

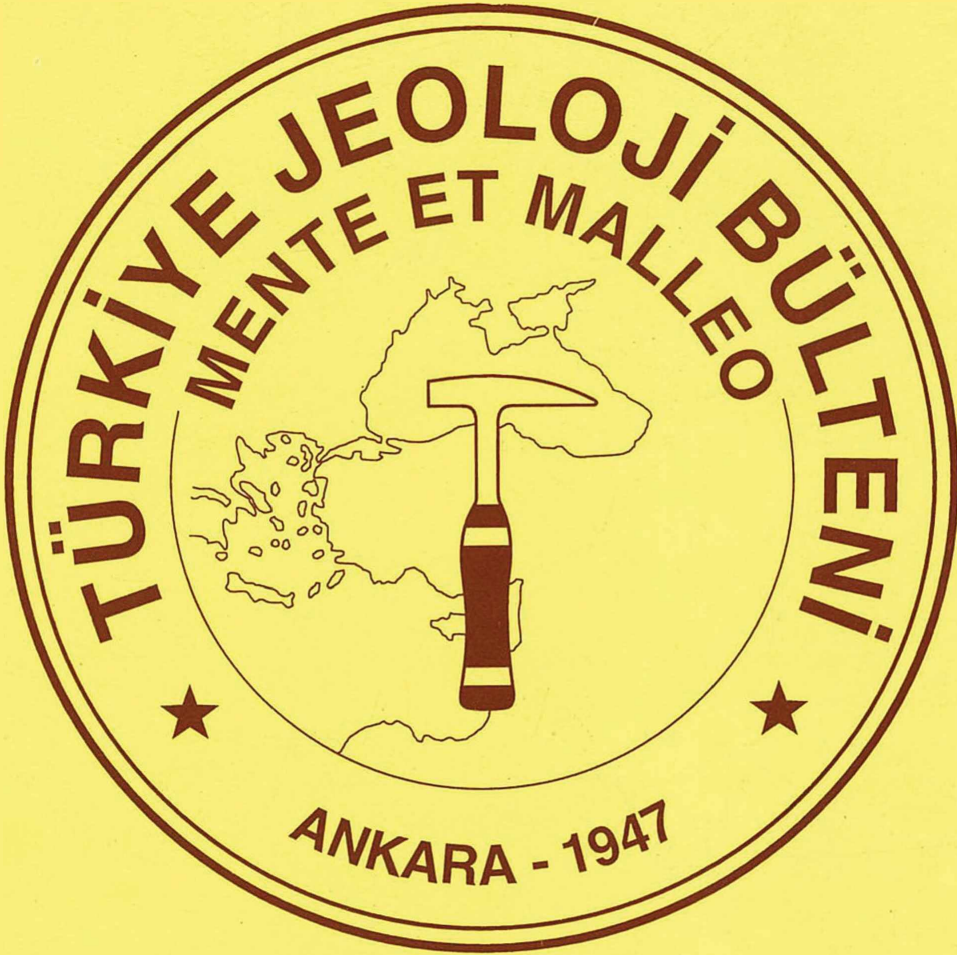
# TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

