azaldığı dikkati çekmektedir. Gökçeviran'daki organik kar- bon kapsamına göre (%0,06) bu formasyon «çok zayıf» kaynak kaya olarak nitelendirilebilir-

Öte yandan Haymana formasyonunun organik karbon ortalaması %0,51'dir. Buda 0,50 -1 grubu içinde yer almak- la birlikte, alt sınır olan %0,50'ye çok yakındır. Bu neden- le Haymana formasyonu da oldukça iyimser bir yaklaşımla «orta» kaynak kaya olarak değerlendirilebilir.

Organik karbon yüzdesi 0,10 olan (çok zayıf) Paleosen yaşlı Kızılçukurdere formasyonuna ait kırmızı renkli çamurtaşlarının da kaynak kaya olması beklenmemelidir.

**Kerojenin Niteliği.** Kaynak kaya değerlendirmelerin- de dikkate alınması gereken özelliklerden biri de kerojenin niteliğidir.

Herhangi bir kerojenin niteliği alttan aydınlatılmalı bir mikroskopta saptanabilmekte; amorf, otsu odunsu ve kö- mürsü olmak üzere 4 tür kerojen ayırdedilebilmektedir. Bunlardan amorf olanların daha çok denizel canlılardan (bitkisel ve hayvansal) kaynaklandığı, diğerlerinin ise ka- rasal kökenli organik maddelerden (örneğin büyük bitkiler) türediği bilinmektedir. Ayrıca, amorf ve bir ölçüde otsu ke- rojenlerin hem petrol hem de gaz üretme yeteneğine sahip oldukları, odunsu ve kömürsülerin ise yalnızca gaz ürete- bildikleri kabul edilmektedir (Laplante, 1973 ve 1974; Ray- naud ve Robert, 1976; Urban, 1976; Dow, 1978; Tissot ve Welte, 1978; Bostick, 1979; Brooks, 1981; Hunt, 1983).

Doğada genellikle amorf, otsu, odunsu ve kömürsü ke- rojenlerin değişik oranlardaki bir karışımı söz konusudur.

İnceleme alanındaki Gökçeviran, Cevzlidere ve Akku- zulu formasyonlarından 15 adet, Haymana formasyonundan 3 adet olmak üzere toplam 18 adet şeyl örneği derlenmiş ve TPAO Araştırma Merkezinde incelenmiştir.

Örnekler önce 3-4 mm boyutlu taneler haline gelince- ye kadar kırılmıştır. Sonra %33'lük HCl ve %42'lik HF ile yıkanarak sırasıyla karbonat ve silikatlardan arındırıl- mıştır. Daha sonra yoğunluğu 2,2 olan Zn - Br yardımıyla ağır minerallerin de ayrılmasıyla geriye kalan saf kerojen- den ince kesitler yapılmış ve bu kesitler alttan aydınlatılma- lı mikroskopta, tür tayini amacıyla incelenmiştir-

İncelenen örneklerdeki kerojen türlerinin kesitlere gö- re dağılımı Şekil 2'de gösterilmiştir. Bu şekilde dikkati çe- ken özellikler şöyle sıralanabilir-

— Gökçeviran kesitinde, Gökçeviran formasyonundan alınan 3 örnekte kerojeri bulunamamıştır.

— Aynı formasyonun Kenanın dere kesitinde ölçülen üst kesimi ortalama %48 oranında amorf-otsu ve %52 ora- nında odunsu + kömürsü kerojen kapsamaktadır.

— Haymana formasyonunun en üst 200 m lik bölümü- nün amorf + otsu kerojen ortalaması oldukça düşük (%23), odunsu + kömürsü kerojen ortalaması ise yüksektir (%77).

— Yine Maestrihtiyen yaşlı Cevzlidere formasyonun- daki amorf ve otsu ortalaması %30, odunsu + kömürsü or- talaması ise %70'tir-

— Akkuzulu kesitinde Eosen'e ait Akkuzulu formasyo- nunun amorf + otsu ortalaması %28 olup, buradan Gök- çeviran'a doğru gidildiğinde bu oran %47'ye kadar çıkma- ktadır.

Yukarıdaki veriler, ele alınan 4 formasyondaki odunsu + kömürsü kerojen yüzdelere yüksek, buna karşılık amorf + otsu kerojen yüzdelere düşük olduklarını göstermektedir. Dolayısıyla bu formasyonların esas olarak gaz ve bunun yanında ancak bir miktar petrol üretmiş olmaları gerekir.

Haymana formasyonunun kumtaşı merceklerinde bulunan az miktardaki asfalt (\*), bu formasyona ait %23 oranındaki amorf +otsu kerojenle ilgili olmalıdır.

**Kerojenim Olgunluk Derecesi.** Herhangi bir havzanın tabanında, gömülmeye bağlı olarak artan sıcaklığın ve basıncın etkisiyle, özellikle şeyl gibi killi çökellerin ve onlar içindeki kerojenin fiziksel ve kimyasal özelliklerinde önemli değişiklikler meydana gelir (Gözenekliliğin azalması, montmorillonitin illite dönüşmesi, illitin kristallik derecesinin ve vitrinitin yansıma değerinin artması gibi). Bu değişikliklere paralel olarak, kerojenden petrol ve doğal gaz türer (Welte, 1965; Dunoyer de Segonzac, 1969; Foscolos ve diğ., 1976; Tissot ve Welte, 1978). Gömülmeye bağlı olan bu değişikliklerle birlikte, başlangıçta (diyajenez) olgun olmayan ve biyogenik metan dışında ancak çok az hidrokarbon üreten veya hiç üretmeyen kaynak kaya, katajenez aşamasına girerek olgunlaşır ve bu olgunlaşmaya paralel olarak petrol ve doğal gaz (yaş gaz) üretir. Daha sonra, metajenez evresine girildiğinde yalnızca kuru gaz üretimi söz konusudur. Metajenezin alt bölümünde ise (Ankimetamorfizma) kaya aşırı derecede olgunlaşır. Aşırı olgun bir kaynak kaya petrol veya gaz üretmez (Tissot ve Welte, 1978; Kübler ve diğ., 1979).

Kaynak kaya olması düşünülen herhangi bir kayanın hangi olgunluk aşamasında olduğunu saptamak olanaklıdır. Bu amaçla günümüzde çok değişik analizler yapılmakta ise de, bu incelemede yalnızca vitrinit yansıma ölçümleri ve bazı kil analizleri yapılabilmektedir.

**Vitrinit Yansıma Ölçümleri.** Vitrinit, kerojen içinde bulunabilen odunsu maddelerden biridir. Yansıma değeri (Ro) ise, parlatılmış yüzeyi üzerine gönderilen ışıktan, yansıyan miktarın emilene oranıdır (Raynaud ve Robert, 1976).

İnceleme alanından kerojenin niteliğini saptamak amacıyla derlenen 18 adet örnek aynı zamanda vitrinit yansıma ölçümleri için de kullanılmıştır.

Ölçümler TPAO Araştırma Merkezinde yapılmıştır.

Bir önceki bölümde açıklanan yöntem uyarınca hazırlanan saf kerojen örnekleri, vitrinit yansıma ölçümleri için özel kalıplara dökülerek parlatılmıştır. Daha sonra vitrinit yansıma mikroskobu ile her parlak kesit üzerinde en az 40 yansıma değeri ölçülmüş ve ölçümler histogramlar üzerinde değerlendirilerek her örneğin ortalama Ro değeri bulunmuştur.

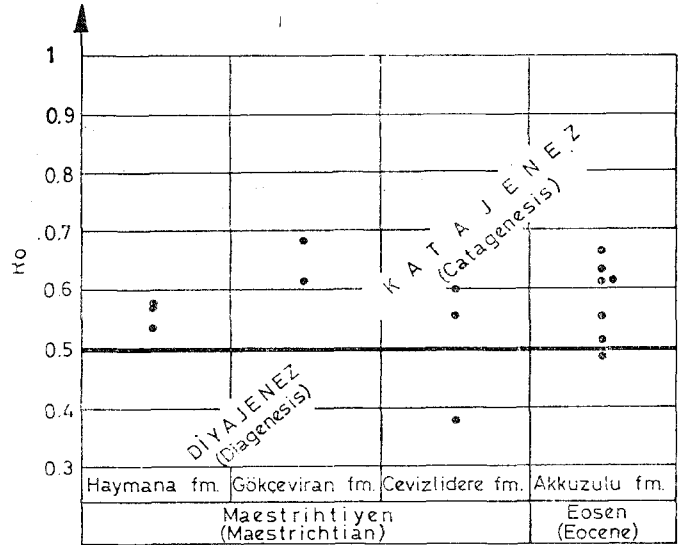
Ro değerlerinin kesitlere göre dağılımı Şekil 2'deki gibidir.

Gökçeşir kesitinde, Gökçeşir formasyonuna ait şeyl örnekleri içinde vitrinit bulunmamıştır. Diğer kesitlerde en düşük Ro değerinin 0,38 (Cevizlidere formasyonu) ve en yüksek Ro değerinin 0,69 (Kenanın dere kesitinde

(\*) Asfaltlı merceklerden en büyüğü ve en asfaltlı olanı, ölçülen

Gökçeşir formasyonu) olduğu görülmektedir. 0,69'dan daha büyük bir Ro değeri yoktur.

Kabaca 0,5 ile 0,6 arasında değişen yansıma değerlerine sahip Haymana formasyonunu, olgunluk açısından Çankırı havzasına ait Gökçeşir, Cevizlidere ve Akkuzulu formasyonları ile kıyaslamak mümkündür. Şekil 4'te tüm Ro değerlerinin formasyonlara göre dağılımı gösterilmiştir.



Şekil 4. Vitrinit yansıma değerlerinin (Ro) formasyonlara göre dağılımı.

Figure 4. Distribution of vitrinite reflectance values (Ro) in the formations.

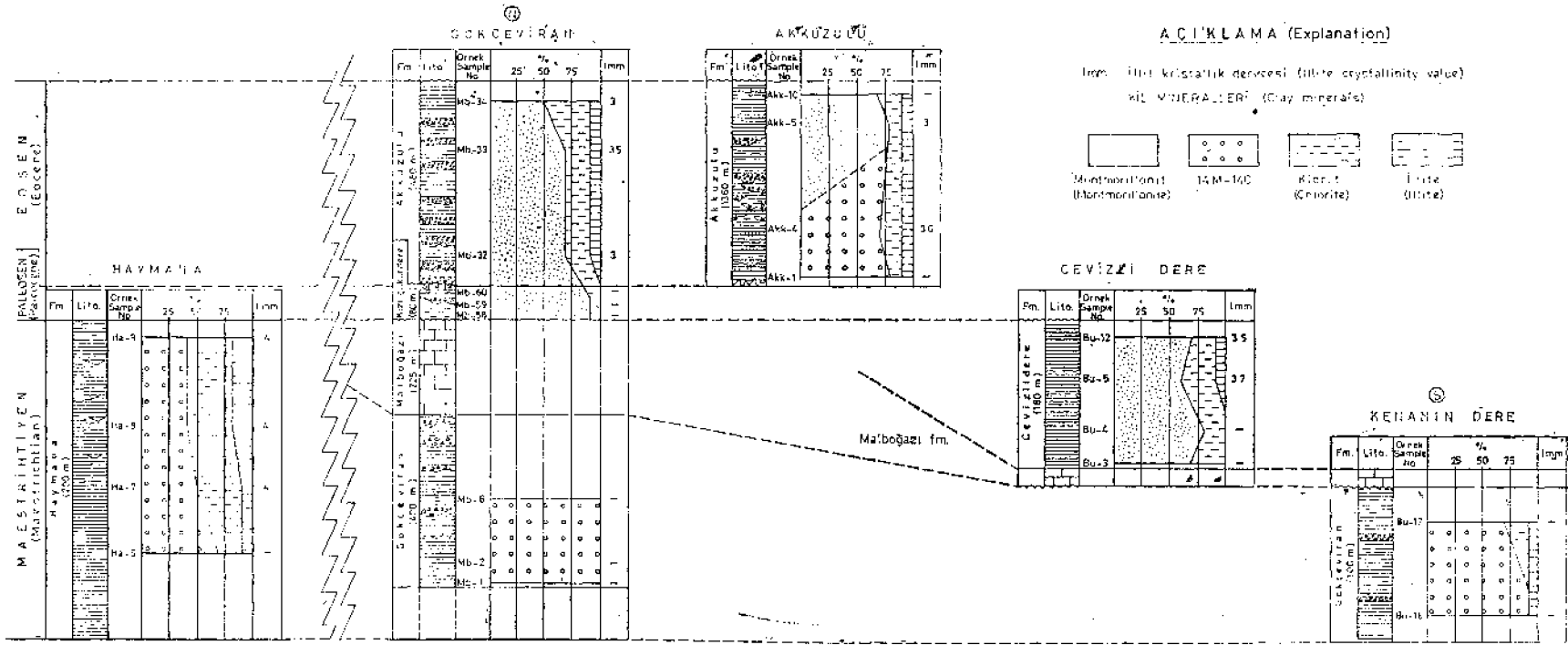
0,5 ile 2 arasındaki Ro değerleri katajenez aşamasını, 0,5 ten küçük olanlar diyajenez, 2 ile 4 arasındakiler ise metajenez aşamasını göstermektedir. (Raynaud ve Robert, 1976; Powell ve diğ., 1978; Tissot ve Welte, 1978; Bostick, 1979).