*Geological Bulletin of Turkey*

Şubat 1999 Cilt 42 Sayı 1

February 1999 Vol. 42 Number 1

ISSN 1016-9164



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

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

*Chamber of Geological Engineers of Turkey*

**YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD**

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

**TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ**

*Geological Bulletin of Turkey*

*Yayın Kurulu / Publication Board*

**Editörler / Editors**

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

**Teknik Yönetmen / Technical Editor**

Haşim AĞRILI, MTA, Türkiye

**Yazı İnceleme Kurulu / Editorial Board**

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

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

**Bu sayıda makaleleri inceleyerek katkıda bulunanlar**

*Contributors of this issue*

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

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

**Yazışma adresi**

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

**Correspondence address**

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

# TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

## Geological Bulletin of Turkey

Şubat 1999 Cilt 42 Sayı 1  
February 1999 Vol. 42 No 1

ISSN 1016-9164

### İÇİNDEKİLER CONTENTS

- Marmara Adası'nda ilerleyen bölgesel metamorfizma ile tektonik tarihçe arasındaki ilişki  
*The relationship between progressive regional metamorphism and structural history in the Marmara Island*  
.....JR.AKSOY 1
- Dedeyazı-Çavuşlu (Doğaneşehir/Malatya) yöresindeki skarn oluşumlar ve ilişkili demir cevherleşmeleri  
*The skarn formations and related iron mineralizations in Dedeyazı - Çavuşlu (Doğaneşehir/Malatya) area*  
.....A. ÖNAL, M. ALTUNBEY 15
- Şükrüpaşa sokulumu (Dereköy-Kırklareli) ile ilişkili Cu-Mo cevherleşmesinin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal özellikleri  
*Geology, mineralogy and geochemistry of the Cu-Mo deposit associated with the Şükrüpaşa intrusion, Dereköy, Kırklareli*  
.....A. H. GÜLTEKİN 29
- Ayvacık (Çanakkale) bentonit yataklarındaki baydellit oluşumu  
*Occurrence of beidellite in Ayvacık (Çanakkale) bentonite deposits*  
.....F. ÇOBAN 47
- Kadınhanı (Konya) K'ca zengin metatrakiandezitin jeokimyası ve petrojenezi: Devonyen(?) volkanizmasının gelişimi  
*Geochemistry and petrogenesis of Kadınhanı (Konya) K-rich metatrachyandesite: The evolution of Devonian (?) volcanism*  
.....H. KURT, M. ARSLAN 57
- Zile (Tokat) batısında Uzunköy çevresinin stratigrafisi  
*Stratigraphy of Uzunköy and its surroundings west of Zile (Tokat)*  
.....A. ÜSTÜNTAŞ, M. İNCEÖZ 69
- Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun orta ve batı kesiminde bölgesel gerilme durumunun incelenmesi  
*Regional stress state analysis in central and occidental parts of the North Anatolian Fault Zone*  
.....S. ÖVER 85
- Aladağ (Yahyalı-Kayseri) akiferinde fiziksel, kimyasal ve izotopik parametreler ile kloroflorokarbon yaşları arasındaki ilişkiler  
*Relationship between the CFC ages and the physical, chemical and isotopic parameters in the Aladağ aquifer (Yahyalı - Kayseri)*  
.....JN. N. ÖZYURT, C. S. BAYARI 97
- Taşınmış Kıbrıs tipi bakır cevherleşmelerine tipik bir örnek: Derdere (Çüngüş-Diyarbakır) cevherleşmeleri  
*A typical example of allochthonous Cyprus type copper mineralizations: Derdere mineralizations*  
.....A. ŞAŞMAZ, G. GÜMÜŞ, A SAĞIROĞLU 105
- Tokuş Formasyonunun yaşı ve çökeltme ortamına ilişkin yeni bulgular (Sivas, Türkiye)  
*New findings on the age and depositional conditions from the Tokuş Formation (Sivas, Türkiye)*  
.....N. İNAN, S. İNAN 119

Dear Readers,

As you know, in addition to "Türkiye Jeoloji Bülteni", "Geological Bulletin of Turkey" which contains English versions of the papers, has been publishing by our Chamber for last three years.

However, by Executive Board Decision, "Geological Bulletin of Turkey" will not be published after 1999. But the papers written in English will also be published in "Türkiye Jeoloji Bülteni".

Therefore, in addition to Turkish and English Abstracts, detailed English or Turkish summary will be asked for the Turkish or English papers respectively which will be published in our Bulletin.

Detailed Summary part must reflect the meaning, especially the aim and the result of the publication. In Detailed Summary, mentioning to the references, figures and tables can be done. Header and text parts of the Detailed Summary must be italic.

Sincerely

Editors

**Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri;**

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology,  
Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, GEOBASE, BIOSIS'de yer almaktadır.

***Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in;***

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation,  
Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, GEOBASE, BIOSIS.

**TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI**

***Chamber of Geological Engineers of Turkey***





Sayın Okurlarımız,

Bildiğiniz üzere son 3 yıldır Türkiye Jeoloji Bülteni'nin yanı sıra buradaki makalelerin İngilizcelerinden oluşan "Geological Bulletin of Turkey" Odamızca yayımlanmaktaydı.

Ancak Yönetim Kurulu'nun almış olduğu kararla, 1999 yılından itibaren "Geological Bulletin of Turkey" artık yayımlanmayacaktır.

Bu nedenle Bültenimizde yayınlanmak üzere gönderilen Türkçe makalelerde Türkçe ve İngilizce Öz'ün yanı sıra genişletilmiş İngilizce Özet, İngilizce makalelerde ise Türkçe ve İngilizce Öz'ün yanı sıra genişletilmiş Türkçe Özet istenilecektir.

Genişletilmiş Özet bölümü yayının diğer bölümlerinden ayrı olarak yayımlanabilecek düzende yazılmış, yayının tümünü en kısa ancak özlü biçimde yansıtır (özellikle çalışmanın amacı ve sonuçlarını yansıtacak) nitelikte olmalıdır. Genişletilmiş Özet içinde yararlanılan kaynaklara, şekil ve çizelgelere değinmeler yapılabilir. Genişletilmiş Özetin başlığı ve metin kısmı italik karakterlerle yazılmalıdır.

Saygılarımızla

Editörler





# Marmara Adası'nda ilerleyen bölgesel metamorfizma ile tektonik tarihçe arasındaki ilişki

## *The relationship between progressive regional metamorphism and structural history in the Marmara Island*

Rahmi Aksoy Selçuk Üniversitesi, Müh.-Mim. Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 42031 Konya

### Öz

Marmara Adası'nda yüzeyleyen metamorfik kayaların petrografik ve mikrodokusal özellikleri, bunların ayırtılabılır üç metamorfik faza ( $M_1$ ,  $M_2$ ,  $M_3$ ) sahip olduğunu gösterir. İlk iki faz ( $M_1$ ,  $M_2$ ), ilerleyen tek bir bölgesel metamorfizmanın kısımlarını oluşturur. En son faz ( $M_3$ ), gerileyen metamorfizmayı temsil eder. Metamorfizmlerde tipik mineralojik değişimlerin saptanması sonucu, ilerleyen tarzdaki metamorfizmanın kuzeyden güneye doğru arttığı belirlenmiştir. Bu mineralojik değişimlere bağlı olarak bölgede üç metamorfik fasiyes zonu ayırtılmıştır. Bunlar yeşilist, epidot-amfibolit ve amfibolit fasiyes zonlarıdır. Fasiyes zonları genellikle DKD-BGB uzanımlı olup, bölgenin  $D_2$  deformasyon evresinde gelişen kıvrım eksen gidişlerine koşuttur. İndeks minerallerin oluşum koşullarının belirlenmesiyle ilerleyen bölgesel metamorfizmanın magmatik bir yay altında 3-6 kilobar basınç ve 400-600°C sıcaklık arasında geliştiği ortaya konmuştur. Bu koşullar altında kayalar aynı zamanda dört evreli deformasyona uğramıştır.