İncelenen formasyonların Ro değerleri 0,5 ile 0,7 arasında değişmektedir. Bu formasyonların hepsini de diyajenez aşamasından geçmiş, fakat katajenez aşamasına henüz girmiş, diğer bir deyimle, erken - orta olgunlaşma evresinde (TPAO standartlarına göre) olan kayalar şeklinde nitelendirmek olanaklıdır. Dolayısıyla bu kayaların fazla miktarda petrol veya gaz üretmiş olmaları beklenmemelidir.

**Kil Analizleri.** Bu analizler de inceleme alanındaki kaynak kaya olması beklenen çeşitli birimlere ait şeyllerin olgunluklarını belirlemek amacıyla yapılmıştır. Bunun için 4'ü Haymana yöresinden, 19'u Çankırı havzasından olmak üzere toplam 23 adet şeyl örneği derlenmiştir.

Örneklerin kil boyu fraksiyonlarının XRD çekimleri Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsü laboratuvarlarında yapılmıştır. Bunun için önce örnekler öğütülerek HCl ile işlem görmüş, sonra damıtık su ile yıkanmıştır. Daha sonra 1000 ml lik bir behere aktararak 8 saat bekletilmiş ve dibe çökmeksizin asılı halde kalan kil boyu (<2,0 µ) taneler ayrılmıştır. Ayrılan kil boyu kırıntılardan, normal, fırınlanmış ve etilen glikollü olmak üzere 3 ayrı plaket hazırlanmış ve çekimler Philips PW 1140/00 X - ışınları difraktometresi ile yapılmıştır.

Haymana kesiti üzerinde bulunmaktadır (Şekil 2 ve 3). Bu mercekten alınan bir kumtaşı örneği içinde %2,83 oranında asfalt olduğu saptanmıştır.



Şekil 5. Maestrihtiyen, Paleosen ve Eosen yaşlı formasyonlardaki kil mineralleri ve illit kristallik dereceleri.  
Figure 5. Clays minerals and illite crystallinity values in Maestrichtian, Paleocene and Eocene formations.

Dunoyer de Ségonzac (1969)'in değerlendirmeleri ile kıyaslayabilmek için, adı geçen yazardan sağlanan 3 adet tip örneğin de kendi örneklerimizle birlikte çekimi yapılmıştır.

Elde olunan XRD diyagramları üzerinde önce kil mineral parajenezleri saptanmış, daha sonra ölçüme elverişli görülenler üzerinde illit kristallik ölçümleri yapılmıştır.

1) Kil Mineral Parajenezleri. İnceleme alanındaki Maestrihtiyen ve Tersiyer yaşlı şeyl ya da çamurtaşlarında kil minerali olarak montmorillonit, 14M - 14C aratabakalı, klorit ve illit yaygındır (Şekil 5).

Kesitlerin tümünde klorit ve illitin bağıl yüzdelerinin çok düşük olduğu dikkati çekmektedir. Bu minerallerden illitin, daha yaşlı birimlerden taşınmış olabileceği sonraki bölümde tartışılacaktır.

Farklı yörelere ait olsalar bile, Haymana formasyonu ile Gökçeviran formasyonu (Maestrihtiyen) kil parajenezleri açısından deneştirilebilmektedir. Çünkü bu formasyonlarda 14M-14C aratabakalıları çoğunlukta olup, bunun yanında az miktarda klorit ve illit bulunabilmektedir.

Yine Maestrihtiyen yaşlı fakat stratigrafik olarak bir öncekilerin üstünde yer alan Cevzlidere formasyonunda ise montmorillonit en önemli mineraldir.

Paleosen yaşlı, karasal Kızılıçukurdere formasyonu da esas olarak montmorillonit içermektedir.

Eosen yaşlı Akkuzulu formasyonunun tip kesitinde tayan tabana doğru montmorillonitten 14M-14C aratabakalıları bir geçiş gözlenmektedir. Başka bir deyişle montmorillonit azalarak yokolmaktadır.

Akkuzulu formasyonunun Gökçeviran yöresinde ölçülen kesitinde montmorillonit en önemli mineral olup, 14M - 14C aratabakalıları bulunmamaktadır.

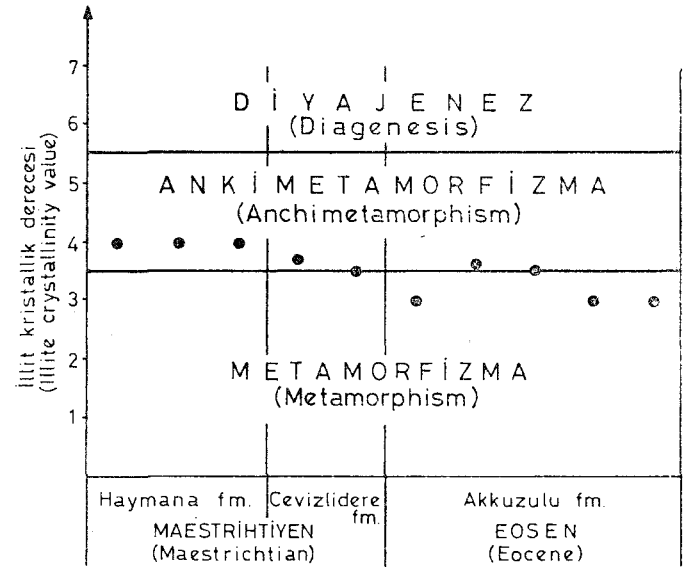
Yukarıdaki açıklamalardan da anlaşılacağı üzere saha-da düşey yönde montmorillonitten 14M - 14C aratabakalılarına bir geçiş söz konusudur. Bu geçiş bir yerden diğerine farklı stratigrafik seviyelerde gerçekleşmektedir (Gökçeviran kesitinde olasılıkla Tersiyer - Kretase sınırında, Akkuzulu yöresinde Akkuzulu formasyonu içinde, Buğra güneyinde ise Cevzlidere formasyonu ile Gökçeviran formasyonu sınırında).

Son yıllarda yapılan araştırmalar, montmorillonitin aratabakalılarına dönüştüğü zonda sıvı hidrokarbonların oluşmaya başladığını ortaya koymuştur. (Durand ve diğ., 1975; Kübler ve diğ., 1979; Foscolos ve Powell, 1980; Kübler, 1980). Bu durumda, kesitlerin ölçülmüş olduğu yerlerde, Haymana ve Gökçeviran formasyonlarının tamamının, Akkuzulu formasyonunun alt kesiminin (tip kesit yeri) yeteri kadar gömülerek petrol oluşum zonu içine girmiş oldukları sonucu çıkmaktadır. Cevzlidere formasyonu ile Gökçeviran yöresindeki Akkuzulu formasyonu ise bu zon içine henüz girmemiştir.

2) Illit Kristallik ölçümleri. İncelenen 23 örnekten ancak 10'unda kristallik ölçümlerine elverişli illit bulunmuştur. Diğerlerinde illit ya hiç yok, ya da kristallik ölçümü yapılmayacak kadar azdır (Şekil 5).

Illit kristallik dereceleri (Imm) Kübler (1966)'in geliştirdiği ve daha sonra Dunoyer de Segonzac (1969), Ataman ve diğ. (1977) ve Yılmaz (1979) tarafından yapılan de-

ğişik incelemelerde uygulanan yöntem uyarınca, normal çekimdeki 10 °A pikinin yarı yükseklikteki genişliği mm cinsinden okunarak elde edilmiştir. Elde olunan illit kristallik derecelerinin formasyonlarına göre dağılımı topluca Şekil 6'da görülmektedir.



Şekil 6. Illit kristallik derecelerinin formasyonlara göre dağılımı.

Figure 6. Distribution of illite crystallinity value in the formations.

Şekilden de anlaşılacağı gibi, formasyonlar arasında kristallik dereceleri yönünden önemli bir fark yoktur. Değerler (10 örnek) 3 mm ile 4 mm arasında değişmektedir.

Dunoyer de Segonzac (1969)'in sınıflaması ile bir kıyaslama yoluna gidildiğinde, illit kristallik derecelerine göre, incelenen formasyonların hepsinin de ankimetamorfizma zonundan gerçek metamorfizmaya (epizon) geçiş bölgesinde yer aldıkları görülmektedir. Bu durum kil mineral parajenezleri ile uyumsuz olduğu gibi, vitrinit yansıma değerleri ile de çelişkilidir. Çünkü hatırlanacağı gibi, Ro değerleri metamorfizma aşamasına varan aşırı bir olgunlaşmayı göstermemektedir. Geriye kalan tek açıklama şekli, incelenen formasyonlardaki illitlerin daha yaşlı birimlerden taşınmış olmasıdır. Örneklerdeki bağıl illit yüzdelerinin çok düşük olması da bu görüşü desteklemektedir.

Bu illitlerin, Ankara yöresinde geniş yayılımı olan Triyas yaşlı Dikmen grovıkları (Erol, 1956) ile arakatlı olan şeyllerden türemiş olabilecekleri düşünülmektedir. Bu nedenle illit kristallik değerlerinden yararlanarak formasyonların olgunlukları yorumlanamamıştır.

## SONUÇLAR

Bu inceleme ile su sonuçlara varılmıştır.

1) Çankırı havzasının batı kenarına ilişkin Üst Kretase - Tersiyer istifinde yalnızca Maestrihtiyen yaşlı Gökçeviran ve Cevzlidere formasyonları ile Eosen yaşlı Akkuzulu formasyonu siyah renkli denizel şeyi kapsamaktadır-

2) Bunlardan Gökçeviran formasyonunun toplam şeyl kapsamı önemsiz, Cevizlidere formasyonunun ise yayılımı sınırlıdır. Buna karşılık Akkuzulu formasyonunun hem şeyl kapsamı önemli, hem de yayılımı geniştir.

3) Haymana havzasına ait Maestrihtiyen yaşlı Haymana formasyonu da geniş yayımlı olup, bol miktarda siyah renkli denizel şeyl kapsamaktadır.

4) Yapılan analizlerle;

— Çankırı havzasına ait 3 formasyon içindeki şeyllerin organik karbon yüzdelерinin 0,06 ile 0,63 arasında değiştiği ve dolayısıyla organik madde yönünden zengin olmadıkları,

— Az da olsa, mevcut organik maddenin büyük bölümünün karasal bitkilerden kaynaklandığı, başka deyişle petrolden çok, gaz üretimine elverişli olduğu,

— Şeyllere ait vitrinit yansıma değerlerinin 0,4 ile 0,7 arasında değiştiği ve dolayısıyla 3 formasyonunun da olgunlaşma sınırında yer aldığı yani erken-orta olgunlaşma evresinde olduğu belirlenmiştir.

— Aradaki mesafeye rağmen, Haymana formasyonunun üst seviyelerine ait şeyllerin de benzer özellikler taşıdıkları ortaya konmuştur.

5) İncelenen kesitlerde düşey yönde montmorillonitten 14M - 14C aratabakalılarında bir geçişin varlığı saptanmıştır. Bir kesitten diğerine farklı stratigrafik seviyelerde gerçekleşen bu geçişe dayanarak Gökçeviran ve Haymana formasyonlarının tamamının, Akkuzulu formasyonunun ancak bir bölümünün petrol oluşum zonu içine girdiği ortaya konmuştur. Cevizlidere formasyonu bu zon içine girmemiştir.

6) İncelenen Üst Kretase ve Eosen yaşlı formasyonlardaki illitlerin, Triyas yaşlı Dikmen grovıkları ile arakatlı şeyllerden türemiş olabilecekleri düşünülmüştür.

7) Yapılan incelemelerin topluca değerlendirilmesi ile, ele alınan sahada iyi bir kaynak kayanın olmadığı sonucuna varılmıştır.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

Ala, M.A., Kinghorn, R.R.F. ve Rahman, M., 1980, Organic

geochemistry and source rock characteristics of the Zagros petroleum province, Southwest Iran : Jour. Pet. Geol., 3,1, 61 - 89.

Ataman, G., Yılmaz, O. ve Ertürk, O., 1977, Diyajenez -Ankimetamorfizma geçişinin illitin kristallik derecesi ile araştırılması. Batı Pontidler'de bir deneme : Yer-bilimleri, 3, 1 - 2, 145 - 160.

Bailey, E.B. ve Mc Callien, W.J., 1950, Ankara melanjı ve Anadolu şaryajı : MTA Enstitüsü Dergisi, 40, 12 - 22.

Bailey, E.B. ve Mc Callien, W.J., 1953, Serpantin lavas, the Ankara mélange and the Anatolian thrust : Trans. Roy. Soc. Edin. LXII, II, 403 - 442.

Basu, D.N., Banerjee, A. ve Tamhane, D.M., 1980, Source area and migration trend of oil and gas in Bombay offshore : AAPG Bul. 64, 2, 209 - 220.

Birgili, Ş., Yoldaş, R. ve Ünalın, G., 1975, Çankırı - Çorum havzasının jeolojisi ve petrol olanakları : MTA Enstitüsü Rap. No : 5621, yayınlanmamış.

Blumenthal, M., 1948, Bolu civarı ile Kızılırmak mecrası arasındaki Kuzey Anadolu silsilelerinin jeolojisi: MTA Enstitüsü yayını, Seri : B, 13, 265 s.

Bostick, N.H., 1979, Microscopic measurement of the level of catagenesis of solid organic matter in sedimentary rocks to aid exploration for petroleum and to determine former burial temperatures : SEPM Special Publ., 26,17-43.

Brooks, J., 1981, Organic maturation of sedimentary organic matter and petroleum exploration, A Review; Organic maturation studies and fossils fuels exploration da : Academic Press, Newyork, 441 s.

Dow, W.G., 1978, Petroleum source beds on continental slope and rises : AAPG Bul., 62, 9,1584 -1606.

Dunoyer de Segonzac, G., 1969, Les minéraux argileux dans la diagenèse passage au métamorphisme : Memoire du Service de la Carte Géol. Alsace et de Lorraine, 29, 320 p.

Durand, B., Espitalié, J. ve Nicaise, G., 1972, Etude de la matiere organique insoluble des argiles Toarcien du Bassin de Paris : Rev. Ins. Fr. Petrole, 27, 6, 865 - 884.

Durand, B. ve Espitalié, J., 1973, Evolution de la matiere organique au cours de de l'enfouissement des sediments : C.R. Acad. Sc Paris, 276, D, 2253 - 2256.

Durand, B., Dunoyer de Segonzac, G., Albrecht, P. ve Vandebroucke, M., 1975, Diagenèse minérale et diagenèse organique dans une série sédimentaire du bassin de Douala (Cameroun) : IX. Congrès Int. de Séd., Thème 7, Diagenèse, 39 - 45.

Ergun, O.N., 1977, Sedimentology of Tertiary evaporites, Uğurludağ area, Çankırı - Çorum basin, Turkey : Doktora tezi, Imperial College, Londra, 260 s, yayınlanmamış.

Erol, O., 1952, Çankırı - Sungurlu - Tüney arasındaki Kızılırmak havzasının ve Şabanözü civarının jeolojisi hakkında rapor : MTA Enstitüsü Rap. No : 2026, yayınlanmamış.

Erol, O., 1956, Ankara güneydoğusundaki Elmadağ çevresinin jeolojisi ve jeomorfolojisi üzerine bir araştırma : MTA Enstitüsü Yayını, Seri : D, No : 9.

Erol, O., 1959, Çankırı (Çandır ve Hüseyinli) sahalarının jeolojisi : AR/İTG/473, 474, Pet. İş. Gn. Md. Yayınlanmamış.

Foscolos, A.E., Powell, T.G. ve Gunther, P.R., 1976, The use of clay minerals and inorganic and organic geochemical indicators for evaluating the degree of diagenesis and oil generating potential of shales : Geoch, et Cosmoch. Acta, 40, 953 - 966.

Foscolos, A.E. ve Powell, T.G., 1980, Mineralogical and geochemical transformation of clay during catagenesis and their relation to oil generation : Can. Soc. Pet. Geol. Mem. 6, 153 -172.

Guillemot, J., 1964, Cours de géologie du pétrole : Société des Editions Technip, Paris.

Hunt, J.M., 1983, Geochemistry of petroleum : Kurs notları, TPAO, Ankara.

- Jonathon, D., Le Tran, K., Oudin, J.L. ve Van Der Weide, B.M., 1976, Les méthodes d'étude physique - chimique de la matière organique : Bul. Centre. Rech. Pau, SNPA 10, 1, 89 -108.
- Kirkland, D.W. ve Evans, R., 1981, Source rock potential of evaporitic environment AAPG Bul., 65, 2, 181 - 190.
- Kraus, G.P. ve Parker, K.A., 1979, Geochemical evaluation of petroleum source rock in Bonaparte Gulf - Timor sea region, northwestern Australia : AAPG Bul. 63, 11,2021-2041.
- Kübler, B., 1966, La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme, In : Colloque sur les Etages Tectoniques A la Baconnière, Neuchâtel, Suisse, 105-122.
- Kübler, B., Pittion, J.L., Heroux, Y., Charollais, J. ve Weidmann, M., 1979, Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des nappes préalpines, helvétiques et penniques : Eclogae Helv. 72, 2, 347 - 373.
- Kübler, B., 1980, Les premiers stades de la diagenèse organique et de la diagenèse minérale, Deuxième partie : Zonographie par les transformations minéralogiques, comparaison avec la réflectance de la vitrinite, les extraits organiques et les gaz adsorbés : Bul. Ver. Sch. Pet. Geol. V, ing., 46, 110, 1 - 22.
- Laplante, R.E., 1973, Hydrocarbon generation related to carbonization and facies types in Denver Basin Upper Cretaceous : AAPG Bul., 57, 4, 790 - 796.
- Laplante, R.E., 1974, Hydrocarbon generation in Gulf Coast Tertiary sediments : AAPG Bul. 58, 7, 1281 - 1289.
- Levorsen, A.I., 1967, Geology of petroleum : W.H. Freeman and Company, San Francisco.
- Mc iver, R.D., 1967, Composition of kerogen - clue to its role in the origin of petroleum : Proceedings of the 7 th World Pet. Cong., Mexico, 2, 25 - 36.
- Merewether, E.A. ve Claypool, G.E., 1980, Organic composition of some Upper Cretaceous shale, Powder River basin, Wyoming : AAPG Bul., 64,4, 488 - 500.
- Momper, J.A., 1978, Oil migration limitations suggested by geological considerations : AAPG Continuing Education Course Note Series, 8-
- Norman, T., Gökçen, S.L. ve Şenalp, M., 1980, Sedimentation pattern in Central Anatolia at the Cretaceous - Tertiary boundary : Cretaceous Research, 1, 61 - 84.
- Powell, T.G., Foscoles, A.E., Gunther, P.R. ve Snowdon, L.R., 1978, Diagenesis of organic matter and fine clay minerals : a comparative study : Geoch. Cosmoch. Acta, 42, 1181 -1197.
- Raynaud, J.F. ve Robert, P., 1976, Les méthodes d'études optiques de la matière organique : Bui. Centre Rech. Pau, SNPA, 10,1,109 -127.
- Reckamp, J.V. ve Özbey, S., 1960, Çankırı sahasının petrol imkanları hakkında tamamlayıcı rapor AR/TGO/ 11/471 - 472, Pet. İş. Gn. Md. Yayınlanmamış.
- Sallé, C. ve Debyser, J., 1976, Formation des gisements de pétrole : Editions Technip, Paris.
- Şenalp, M. 1980, Çankırı - Çorum havzasının Sungurlu bölgesindeki Eosen yaşlı türbidit, olistostrom ve olistolit fasiyeleri : MTA Dergisi 93/94, 27 - 53.
- Şenalp, M. 1981, Çankırı - Çorum havzasının Sungurlu bölgesindeki karasal formasyonların sedimentolojik incelenmesi : Türkiye Jeol. Kur. Bül't, 24, 1, 65 -74.
- Thomas, B.M., 1979, Geochemical analysis of hydrocarbon occurrences in northern Perth Basin, Australia : AAPG. Bul., 63, 7, 1092 - 1107.
- Tissot, B. ve Espitalié, J., 1975, L'Evolution thermique de la matière organique des sédiments : Rev. Inst. Fr. Pétrole, 30, 5, 743, 777.
- Tissot, E. ve Welte, D.H., 1978, Petroleum formation and occurrence, Springer - Verlag, Berlin.
- Urban, J.B., 1976, Palynology, thermal maturation by vitrinite reflectance and visual color estimation and kerogen description of source rocks : Core Lab. Inc., Special publ.
- Ünalın, G. ve Yüksel, V., 1976, Haymana - Polatlı yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları (Ön rapor) :MTA Enstitüsü, Petrol ve Jeot. Em. D. Arşivi, yayınlanmamış.
- Ünalın, G., Yüksel, V., Tekeli, T., Gönenç, O., Seyirt, Z. ve Hüseyin, S., 1976, Haymana - Polatlı yöresinin Üst Kretase - Alt Tersiyer stratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi : Türkiye Jeol. Kur. Bül't. 19, 2, 159-176.
- Ünalın, G., 1982, Kalecik - Tüney - Sulakyurt (Ankara) arasındaki bölgenin petrol olanaklarının araştırılması :Doçentlik tezi, İ.Ü.F.F. , 88 s. Yayınlanmamış.
- Waples, D.W., 1979, Simple method for oil source bed evaluation : AAPG Bul., 63, 2, 239 - 245.
- Welte, D.H., 1965, Relation between petroleum and source rock : AAPG Bul., 49, 2, 239 - 245.
- Yılmaz, O., 1979, Daday - Devrekani masifi kuzeydoğu kesimi metamorfizmaları : H.Ü. Doçentlik tezi, Yayınlanmamış.
- Yoldaş, R., 1982, Tosya (Kastamonu) ile Bayat (Çorum) arasındaki bölgenin jeolojisi Doktora tezi, İ.Ü.F.F., 311 s, Yayınlanmamış.

Yazının geliş tarihi : Temmuz 1983

Yayına verildiği tarih : Ocak 1984

# Karadeniz'in güncel çökellerinde değişik uranyum analiz ve çözümüleme yöntemlerinin karşılaştırılması

Comparisons of different methods and selective extraction techniques in analysis of uranium in the Recent Black Sea Sediments

NAMIK ÇAĞATAY, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Ankara.