**Anahtar kelimeler:** Deformasyon, Marmara Adası, metamorfizma.

### Abstract

*Petrographic and microtextural features of the metamorphic rocks cropped out in the Marmara Island indicate that they have three identifiable metamorphic phases ( $M_1$ ,  $M_2$ ,  $M_3$ ). The first two phases ( $M_1$ ,  $M_2$ ) form the parts of a single progressive regional metamorphic cycle. The last phase ( $M_3$ ) represents the retrograde metamorphism. Typical mineralogical changes in the metamorphics delineate that the degree of metamorphism increases from north to south. Based on these mineralogical changes, three metamorphic fades zones have been distinguished. These are greenschist, epidote-amphibolite and amphibolite fades. These fades zones generally run parallel to the trend of the  $D_2$  fold axis in the ENE-WSW direction. By determining the formational conditions of index minerals, it is found out that the progressive regional metamorphism occurred beneath a magmatic arc at pressures between 3 and 6 kbar and temperatures between 400 and 600°C. Under these conditions, the rocks have undergone four phases of deformation, synchronous with the regional metamorphism.*

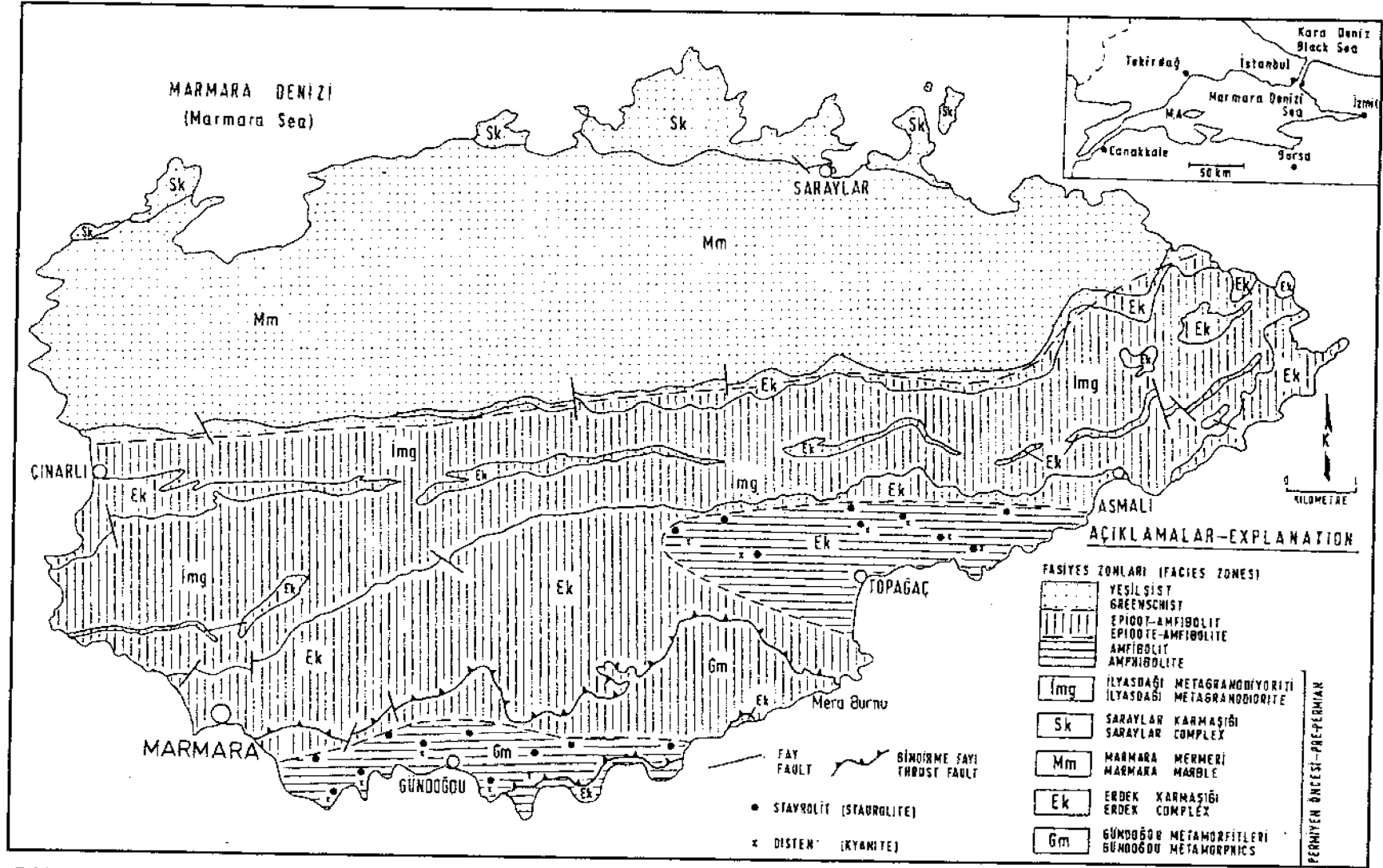
**Key words:** Deformation, Marmara Island, metamorphism.