ÖZ : Karadeniz'in bazı güncel çökel örnekleri, nötron aktivasyon - gecikmiş nötron sayımı (neutron activation delayed neutron counting = NADNC) ve florometrik yöntemlerle toplam uranyum için analiz edilmiştir. Bu örneklerde uranyumun solvent ekstraksiyonu ve değişik ergime (fusion) karışımlarının kullanılmasının analizlerin duyarlılık ve doğruluğuna etkileri araştırılmış ve böylece en geçerli florometrik yöntem saptanmaya çalışılmıştır. Deneysel çalışmalar; NADNC analizlerine en yakın sonuçların, sırası ile örneklerin HF + HNO<sub>3</sub> + HClO<sub>4</sub> asit karışımı ile çözeltiye alınması; derişik alüminyum nitrat çözeltisi içinde etil asetat ile ekstraksiyonu; ve bu fazdan hazırlanan pelletlerde floresans şiddetinin ölçülmesi ile elde edildiğini göstermektedir. Etil asetat ekstraksiyonu yapılmadan bulunan uranyum değerleri, NADNC sonuçlarından ortalama %50 daha düşüktür. Ergitme karışımının %2 LiF + %98 NaF veya %9 NaF + %45,5 Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> + %45,5 K<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> olması sonuçları etkilememektedir.

Karadeniz'in, abisal düzlüğü ve kıtasal eğiminden seçilmiş güncel çökelleri üzerinde, yapay yeraltı suyu, ve aşamalı olarak asetik asit içinde 1M Na-asetat (pH = 5,5) ve %35 v/v hidrojen peroksit çözeltileriyle seçici çözünürlük işlemleri yapılarak; uranyumun bu çökellerdeki jeokimyasal bulunuş şekli incelenmiştir. Sonuçlar, toplam uranyumun ortalama %15'nin (değişim aralığı : %6,3 - %30) suda çözünür, kolay yer değişebilir iyon halinde ve fulvik asitlere bağlı bulunduğu; büyük bir bölümünün (ortalama : %51; değişim aralığı : %21 - %89) asetik asit-Na asetat çözeltisinde çözünebilir, daha çok organik madde üzerine soğurulmuş + yer değişebilir iyon durumunda olduğuna; ve hidrojen peroksitle çözülebilen bir bölümünün de (ortalama : %24; değişim aralığı %7-%36), organik gerecin ya-pısında kuvvetli organo - uranyum bağları oluşturan uranyum halinde olduğuna işaret etmektedir. Bu şekildeki uranyum; Sapropel biriminde, Lutit ve Kokolit birimi örneklerine göre daha yüksektir. Geri kalan yaklaşık ortalama %25 oranındaki uranyum da büyük bir olasılıkla kırıntı mineraller içinde bulunmaktadır. Kırıntı minerallere bağlı uranyum Lutit birimi ve kıtasal eğim üzerinden alınmış örneklerde daha yüksek oranlardadır.

ABSTRACT : Selected samples of the Recent sediments from the Black Sea basin were analysed for uranium employing neutron activation delayed neutron counting technique (NADNC) and fluorometric methods. The effects of the solvent extraction and use of the different fusion mixtures were investigated with a view towards establishing the most acceptable fluorometric method of uranium analysis for these sediments. Experimental studies suggest that the analytical results most close to those of the NADNC method were obtained by the steps, involving the digestion with an HF + HNO<sub>3</sub> + HClO<sub>4</sub> acid mixture; followed by the solvent extraction procedure, using ethyl acetate in presence of concentrated aluminum nitrate salting agent; and finally measurement of the fluorescence intensity of the pellets prepared by the fusion of an aliquot of ethyl acetate phase and a fusion mixture. It was found that the uranium determinations without the solvent extraction step gave about 50% lower uranium values than those of the NADNC method- The use of either 2% LiF + 98% NaF + or 9% NaF + 45.5% Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> + 45.5% K<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> as the fusion mixture had no effect on the fluorometric uranium determinations.

Selected sediment samples from the abyssal plane and continental slope of the Black Sea were subjected to the selective extraction procedures to assess the form of occurrence and geochemical associations of uranium in these sediments. The data indicate that about an average of 15% (range : 6.3% - 30%) occurs as easily exchangeable (ground water extractable uranium); a major part of uranium (average : 51%, range : 21% - 89%) as sorbed + exchangeable ions, mostly on organic matter (1 M Na acetate - acetic acid (pH = 5.5) extractable uranium); and about 24% (range : 7%-36%) as bound in the organic matter with strong organo - uranium bonds (hydrogen peroxide extractable uranium proceeded by the acetate - acetic acid extraction). The remaining (about 25%) uranium is associated most probably with the detrital minerals. The organic matter-bound uranium constitutes the highest percentage of the total in the Sapropel Unit, whereas the detrital - associated uranium is relatively higher in the Lutite Unit and the Coccolith Unit samples of the continental slope, as compared to the rest of the samples.

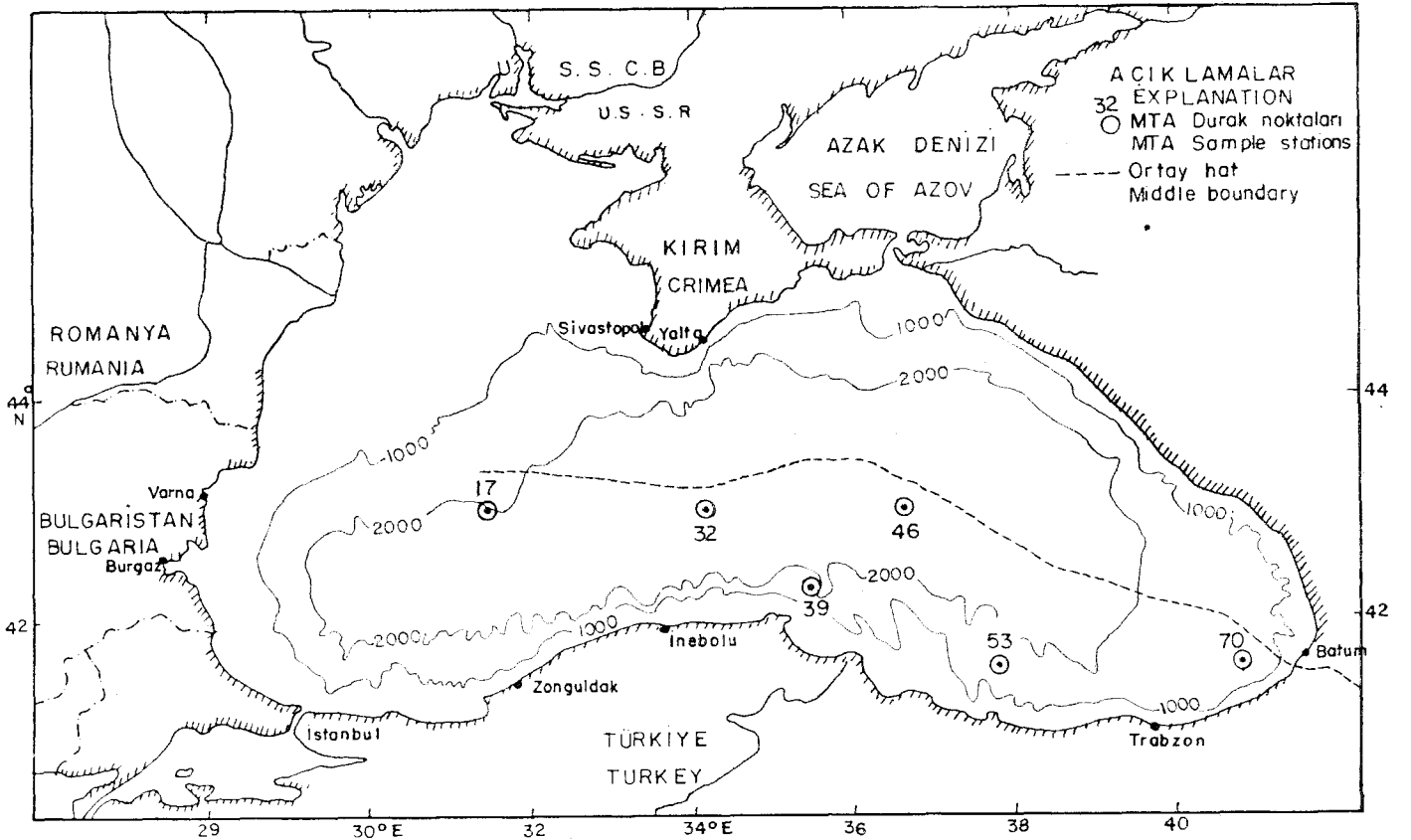
## GİRİŞ

Karadeniz güncel çökel örneklerinin florometrik yöntemle uranyum analizinde değişik etkenleri araştırmak ve böylece uygun bir analiz yöntemi saptamak; ve bu çökellerde seçici çözünme (selective extraction) yöntemleri ile uranyumun bulunuş şeklini ve çökeltme tarzını araştırmak amacıyla laboratuvar çalışmaları yürütülmüştür. Bu çalışmalara konu olan çökel örnekleri, MTA Enstitüsü Genel Direktörlüğü ve Deniz Kuvvetleri Komutanlığı tarafından 1978 yılında, A 594 Çarşamba gemisi ile 53 durak noktasında alman karotların 6'sından seçilmiştir (Şekil 1).

Seçilen 5 adet çökel örneği önce nötron aktivasyon gecikmiş nötron sayma (Neutron activation delayed neutron counting = NADNC) yöntemi ile analiz edilerek bu örneklerin uranyum içerikleri oldukça doğru olarak saptanmıştır. Daha sonra florometrik yöntemle aynı örneklerin değişik şekilde uranyum analiz sonuçları, NADNC sonuçları ile karşılaştırılarak, solvent ekstraksiyon ve ergitme karışımı gibi etkenlerin florometrik uranyum analiz yöntemi üzerindeki etkileri araştırılmıştır. Böylece florometrik yöntemle uranyum analizlerinde varolduğu bilinen önemli matris (interference) sorunlarının (Grimaldi ve diğerleri, 1954; Centanni ve diğerleri, 1956; Baker ve diğerleri, 1965; Garret ve Lynch, 1976), Karadeniz çökelleri için araştırılması önemli görülmüştür.

Karadeniz'in derin düzlüklerinde, üstteki ilk iki çökel biriminin ortalama uranyum içeriği 12 ppm dolayındadır (Kochenov ve diğerleri, 1965; Baturin, 1973; Gedik ve diğerleri, 1981). Bu ortalama, tortul kayaçların ve normal okyanus çökellerin ortalama uranyum içeriğine göre en az 5 (Agamirov 1963 b; Kochenov ve diğerleri, 1965); bazı doğu Pasifik okyanusu çökellerine göre ise 15 kez daha yüksektir (Bonatti ve diğerleri, 1971). Uranyumun Karadeniz'in derin çökellerinde bu denli zenginleşmesinin nedeni ve bu çökellerde bulunuş şekli üzerinde değişik görüşler vardır. Örneğin Kochenov ve diğerleri (1965, 1977), ve Baturin ve diğerleri (1965) uranyumun çökeltme hızı düşük, indirgeyici Karadeniz derinliklerinde organik madde tarafından önce soğurulup (adsorbe edilip) daha sonra indirgenerek tutulduğunu savunurken; Degens ve diğerleri (1977) uranyumun büyük ölçüde kokoliteye bağlı olduğunu ve bu elementin biyolojik olarak organizmanın bünyesinde biriktiğini belirtmişlerdir. Gedik ve diğerleri (1981), Karadeniz çökellerinde uranyum - kokolit ve uranyum - organik karbon dağılımlarının benzerliklerine dikkati çekmişlerdir.

Uranyumun Karadeniz çökellerinde bulunuş şekli ve jeokimyasal ilişkilerinin seçici çözünürlük (selective extraction) yöntemleriyle araştırılması bu çalışmanın diğer önemli amacını oluşturmuştur.



Şekil 1. İncelenen çökel örneklerinin alındığı durak yerleri.  
Figure 1. Sampling stations of the studied sediments.



## KARADENİZ BASENİ VE GÜNCEL ÇÖKEL ÖRNEKLERİ

Elips şeklinde ve 2200 m derinliğindeki Karadeniz baseni dört ana fizyografik bölgeden oluşmuştur : kıta sahanlığı, kıtasal eğim, basen önlüğü ve derin (abisal) düzlük (Ross ve diğerleri, 1974; 1978). Kıta sahanlığı, Anadolu ve Kafkas kıyıları boyunca 20 km'yi geçmeyen genişliktedir. Kıtasal eğim, güneyde Anadolu kıyıları açıklarında daha diktir ve kıyıya dik kanyonlarla kesilmiştir. Bu kanyonlar akarsuların getirdiği kırıntılı gercin derin kesimlere ulaştırılmasında önemlidir. Kıta yamaçları abisal düzlüğe geniş basen önlüğü kuşağı ile bağlıdır.

Karadeniz'de son 25000 yılda üç birimi kapsayan çökeller oluşmuştur. Bu birimler üstten alta doğru Kokolit birimi, Sapropel Birimi ve Lutit birimi olarak ayrılmış ve adlandırılmıştır (Ross ve Degens, 1974; Ross ve diğerleri, 1978; Gedik ve diğerleri, 1981).

Kokolit birimi; ortalama 30 cm kalınlıkta, açık ve koyu renkli mikrolaminaların ardalanmasından oluşmuş, %40 karbonat içeren kalkerli siltli kildir. Karbonatın büyük bir bölümü kokolitlerden oluşmuştur. Killer büyük oranda montmorillonit ve illitir (Müller ve Stoffers, 1974). Bu birim, koyu renkli laminaların bol olduğu kısımlarda, yer yer %6 ya varan oranlarda büyük ölçüde plankton kökenli organik karbon içerir. Organik gereç yağ (fatty) asitleri, steroller ve klorinler yönünden zengindir. (Peake ve diğerleri, 1974). Kokolit birimi son 3000 yılda çökelmiştir. (Ross ve Degens, 1974).

Sapropel birimi; ortalama 40 cm kalınlıkta, organik maddece oldukça zengin bir birimdir. Organik gereç pelte kıvamında olup, %50'ye (organik karbon olarak %20 veya daha çok) varan oranlara kadar bulunabilir. Organik madde, özellikle taban kesiminde büyük oranda karasal kökenlidir. Önemli miktarlarda pollen ve sporlar, ve diğer karasal bitkiler içeren organik gereç; yapısında sterol ve yağ asitlerini (Simoneit, 1974), bitumen, fulvik ve humik asitleri (Volkov ve Fomina, 1974) bulundurur. Hidrokarbon bileşimi olarak, karasal kökenli gereç ürünü aromatik hidrokarbonlar ve asfaltik bileşiklerce zengin; denizel gereç ürünü parafin bileşikleri yönünden fakirdir (Hunt, 1974). Sapropel birimi, inorganik olarak çökelmiş ince aragonit bantları ve kokolit birimine benzer şekilde pirit ve demir monosülfidler içerir. Bu birim zamanımızdan 3000 - 7000 önceki zaman aralığında, oksijensiz deniz ortamı koşullarında çökelmiştir (Ross ve Degens, 1974).

Lutit birimi; karasal kırıntı oranı yüksek, karbonat oranı düşük (ortalama % 15) açık ve koyu renkli çökeltilerin ardalanmasından oluşmuştur. Bu birim organik madde yönünden diğer birimlere göre daha fakirdir. Organik gereç karasal bitki kökenlidir ve Solvent ekstraksiyonu ile çözülebilen kısmı karboksilik asitler ve hidrokarbonlardan oluşmuştur. (Simoneit, 1974). Bu birim oksijenli göl koşullarında, zamanımızda 9000-25000 yıl önceki zaman aralığında çökelmiştir. Böylece Lutit/Sapropel birimleri sınırı, Karadenizin göl olmaktan çıkıp; derinlerde H<sub>2</sub>S zonu ve indirgeyici koşullarının belirlediği su tabakalanmasının olduğu ve yarı kapalı bir deniz durumuna geçtiği önemli bir olayın belirteçidir.

## İNCELENEN ÇÖKEL ÖRNEKLERİ VE LABORATUVAR YÖNTEMLERİ

## Çökel Örnekleri

Altı durak noktasından alınmış incelenen çökel örneklerinin; karot derinliği, bağlı olduğu birim, ve organik karbon, CaO ve toplan CaO'e göre hesaplanmış CaCO<sub>3</sub> içeriklerini kapsayan başlıca özellikleri Çizelge 1'de verilmiştir.

Tüm analiz ve seçici çözümüleme çalışmaları, 105° de kurutulmuş örnekler üzerinde gerçekleştirilmiştir.

## Uranyum Analiz Yöntemleri

NADNC yöntemi ile U analizleri, Atomic Energy Canada Ltd tarafından geliştirilmiş, ayrıntıları Boulanger ve diğerleri (1975) tarafından verilen yöntemle yapılmıştır. Bu yöntemde kapalı polietilen bir tüpdeki 1 g örnek, Slowpoke reaktöründe  $1 \times 10^{12}$  nötron  $\text{cm}^{-2} \text{s}^{-1}$  lik nötron akımıyla 60 saniye yayımlanır. 10 saniye soğutulan örnek, pneumatik olarak altı BF<sub>3</sub> algılama tüpü ile donatılmış sayaç birimine gönderilir. Bu birimde nötron bombardımanı sonucu <sup>235</sup>U den oluşan kısa ömürlü fisyon ürünlerinin yayımladığı «gecikmiş» (delayed) nötronlar sayacılarla seçilerek, 60 saniye süre ile sayılır. Sayım değeri uranyum miktarı ile doğru orantılıdır. Bu yöntem ile 0,1 ppm den %1 e varan U derişimleri doğru ve kesin olarak ölçülebilir. NADNC yönteminin %95 güvenilirlikle kesinliği (precision), 0,6 ppm de %15,5; 2,4 ppm de %10,5; 5,6 ppm de %7 ve 18 ppm de %3,5 dur.

Florometrik yöntemle U analizleri; G - M Florometre (Galvanek - Morrison Fluorometer) kullanılarak, örnek çözümlerinden ergitme (fusion) karışımı ile 10,9 mm çaplı küçük platin tabaklar (dish) içinde hazırlanan pelletlerde uranyuma ait floresans şiddetinin ölçülmesi ile yapılmıştır. Karadeniz çökel örnekleri genellikle organik madde yönünden zengin olduğundan toplam U için 1 g örnek, hidroflorik + nitrik + perklorik asid karışımında çözülerek buharlaştırılmış ve kalan madde 25 ml 4M nitrik asitte çözeltiye alınmıştır. Bu çözeltiden belli miktarlarda alınan kısımlar, üç değişik şekilde florometrik yöntemle analiz edilmiştir. Çizelge 2 de başlıca aşamaları gösterilen bu yöntemlerden 1 ve 2 no'lu olanlarının sonuçlarının birbirleriyle ve NADNC sonuçları ile karşılaştırılması ile etil asetat solvent ekstraksiyon aşamasının Karadeniz çökellerinin florometrik yöntemle analizi üzerindeki etkisi incelenmiştir. Benzer şekilde 2 ve 3 no'lu yöntem sonuçlarının birbirleri ve NADNC sonuçları ile karşılaştırılması ile de karbonat + florür (%9 NaF + %45,5 Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> + %45,5 K<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) ve florür (%2 LiF + %98 NaF) ergitme karışımlarının bağlı uygunluğu araştırılmıştır. Bu çalışmada her örnek herbir yöntemle en az iki kez analiz edilerek; analizlerin ortalaması alınmıştır.

Florometrik yöntemle (2 No.lu) yapılan analizlerin kesinliği %25 den daha iyidir. Alt algılama sınırı, katı örnekler için 0,5 ppm dir; ancak yöntemde bazı değişikliklerle bu değer düşürülebilir.

## Seçici Çözümüleme Yöntemleri

Karadeniz çökelleri üzerinde üç ayrı seçici çözümüleme işlemi gerçekleştirilmiştir (Çizelge 3). İlk çözümüleme; 300 ppm HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, 165 ppm Cl, 70 ppm Na<sup>+</sup>, 30 ppm Ca<sup>2+</sup>, 20

Çizelge 1. İncelenen örneklerin genel özellikleri; organik karbon, CaO ve CaCO<sub>3</sub> içerikleri-  
Table 1. General features, and organic carbon, CaO and CaCO<sub>3</sub>, content of the sediment samples.

Örnek no. (karot derinliği, cm) Sample number (core depth, cm)	Çökel birimi (Sedimentary unit)	Genel özellikler (General features)	Organik karbon (%)	CaO (%)	CaCO <sub>3</sub> * (%)
32/11 (76 - 86)	Lutit (Lutite)	Koyu renkli çamur (Dark coloured mud)	1,46	9,20	16,4
46/11 (51 - 60)	Sapropel (Sapropel)	51 - 55 cm arası laminalı, kokolitli çamur; 50 - 60 cm sapropel (Laminated, coccolith - rich mud between 51 - 55 cm; sapropelic in interval, 55 - 60 cm)	12,37	5,93	10,6
46/17 (95 - 105)	Sapropel (Sapropel)	Sapropel birimi içinde beyaz renkli, ince laminalı, kokolitli çamur (Thinly laminated, coccolith - rich, white mud within the Sapropel unit)	5,38	20,75	37,1
70/1 (0 - 15)	Kokolit (Coccolith)	Laminalı, az kokolitli çamur (Laminated mud with small amount of coccoliths)	1,20	7,85	14,0
17/1 (0 - 8)	Kokolit (Coccolith)	Bol kokolitli çamur (Mud. containing abundant coccoliths)	5,84	24,20	43,2
17/4 (24 - 33)	Sapropel (Sapropel)	Pelte şeklinde şapropel (Jelly - like sapropel)	13,85	4,60	8,2
39/2 (6 - 12)	Kokolit (Coccolith)	İnce laminalı, kokolitli çamur (Thinly laminated, coccolith - rich mud)	1,75	9,60	17,2
53/1 (0 - 25)	Kokolit (Coccolith)	İnce laminalı, kokolit ve çamur ardalanması (Alternations of line laminations of coccoliths and mud)	2,21	13,25	23,7

\* CaCO<sub>3</sub> toplam CaO oranından hesaplanmıştır (CaCO<sub>3</sub> contents computed from total CaO).

ppm Mg<sup>2+</sup>, 20 ppm SO<sup>2-</sup> ve 0,4 ppm F<sup>-</sup> içerecek şekilde hazırlanmış yapay yeraltı suyu ile yapılmıştır. Bu yöntem ile 0,2 g örnek ve 20 ml su, kapağında hava deliği bulunan bir polietilen tüp içinde 15 saat süre ile sallanmıştır. Çözelti süzülerek, Scintrex UA - 3 uranyum analiz aygıtı ile analiz edilmiştir. Bu uranyum analiz yöntemi florometrik yöntemin bir benzeridir ve uranil iyonunun floresans özelliğinden yararlanarak su analizleri yapılmasında kullanılır (Robbins, 1978). Bu yöntem sonucu çözeltiye geçen U, «hareketli - U» (labile-U) olarak adlandırılmıştır (Çizelge 3).