### GİRİŞ

Yazar tarafından Marmara Adası'nda (Şekil 1) yapılan 1/10 000 ölçekli mesoskopik tektonik incelemeler sırasında, bölgede yüzeyleyen kayaların metamorfizma derecesinde büyük bir değişimin olduğu saptanmıştır. Bu kayaların metamorfizma şartlarını aydınlatılabilmek için mineral topluluklarının belirlenmesi çalışması yapılmıştır. Bu nedenle, bölgedeki kayalardan üç yüzü aşkın kayaç örneği toplanmış ve kayaların dokusal özellikleri ve mineralojik bileşimleri 280 ince kesit ile ayrıntılı

olarak incelenmiştir. Yörenin petrografisine ve petrolojisine yönelik ilk çalışma Tanyolu (1979) tarafından yapılmıştır.

İnceleme alanının ayrıntılı stratigrafik gelişimi, yapısal özellikleri ve deformasyon tarihçesi Aksoy (1995, 1996) tarafından incelenmiştir. Bu makalede, bölgedeki metamorfik kayaların metamorfizma niteliğini ve koşullarını belirleyici bazı ön bulgular verilecek; metamorfizma ile deformasyon tarihçesi arasındaki ilişki kısaca incelenecektir.



Şekil 1: Marmara Adası'nın (M.A) Jeoloji ve metamorfik fasiyes haritası. Haritada alüvyonla örtülü alanlar gösterilmemiştir.

Figure 1. Geologic and metamorphic facies map of the Marmara Island. Note that the areas covered by alluvium are not shown on the map.

## MARMARA ADASINDA İLERLEYEN BÖLGESEL METAMORFİZMA

### JEOLJİK KONUM

Biga Masifi'nin kuzeyinde yer alan Marmara Adası'nda, Permiyen öncesi yaşlı (Aksoy, 1995) metamorfik kayalar yüzeyler (Şekil 1).

Bölgede en yaşlı oluşukları bir kıta kenarında çöken Gündoğdu Metamorfikleri teşkil eder (Aksoy, 1995). Düzenli bir istiflenme sunan bu birim, mikaşist, kalkışt ve mermerlerden oluşur. Gündoğdu Metamorfikleri üzerine, onu metamorfizma öncesi tektonik bir dokanak ile üzerleyen ve onunla çağdaş olan Erdek Karmaşığı gelir. Erdek Karmaşığı, bir okyanusal kabuk ürünü olan meta-ultramafit, metagabro, metabazalt ve bunlar ile karışmış aslen pelitik, yan pelitik ve psammitik kayalar ile kireçtaşı olistolitlerinden meydana gelir. Erdek Karmaşığını açılı bir uyumsuzluk ile duraylı bir şelf ortamında çökelmiş Marmara Mermeri örter. Marmara Mermerini bir yay önü ya da bir yay ardı havzada gelişen flişoyid Saraylar Karmaşığı izler (Aksoy, 1995). Bu birim, bazik ve ortaç kökenli metavolkanitler ile arakatlı egzotik mermer blokları, kökünde türbiditik nitelikli çamurtaşı, kumtaşı, konglomera ve kireçtaşı ardışımından oluşur. Kalkalkali bileşimli İlyasdağı Metagranodiyorit, alttaki tüm birimleri metamorfizma öncesinde, çok sayıda apolit, pegmatit ve kuvars damarlarıyla sıcak dokanaklar boyunca kesmiştir.