İkinci ve üçüncü çözümüleme yöntemleri, aşamalı olarak Rose ve Shur'e (1971) göre uygulanmıştır. Birinci aşamada; 1 g örnek ve pH 1 asetik asitle 5 e ayarlanmış 1M Na-asetat çözeltisinin 15 ml si bir açık tüp içerisinde 24 saat süre aralıklarla sallanmıştır. Daha sonra çözelti çok hızlı santrfüj ile ayrılarak, florometrik (2) yöntemle analiz edilmiştir. Bu şekilde çözünen uranyum, «yer değişe-

bilir iyon - U» (exchangeable ion - U) olarak adlandırılmıştır- Burada «yer değişebilir iyon» terimi, aynı zamanda soğurulmuş (adsorbed) iyonları kapsayacak şekilde kullanılmıştır-

İkinci aşamada santrfüjleme sonucu kalan çökeller, 10 ml %35 v/v hidrojen peroksit ile 12 saat süre ile aralıklarla sallanarak, tepkimeye sokulmuş ve çözelti buharlaştırılmıştır. Bu işlem iki kez tekrarlanmış ve sonuncusunda, buharlaştırma sonucu kalan çökelti, ilk aşamada anlatılan Na-asetat + asetik asit çözümülemesi uygulanarak çözülmüştür. Daha sonra çözelti ayrılarak, florometrik (2) yöntemle analiz edilmiştir. Elde edilen U değerleri, büyük ölçüde organik madde bünyesindeki uranyumu simgelediğinden «organik - U» olarak adlandırılmıştır-

Herbir çözümüleme yöntemi, her örnek için iki kez uygulanarak; bu analizlerin ortalaması alınmıştır. Tüm yöntemlerin kesinliği %25 den daha iyidir.

**Çizelge 2. Denenen değişik florometrik yöntemlerin aşamalarını gösterir akım şeması.****Table 2. Flow chart showing the steps involved in different fluorometric methods studied.**

<b>ÖRNEĞİN ÇÖZÜLMESİ</b>		
1 g örneğin HF-HNO <sub>3</sub> -HClO <sub>4</sub> ait karışımında çözülmesi ve buharlaştırma; 25 ml 4 M HNO <sub>3</sub> içinde çözeltiliye alınması.		
<b>SAMPLE DIGESTIONS</b>		
Digestion of 1 g sample in HF-HNO <sub>3</sub> -HClO <sub>4</sub> acid mixture and evaporation; solution of residue in 25 ml 4 M HNO <sub>3</sub> .		
<b>SOLVENT EXTRAKSİTON</b>		
2 ml çözeltinin 15 ml derişik alüminyum nitrat çözeltisi içinde 10 ml etil asetat ile solvent ekstraksiyonu		
<b>SOLVENT EXTRACTION</b>		
Solvent extraction of 2 ml of above solution with 10 ml of ethyl acetate in presence of 15 ml of concentrated aluminum nitrate solution		
<b>FLOROMETRİK YÖNTEM (FLUOROMETRIC METHOD) O)</b>	<b>FLOROMETRİK YÖNTEM (FLUOROMETRIC METHOD) J2)</b>	<b>FLOROMETRİK YÖNTEM (FLUOROMETRIC METHOD) (3)</b>
<b>PELLET HAZIRLAMA</b>	<b>PELLET HAZIRLAMA</b>	<b>PELLET HAZIRLAMA</b>
0,2 ml çözelti ve 0,4 g karbonat - florür karışımı ile 650 °C de pellet oluşturma	1 ml etil asetat fazı ve 0,4 g karbonat - florür karışımı ile 650 °C de pellet oluşturma	1 ml etil asetat fazı ve 0,4 g florür karışımı ile 850 °C de pellet oluşturma.
<b>PELLET PREPARATION</b>	<b>PELLET PREPARATION</b>	<b>PELLET PREPARATION</b>
Fusion of 0,2 ml of solution with 0,4 g carbonate - fluoride mixture at 650 °C	Fusion of ml of ethyl acetate phase with 0,4 g carbonate - fluoride mixture at 650 °C	Fusion of 1 ml of ethyl acetate phase 0,4 g fluoride mixture at 850 °C
<b>FLORESANS ÖLÇÜMÜ (MEASUREMENT OF FLURESCENCE)</b>	<b>FLORESANS ÖLÇÜMÜ (MEASUREMENT OF FLUORESCENCE)</b>	<b>FLORESANS ÖLÇÜMÜ (MEASUREMENT OF FLUORESCENCE)</b>
Kaynak (Reference) : Smith ve Lynch (1969)	Kaynak (Reference) : Barker ve diğerleri (1965); Centanni ve diğerleri (1956)	Kaynak : Centanni ve diğerleri.

#### NÖTRON AKTİVASYON - GECİKMİŞ NÖTRON SAYIMI VE FLOROMETRİK YÖNTEMLER İLE YAPILAN URANYUM ANALİZ SONUÇLARININ KARŞILAŞTIRILMASI

Solvent ekstraksiyon aşaması gerçekleştirilmeden Smith ve Lynch e (1969) göre yapılan uranyum analizleri, NADNC yöntemine göre yaklaşık ortalama %50 daha düşüktür (Çizelge 4). Buna karşın etil asetat ekstraksiyon aşamasını içeren diğer iki florometrik yöntem sonuçları ile NADNC yöntem sonuçları arasında genelde yakın bir uyumluluk vardır. Buradan solvent ekstraksiyon aşamasının, florometrik yöntemle uranyum analizinde çok önemli ve gerekli bir işlem olduğu sonucu çıkmaktadır. Bu işlem, daha önce Barker ve diğerleri (1965) ve Garret ve Lynch (1976) tarafından deneylerle uranyum floresansını önemli ölçüde azalttığı saptanan Mn, Fe ve diğer elementleri uranyum-

dan ayırmaktadır. Adı geçen çalışmacılar, özellikle Mn in uranyum floresansını büyük oranda söndürdüğünü bulmuşlardır. Karadeniz çökel örneklerinde %0,04 Mn ve %4 e varan Fe (Çizelge 4), ekstraksiyon aşaması olmadan yapılan florometrik uranyum analizini etkileyen başlıca etkenlerdir-

Solvent ekstraksiyonu aşaması uygulanarak yapılan; ancak florür + karbonat ve florür olmak üzere değişik ergitme karışımlarıyla hazırlanan pelletlerde floresans ölçümleri benzer analiz sonuçları vermiştir (Çizelge 4). Buradan, kullanılan iki değişik ergitme karışımının uranyum analizlerini etkilemediği görülmüştür. Ancak; düşük ergitme sıcaklığı ve platin tabakıcılardan kolaylıkla ayrılarak, daha az aşındırması nedenleriyle, pellet yapımında florür + karbonat karışımı yeğ tutulmuştur. Bu karışımın tek

Çizelge 3. Uygulanan seçici çözümüleme yöntemleri.

Table 3. Selective extraction methods used in this study.

Çözelti (Solution)	Çözünen hal (Soluble form)	Kaynak (Reference)
Yapay yeraltı suyu (Artificial ground - water)	Hareketli - U Suda çözünür, bir kısım kolay yer değiştirebilir iyon  Labile - U (Water soluble, easily exchangeable ions)	Boyle, 1982
Asetik asit içinde 1M Na - asetat; ph : 5 (Na - acetate solution buffered to pH : 5 by acetic acid)	Yer değişebilir - U Yer değişebilir iyon, çok az karbonatlar ve kolay çözünür mineraller  Ion exchangeable - U Ion exchangeable ions, minor carbonates, and easily soluble minerals	Rose ve Suhr, 1971
%35 v/v hidrojen peroksit (asetik asit Na asetat çözümülemesinden sonra) (35% v/v hydrogen peroxide after acetic acid - Na acetate extraction)	Organik - U Organik madde, sülf idler ve Mn - oksitler  Organic - U Organic matter, sulphides and Mn - oxides	Rose ve Suhr, 1971

Çizelge 4. Nötron aktivasyon -gecikmiş nötron sayımı (NADNC) ve değişik florometrik uranyum analiz sonuçlarının karşılaştırılması. Ayrıca örneklerin Mn ve Fe içerikleri.

Table 4. Comparison of the neutron activation delayed neutron counting (NADNC) and different fluorometric methods of uranium analysis.

Örnek No. Sample No.	NADNC U, ppm	Florometrik (1)* U, ppm	Florometrik (2) U, ppm	Florometrik (3) U, ppm	Mn (%)	Fe (%)
32/11	4,8	2	5	5	0,03	3
46/17	14,6	7,5	12	14,5	0,04	4
46/11	18,6	10,5	17,5	17	0,03	3
17/1	16,6	SOI	16,5	13	0,04	2
70/1	3,6	1,5	2	2	0,04	2

\* Florometrik (1) : Solvent ekstraksiyon aşaması olmayan florometrik analizler.  
(Fluorometric analysis without the solvent extraction step)

Florometrik (2) : Solvent ekstraksiyon aşaması ve florür + karbonat ergitme karışımının kullanıldığı florometrik analizler.  
(Fluorometric analysis, employing the solvent extraction step and using fluoride + carbonate fusion mixture)

Florometrik (3) : Solvent ekstraksiyon aşaması ve florür ergitme karışımının kullanıldığı florometrik analizler.  
(Fluorometric analysis, employing the solvent extraction step and using fluoride fusion mixture)

olumsuz yanı higroskopik olmasıdır. Bu özelliği, desikatör kullanılarak ortadan kaldırılmıştır. Florür + karbonat karışımı ile hazırlanan pelletlerin, floresans şiddetlerini en az 15 gün koruduğu ölçümlerle saptanmıştır.

#### SEÇİCİ ÇÖZÜMLEME SONUÇLARI VE TARTIŞMA

Uygulanan seçici çözümüleme yöntemleri ile uranyumun Karadeniz çökellerinde «hareketli - U», «yer değişebilir - U»

ve «organik - U» olarak adlandırılan değişik bulunuş şekilleri incelenmeye çalışılmıştır.

Karadeniz çökel örneklerinde yapay yer altı suyunda çözünür, «hareketli - U»; çok kolay yer değişebilir iyon ve bir olasılıkla fulvik asit gibi suda çözünür organik bileşiklerle ilişkili uranyumu simgeler. Karadeniz çökellerinde varlığı bilinen fulvik asitler; hümitik asitlerden suda çözünürlükleriyle ayırtedilir (Tyurin, 1940; Volkov ve Fomina, 1974 de) ve daha yüksek soğurma yeteneğine sahiptir (Volkov ve Fomina, 1974). «Hareketli - U» incelenen örneklerde toplam uranyumun ortalama %15 i oranında bulunur (Çizelge 5)- Bu şekildeki uranyum hali, en yüksek olarak toplam uranyumun yaklaşık %30 u ile karbonatça en zengin kokolit birimi örneğinde (17/1); en düşük olarak ise %6 oranında Lutit birimi örneğinde (32/11) bulunmuştur.

Çizelge 5- Yapay yeraltı suyunda çözünen hareketli uranyum.

Table 5. Ground water soluble (Labile) uranium.

Örnek no. (Karot derinliği, cm) Sample number (Core depth, cm)	Yeraltı suyunda çözünür U, ppm (Ground water soluble U, ppm)	Toplam U a göre % si (% of total U extracted)
32/11 (76 - 86)	0,3	6,3
46/11 (51 - 60)	2	11,0
46/17 (95 - 105)	2	13,7
17/1 (7 - 14)	5	30,1
70/1 (0 - 15)	0,4	11,1

1M sodyum asetat + asetik asit çözeltisi, yer değişebilir iyon halinde organik madde, killer,  $Fe^{2+}$  ve  $Mn^{2+}$  hidroksit ve sülfidler üzerine fiziksel olarak soğurulmuş (sorbed) uranyum ile çok az oranda karbonatları çözer (Rose ve Shur, 1971). Deney sonuçları; «yer değişebilir iyon-U» olarak adlandırılan ve soğurulmuş uranyumu da kapsayan bu şekildeki uranyumun, Karadeniz çökel örneklerinde toplam uranyuma göre ortalama %51 oranında bulunduğunu göstermiştir (Çizelge 6). Örneklerdeki çözünürlük sırası «hareketli - U» unki ile uyumludur. En düşük çözünürlük yaklaşık %21 ile Lutit birimi örneğinde (32/11); en yüksek çözünürlük ise %63,5 ile bir Sapropel birimi örneğinde (46/11) elde edilmiştir. Karadeniz'in özellikle derin düzlük çökellerinin  $CaCO_3$  içeriği, çoğunluğu kokolit; çok azı ise inorganik olarak çökelmiş aragonit - kalsit kökenlidir (Shimkus ve Trimonis, 1974; Gedik ve diğerleri, 1981). Genellikle karbonatça zengin örneklerde (17/1, 46/17, 53/1), gerek «hareketli - U» ve gerekse «yer değişebilir iyon - U» un bağlı olarak diğer örneklerden daha yüksek oranlarda bulunmaları uranyum/karbonat ilişkisi olasılığına işaret

etmektedir. Tatsumato ve Goldberg (1959), inorganik olarak deniz suyundan çökelen aragonit ve oolitlerin 2,6 - 4,6 ppm uranyum içerdiğini göstermiştir. Serobrennikov ve Maksimova (1976), karbonatların yüzeylerinde bulunan katyon fazlalığı nedeniyle sulardan uranil karbonat anyonlarını soğurabileceğini ve bunun sonucu olarak travertenlerin birkaç ppm uranyum içerdiğini belirtmiştir. Böylece, Karadeniz güncel çökellerindeki karbonatların da bu çökellerin uranyum derişimine 2 - 3 ppm lik bir katkıda bulunmaları büyük olasılıktır. Ancak Degens ve diğerleri (1977), uranyumun kokolitlerde fiziksel olarak soğurulmuş değil; yaşam süreçleri boyunca (biyolojik olarak) «metal - iyon koordinasyonu» şeklinde biriktiği görüşündedir. Bu çalışmacılar, Karadeniz çökellerindeki uranyumun çoğunluğunun bu şekilde kokolitlere bağlı olduğunu belirtmişlerdir. Daha önce de Koczky ve diğerlerinin (1957) benzer bir görüş belirtmelerine karşın; genelde hayvan ve bitkilerin (Breger ve Deul, 1956; Kornfeld, 1964); özelden denizel kalkerli biyolojik gerecin (Tatsumoto ve Goldberg, 1959; Volkov ve Fomina, 1974) en çok birkaç ppm den fazla uranyum içermeyeceği belirtilmiştir. Nitekim Karadeniz çökellerinde, büyük ölçüde kokolitlere bağlı olan  $CaCO_3$  oranı ile bu çökellerin uranyum içeriği arasında 0,31 gibi düşük bir denestirme katsayısına karşın; uranyum ve organik karbon içerikleri arasında 0,76 katsayısı ile kuvvetli bir denestirme görülmektedir. Gerçekten de asetik asit - asetat çözeltisinin etkileyebileceği, yukarıda sıralanan mineral ve bileşikler içinde; 5,5-8 pH aralığında uranyumun en etkin soğurucusunun organik madde olduğu deneylerle de saptanmıştır (Moore, 1954; Dement'yev ve Syromyatkinov, 1968; Kochenov ve diğerleri, 1977; Langmuir, 1978). Örneğin killerin uranyumu soğurma yeteneği, organik gerecinin ile kıyaslanmayacak derecede düşüktür (Langmuir, 1978). Bu işlemlerin, özellikle soğurmanın oluşmasında organik gerecin türü çok önemlidir. Örneğin, asfaltitlerin düşük soğurma özelliğine karşın, Karadeniz çökellerinde bulunduğu bilinen hümitik ve fulvik asitlerin çok yüksek soğurma yetenekleri vardır (Vine ve diğerleri 1958; Swain, 1963; Szalay, 1964; Calvo, 1974; Volkov ve Fomina, 1974). Langmuir un (1978) Eh-pH diyagramlarına göre, organik gereç üzerine uranyum soğurulmasının Karadeniz'in oksijenli üst zonunda alkali uranil karbonat anyonları; alttaki hidrojen sülfür zonunda ve çökel/deniz suyu sınırında, pH = 7,5-8 Eh < -0,150 V koşullarında  $U(OH)_3$  şeklinde olması gerekir. Uranyumun anyonlar halinde bulunması, çoğunlukla katyon soğurucusu olarak bilinen organik gerecin bir olasılıkla bu elementi daha fazla oranda soğurmasına engel oluşturmaktadır. Ancak; Kochenov ve diğerleri (1965), uranyumun indirgeyici koşullarda daha çok katyonlar olarak soğurulduğu kanısındadır. Breger (1974), organik gerecin yakınında pH koşullarının asidik olacağını varsayarak; bu koşullarda alkali uranil karbonat iyonlarının ayrışarak, uranil iyonlarını oluşturacağını ve böylece soğurulmanın katyonlar şeklinde olacağını düşünmüştür.

Yukarıda özetlenmeye çalışılan bilgilerin ve eldeki verilerin ışığında asetik asit - Na asetat çözeltisi ile Karadeniz çökel örneklerinden çözünen uranyumun büyük ölçüde yer değişebilir iyon olarak organik madde ve bir olasılıkla az olarak kokolit kökenli karbonatlarla ilişkili olduğu söylenebilir.

Asetik asit -Na asetat çözümülesinden sonra kalan çökeller üzerinde gerçekleştirilen hidrojen peroksit çözümüle-

Çizelge 6. Yer değişebilir iyon halindeki ve organik maddeye bağlı uranyumun aşamalı olarak, sırası ile asetik asit + Na asetat (pH : 5) ve hidrojen peroksit çözümlene yöntemleri ile bulunan değerleri.

Table 6. Ion exchangeable uranium and organic uranium determined by the sequential extractions, using acetic acid + Na acetate (pH : 5) and hydrogen peroxide solutions.

Örnek No. (Karot derin- liği, cm) Sample number (Core depth, cm)	Toplam (Total) U (ppm)	Yer değişebilir (Ion exchange- able) U (ppm)	Toplam U a göre % si (% of total U extracted)	Orkanik - U (Organic - U) ppm	Toplam U a göre % si (% of total U extracted)
32/11 (76 - 86)	4,8	1	20,8	0,5	10,4
46/11 (51 - 60)	18,1	11,5	63,5	5	27,6
46/17 (95 - 105)	14,6	8,5	58,2	1	6,9
70/1 (0 - 15)	3,6	1,0	27,8	2,5	69,4
17/1 (0 - 8)	16,6	10	60,2	1,5	9,0
17/4 (24 - 33)	25	12,5	50,0	9	36,0
39/2 (6 - 12)	4	2	50,0	1	25,0
53/1 (0 - 25)	7	3,5	50,0	0,5	7,1

mesi ile genel olarak organik madde, sülfid mineralleri ve Mn - oksitler çözünür (Rose ve Shur, 1971). Uranyum, sülfid ve Mn - oksit minerallerinin yapısına giremeyeceğinden, bu aşamada çözünen uranyumun organik maddenin yapısında, onunla organo - metalik bağlar oluşturmuş (kimyasal şekilde soğurulmuş) olarak bulunması gerekir. Organo - uranyum bileşiklerinin varlığı daha önce bazı çalışmacılar tarafından belirtilmiştir (Leventhal, 1976; Rouzoud ve diğerleri, 1979; Haji - Vassiliou ve Kerr, 1972 ve 1973). Uranyumun organik gereç yapışma girerek organik bileşikler oluşturması; bu elementin organik madde tarafından önce soğurulması ve daha sonra indirgenmesi işlemleri ile gerçekleşmektedir (Kochenov ve diğerleri, 1965 ve 1977). Birçok çalışmacı (Breger ve Deul, 1956; Breger, 1974; Haji - Vasiliou ve Kerr, 1973; Calvo, 1974) Colorado, Wyoming, New Mexico ve daha birçok yörede kumtaşı türü uranyum yataklarında izlenen organik gereç - uranyum ilişkisini aynı mekanizmayla açıklamışlardır. Ancak adı geçen uranyum yataklarında soğurulmayı izleyen indirgenme işlemi ile uranyum çoğunlukla organik madde içinde ve etrafında peşblend veya kofinit olarak çökelmiştir; yüksek uranyum içeren (%1-10) bazı örneklerde ise herhangi bir uranyum minerali tanımlanamamıştır (Breger, 1974). Deneysel çalışmalar (Baturin ve diğerleri, 1965; Kochenov ve diğerleri, 1977) ve termodinamik hesaplamalar (Agamirov, 1963 a,

Langmuir, 1978), Karadeniz'de de su/çökel sınırı altında, Eh - pH koşullarının (Eh = - 260 mV; pH : 8) uraninit grubu minerallerin çökmesine uygundur. Ancak yazarın bilgisine göre, bugüne dek Karadeniz çökellerinde herhangi bir uranyum mineralinin varlığı saptanmış değildir. Bu çökeller üzerinde ilerde yapılacak ayrıntılı elektron mikroskop çalışmaları konuya ışık tutacaktır. Eldeki verilerle Karadeniz çökellerinde uranyumun organik madde ile ilişkisini şimdilik, soğurulma - iyon değiştirme ve organik gereç bünyesinde organo - uranyum bileşikler şeklinde varsaymamız gerekir. Diyajenez sonunda organik maddelerin değişimi ile birlikte organo metalik bağların şekil ve özelliği değişebilir. Bu aşamada en önemli değişim Melanoidin tepkimesi ile indirgeyici protein, aminoasit ve karbonhidratların siyah renkli, çokça yoğunlaşmış, çözünmez melanoidin ve soğurma yeteneği yüksek hümkik asit türlerine dönüşür (Kochenov ve diğerleri, 1965; Volkov ve Fomina, 1974). Böylece diyajenez evresinde de uranyumun soğurulması ve daha sonraki evrede organik gereç bünyesi içinde sabitleştirilmesi devam eder.

Yukarıda açıklanmaya çalışıldığı şekilde bulunan ve «organik - U» olarak adlandırılan uranyum; incelenen çökel örneklerinde ortalama olarak toplam uranyumun %24'ü oranında bulunur (Çizelge 6). Toplam uranyum olarak 3,6 ppm gibi düşük uranyum içeriği ile 70/1 numaralı örnek

bir yana bırakılacak olursa, «organik - U» en yüksek oranlarda, genel olarak organik karbon oranı yüksek sapropel örneklerinde, toplam uranyumun %36 sına varan değerlerde görürüz. Buna karşın, bu tür uranyumca en zayıf örnekler ise karbonatça (kokolit) en zengin olanlardır (17/1, 46/17, 53/1). Bu örneklerde «organik -U» toplam uranyumun %7 ile %9 arasındaki bölümünü oluşturur. İncelenen tek Lutit birimi örneği de (32/11), toplam uranyumun yaklaşık %10 u oranı ile «organik - U» yönünden fakir sayılır.

«Yer değişebilir iyon-U» ve «organik -U» dışında; geriye kalan uranyumun büyük ölçüde çökellerde, kırıntı mineralleri yapısında bulunması gerekir. Bu tür uranyum, ortalama olarak çökellerin toplam uranyum değerlerinin yaklaşık %20 sini oluşturur. Bu oran, doğal olarak Lutit birimi örneğinde (32/11) ve kıtasal eğim üzerinde yer alan duraklardaki örneklerde (39/11 ve 53/1), derin düzlük örneklerine göre daha yüksektir.

#### SONUÇLAR

Karadeniz çökel örneklerinin florometrik yöntemle uranyum analizinde etil asetat solvent ekstraksiyon basamağının çok gerekli olduğu saptanmıştır. Bu aşamayı içermeyen analizlerde, uranyum floresansının matriks etkileriyle söndürülmesinden dolayı gerçek uranyum değerlerinin yaklaşık %50 si oranında düşük sonuçlar bulunmuştur. Ergitme karışımlarının florür + karbonat veya florür olması sonuçları etkilememiştir.