Bu birimlerin ayrıntılı tanımları, stratigrafik ilişkileri, tektonik özellikleri ve yaşları üzerine görüşler daha önce verildiğinden (Aksoy, 1995,1996), burada yeniden değinilmeyecektir. Bu bölümde, bu çalışma ile elde edilen önemli litolojik veriler ve birimlerin herbirine ilişkin ilerleyen bölgesel metamorfizma şartlarını yansıtan petrografik bulgular kısaca özetlenecektir.

### Gündoğdu Metamorfikleri

Metamorfik temelin en yaşlı birimi olup, Marmara ilçesi ile Topağaç köyü güneyinde Mera Burnu'na kadar uzanır (Şekil 1). Metamorfikleri oluşturan birimler çeşitli boyutlarda kıvrılmış kıvrım yapıları gösteren, kuzey doğu-güneybatı yönelimli, antiformal bir antiklinoriumun çekirdeğinde yer alırlar (Aksoy, 1995).

Gündoğdu Metamorfikleri, başlıca mikaşistler, bunlar ile ardalanmalı olarak daha az yayılım gösteren, ince kuvars-feldispatik şist aradüzeyleli kalkıştler ve mermerlerden oluşur. Birimin metamorfizma öncesinde pelitik, yan pelitik, psammitik kayalar, bunlar ile arakatlı ortokuvarsit ve karbonatlar ile saf karbonatlardan oluştuğu söylenebilir.