Daha ayrıntılı çalışmalara gerek duyulmakla birlikte; bu çalışmada elde edilen seçici çözünme deney sonuçlarının uranyumun jeokimyası ışığında yorumu ile aşağıdaki sonuca varılmıştır : Karadeniz çökellerinde uranyumun büyük bölümünün (toplam uranyumun %51 i) «yer değişebilir - iyon» halinde, büyük oranda organik madde ve olasılıkla daha az oranda karbonatlar (kokolitlerle) ile ilişkili olduğunu göstermektedir. İncelenen çökel örneklerinde, ortalama olarak toplam uranyumun %24 ü organik gerecin bünyesinde; büyük olasılıkla organo - metalik bağlar oluşturmuş şekilde bulunmaktadır. Bu tür «organik - U», doğal olarak Sapropel biriminde diğer birimlere göre daha yüksektir. Kırıntı minerallere bağlı uranyum, Lutit birimi ve kıtasal eğim üzerinden alınmış örneklerde daha yüksek oranlarda bulunmaktadır.

Uranyumun özellikle indirgeyici koşullarda soğurulma ve değişik organik bileşik türleriyle ilişkisi iyi bilinmemektedir. Karadeniz çökellerinin dikine kesitlerinde özel ekstraksiyon ve çözünme yöntemleri ile ayrılabilirlik değişik organik madde türlerindeki uranyum dağılımının incelenmesi, bu elementin diyajenez işlemleri sırasındaki davranışlarını da açıklayacaktır.

#### KATKI BELİRTME

Karadeniz çökel örneklerini ve bu örneklerle ilgili litoloji, organik karbon ve CaO içeriği gibi ek bilgiler, MTA. Enstitüsü elemanlarından sayın Taner Saltoğlu ve Abdullah Gedik tarafından sağlanmıştır. Nötron aktivasyon analizleri, Uluslararası Atom Enerjisi Ajansı (IAEA) bursu çerçevesinde, Kanada'da Atomic Energy Canada Ltd de yapılmıştır. Yazar, adı geçen kuruluş ve kişilere teşekkürü borç bilir.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

- Agamirov, S. Sh., 1963 a, Precipitation of uranium in the bottom of the Black Sea : *Geochemistry International*, 1,104-106.
- Agamirov, S. Sh., 1963 b, Geochemical balance of the radioactive elements in the Black Sea Basin : *Geochemistry International*, 6, 630 - 633.
- Barker, F.B., Johnson J.O., Edwards, K.W. ve Robinson, B.P., 1965 Determination of uranium in natural waters : U.S. Geol. Survey Water - Supply Paper 1969-C, 25 s.
- Baturin, G.N., 1973, Uranium and sedimentation in Black and Azov Seas : *Litologiya; Poleznye Iskopaemye* : 5, 21-32.
- Baturin, G.N., Kochenov, A.V., ve Kovaleva, SA, 1965, Some features of uranium distribution in Black Sea water : *Doklady Akad. Nauk SSR*, 166, 172 -174.
- Bonatti, E., Fisher, D.E., Joensu, O. ve Rydell, H.S., 1971, Postdepositional mobility of some transition elements, phosphorus, uranium and thorium in deep sea sediments : *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 35,189-201.
- Boulanger, A. Evan, D.J.R. ve Raby, B.F., 1975, Uranium analysis by neutron activation counting : *Proc- 7th Ann. Symp. of the Canadian Mineral Analysts, Thunder Bay, Ontario, 1975*,10 s.
- Boyle, D.R., 1982, The formation of basal type uranium deposits in southcentral British Columbia : *Econ. Geol.*, 77, 1176 - 1209.
- Breger, I.A., 1974, The role of organic matter in the accumulation of uranium; the organic geochemistry of the coal - uranium association : *Formation of Uranium Ore Deposits, IAEA - SM -183/29, 99 -123.*
- Breger, I.A. ve Deul, M., 1956, The organic geochemistry of uranium : *Int. Conf. Peaceful Uses Atomic Energy (Proc. Conf. Geneva, 1955) 6, United Nations, New York*, 418 s.
- Calvo, M.M., 1974., The role of humic natural organic matter in uranium concentration : *Formation of Uranium Ore Deposits, IAEA - SM -183/33, 125 - 135.*
- Centanni, F.A., Ross, AM., DeSesa, MA, 1956, Fluorometric determination of uranium : *Analytical Chemistry*, 28, 1651 -1957.
- Degens, E.T., Khoo, F. ve Michaleis, W., 1977. Uranium anomaly in Black Sea : *Nature*, 269, 566 - 569.
- Degens, ET., ve Ross, D.A. Ed., 1974, *The Black Sea-Geology, Chemistry, and Biology* : AAPG Memoir 20, 633 s
- Dement'ev, V.S. ve Syromyatnikov, N.G., 1968, Conditions of formation of a sorption barrier to the migration of uranium in an oxidizing environment : *Geochemistry International*, No. 1 - 3, 394 - 400.
- Garret, R.G. ve Lynch, J.J., 1976, A comparison of neutron activation delayed neutron counting versus fluorometric analysis in large-scale geochemical exploration for uranium : *IAEA - Sm - 208/30, 321 - 322*
- Saltoğlu, T. ve Kaplan, H., Karadeniz güncel çökelleri ve uranyum içerikleri : *M.T.A. Enstitüsü Der-gisi*, 92, 97 -119.
- Grimaldi, F.S., May, I., Fletcher, M.H., ve Titcomb, J., 1954, Summary of the methods of analysis for the determi-

- nation of uranium and throrium; Collected papers on methods of analysis for uranium and throrium : U.S. Geol. Survey Bull. 1006,1 - 9.
- Haji . Vassiliou, A. ve Kerr, P.F., 1972, Uranium - organic matter association at La Bajada, New - Mexico : Econ. Geol., 67, 41 - 54.
- Haji - Vassiliou, A. ve Kerr, P.F., 1973, Analytic data on nature of uranoorganic deposits : AAP.G. Bulletin, 57(7), 1291-1296.
- Hunt, J.M., 1974, Hydrocarbon geochemistry of Black Sea; Degens, E.T. ve Ross, DA. ed. The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology de : AAPG, Memoir 20, 499 - 504.
- Kochenov, AV., Baturin, G.N., Kovaleva, SA., Emel'yanov, E.M. ve Shimkus, K.M., 1965, Uranium and organic matter in the Sediments of the Black and Mediterranean Seas : Geokhimiya, 3, 302 - 313
- Kochenov, AV., Korolev, KG, Dubinchuk, V.T. ve Medvedev, Yu. L., 1977, Experimental data on the conditions of precipitation of uranium from aqueous solutions : Geochemistry International, 14(4), 82-87.
- Kocyz, F.F., Tomic, E. ve Hecht, F., 1957, Zur Geochemie des urans im Ostseebecken : Geochimica et Cosmochimica Acta, 11 (1/2), 86 -102.
- Kornfeld, J.A., 1964, Geochemistry of uranyl oxides in Devonian marine black shales of North America, Colombo; U. ve Hobson, G.D. ed. Advances in Organic Geochemistry de : Pergamon Press, Oxford, 261 - 262.
- Langmuir, D., 1978, Uranium solution - mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits, Kimberley; M.M. ed. Short Course in Uranium Deposits. Their Mineralogy and Origin de: Mineralogical Assoc. Canada, 17 - 55.
- Leventhal, J.S., 1976, Characterization of insoluble organic matter associated with uranium ores : A.A.P.G. Bulletin, 60(4), 692.
- Moore, G.W., 1954, Extraction of uranium from aqueous solution by coal and other materials : Econ. Geol., 49, 652 - 658.
- Müller, G. ve Stoffers, P., 1974, Mineralogy and petrology of Black Sea sediments : Degens, E-T. ve Ross, DA. ed. The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology de ; AAPG, Memoir 20, 499 - 504.
- Peake, E., Casagrande, DJ. ve Hodgson G.W., 1974, Fatty acids, chlorins, hydrocarbons, sterols, and carotenoids from a Black Sea core : Degens, E.T. ve Ross, DA. ed. The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology de : AAPG, Memoir 20, 505 - 523.
- Robbins, J., 1978, Direct analyses of uranium in natural waters : Scintrex publication, Toronto, 26 s.
- Rona, E. ve Joensu, O., 1974, 1974, Uranium geochemistry in Black Sea : Degens, E.T. ve Ross, DA. ed. The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology de : AAPG, Memoir 20, 570 - 572.
- Rosanov, A.G., Volkov, I.I., ve Yagodinskaya, TA., 1974, Forms of iron in surface layer of Black Sea sediments : Degens, E.T. ve Ross, DA. ed. The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology de : AAPG, Memoir 20, 542 - 553.
- Rose, A.W. ve Shur, N.H., 1971, Major element content as a means of allowing for background variation in stream - sediment geochemical exploration; Boyle, RW. ve McGerrigle, J.I. ed. The Canadian Institution of Mining and Metallurgy, special volume 11, de : CIM, 587 - 593.
- Ross, D.A. ve Degens, E.T., 1974, Recent sediments of the Black Sea : Degens, E.T. ve Ross, D.A. ed. The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology de : AAPG, Memoir 20, 183 - 199.
- Ross, D.A., Uchpi, E., Prada, K.E. ve MacIrvine, J.C., 1974, Bathimetry and microtopography of Black Sea : Degens, E.T. ve Ross, DA. ed. The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology de : AAPG, Memoir 20, 1 -10.
- Ross, A.D., Stoffers, P., ve Trimonis, E.S., 1978 Black Sea sedimentary framework : Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 42, Part 2; Washington (U.S. Government Printing Office), 359-363.
- Rouzaud, J.N., Oberlin, A., and Trichet, J., 1979, Interaction of uranium and organic matter in uraniferous sediments : Douglas, A.G. ve Maxwell, J.R. ed-, Advances in Organic Geochemistry de : Pergamon Press, Oxford, 784 s.
- Serebrennikov, V.S. ve Maksimova, I.G., 1976, The deposition mechanism of uranium from mineral waters containing CO<sub>2</sub> : Geochemistry International, 13, 167 -173.
- Shimkus, K.M. ve Trimonis, E.S., 1974. Modern sedimentation in Black Sea : Degens, E.T. ve Ross, D.A. ed-The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology de • AAPG, Memoir 20, 249 - 278.
- Simoneit, B.R., 1974, Organic analysis of Black Sea cores : Degens, E.T. ve Ross, DA. ed. The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology de : AAPG, Memoir 20, 477 - 498.
- Smith, AY. ve Lynch, J.J., 1969, Field and laboratory methods used by the Geological Survey of Canada in geochemical surveys; No. 11, Uranium in Soil, stream sediment and water : Geol. Surv. Can. Paper 69 - 40, 9 s.
- Swain, F.M., 1963, Geochemistry of humus : Breger, IA. ed. Organic geochemistry de : MacMillan, New York, 87 -147.
- Szalay, A., 1964, Cation exchange properties of humic acids and their importance in the geochemical enrichment of UO<sub>2</sub><sup>++</sup> and other cations : Geochimica et Cosmochimica Acta, 28(10), 1605-1614.
- Tatsumoto, M. ve Goldberg, E.D., 1959, Some aspects of marien geochemistry of uranium : Geochimica Cosmochimica Acta, 17, 201 - 208.
- Vine, J.D., Swanson, VE. ve Bell, K.G., 1958. The role of humic acids in the geochemistry of uranium : 2 nd Int. Conf. Peaceful Uses Atomic Energy (Proc. Conf. Geneva) 2, United Nations, New York, 187-191.
- Volkov, I.I. ve Fomina, LS-, 1974, Influence of organic material and processes of sulfide formation on distribution of some trace elements in deep - water sediments of Black Sea : Degens, E.T. ve Ross, DA. ed-The Black Sea - Geology, Chemitrsy and Biology de : AAPG, Memoir 20, 456 - 476.
- Yazının geliş tarihi: Nisan 1983
- Yayıma verildiği tarih : Ocak 1984