Lepidoblastik, lepido-porfiroblastik dokulu (Levha

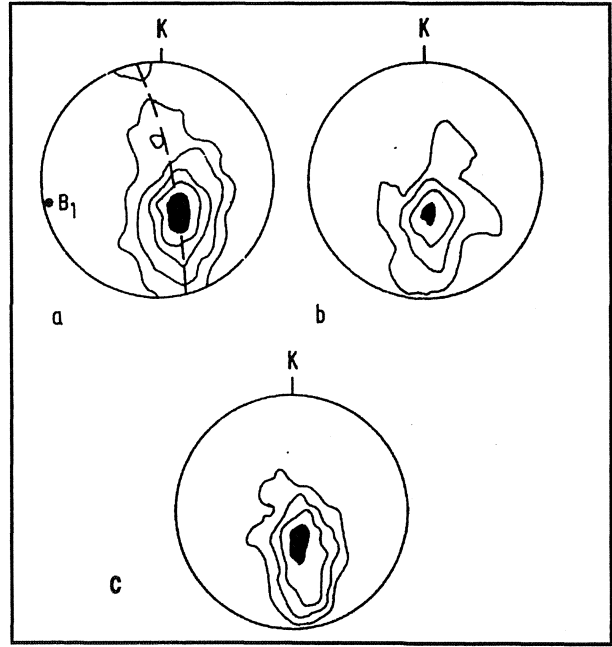
1) mikaşistlerde,

- Kuvars + muskovit + biyotit ± plajiolklas ± turmalin ± sfen ± granat ± opak

- Kuvars + muskovit + biyotit ± plajiolklas + stavrolit + granat ± dişten ± opak

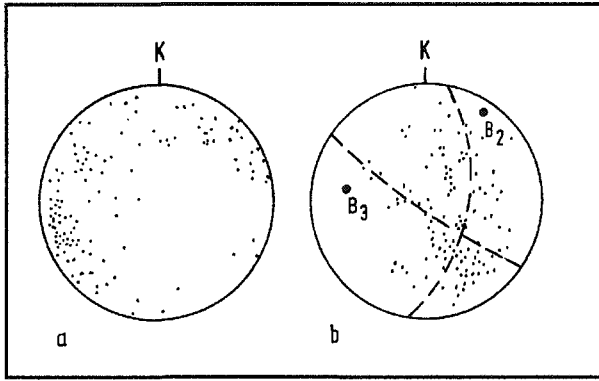
şeklindeki mineral toplulukları oluşmuştur. Kuvarslar, dalgalı sönmeli, girik sınırlı ve yapraklanmaya koşut uzamış taneler şeklindedir. Muskovit ve kırmızı renkli biyotit, yönlü ve yer yer porfiroblastları sarar durumdadır. İdiyoblastik-hipidiyoblastik stavrolit ve granat porfiroblastları pre- ve sintektonik büyümüşlerdir. Hipidiyoblastik şekilli distenin varlığı ilk kez bu çalışmada saptanmıştır (Levha I, Şekil 1,2, 3).

Mikaşistleri yanal ve düşey geçişli olarak sık kıvrımlı, akma yapıları kalkıştler izler. Gündoğdu köyü çevresinde yaygın olarak izlenen bu kayalarda,



Şekil 2. Gündoğdu Metamorfikleri ile Erdek ve Saraylar Karmaşığına (a), Marmara Mermerine (b) ve İlyasdağı Metagranodiyoritine (c) ait S<sub>1</sub> düzlemlerinin doku diyagramları. Konturlar: a) %0.36-1.1-2.6-4.2-6.3 (8.7) (n= 962); b) %0.24-2.1-4.6-9.9 (15) (n= 207); c) %0.63-1.9-3.7-9.1 (12.5) (n= 552).

Figure 2. Contours of poles to S<sub>1</sub> foliation Gündoğdu Metamorphics, Erdek and Saraylar Complex (a); Marmara Marble (b); İlyasdağı Metagranodiorite (c); Contour intervals are 0.36-1.1-2.6-4.2-6.3 (8.7)%, (n= 962); 0.24-2.1-4.6-9.9 (15)%, (n= 207); c) %0.63-1.9-3.7-9.1 (12.5)%, (n= 552), respectively.



**Şekil 3:** Gündoğdu Metamorfileri, Erdek ve Saraylar Karmaşığına ilişkin (a) mesoskopik kıvrım eksenlerinin (n= 143) ve (b) eksen düzlemlerinin (n= 126) doku diyagramları.

*Figure 3: Stereographic equal-area projections for for Gündoğdu Metamorphics, Erdek and Saraylar Complex structural data, a) Poles to mesoscopic fold axes, n= 143. b) Poles to axial planes of folds, n= 126.*

- Kalsit + plajiyoklas + kuvars ± biyotit ± muskovit ± fligopit ± hornblend ± sfen ± opak

ile belirlenen mineral toplulukları özgündür.

Mermerler, birimin diğer litolojileri üzerine uyumlu olarak gelirler. Mermerler tamamen kalsitten oluşan mineralojik bir bileşim gösterir. Birim süreksiz ve uzun kütleler şeklinde mostra verir.

### Erdek Karmaşığı

Marmara Adası 'nın güneyinde ve değişik kesimlerinde geniş alanlarda yüzeyleyen, okyanusal kabuk ürünü bazik ve ultrabazikler ile karışmış volkanosedimanter bir birim yer alır (Şekil 1). Büyük bir bölümü metabazitlerden oluşan, daha az oranda mikaşist, kalkışist ve mermer blokları içeren bu kayaç topluluğu, Erdek Karmaşığı olarak isimlendirilmiştir (Aksoy, 1995).

Metabazitlerde yer yer yastık lav yapısı ile içlerinde metapsammit ve pelajik kireçtaşlarından türeme mermerli seviyeler izlenir. Değişik kökenli olan bu kayaç topluluğu, metamorfizma öncesi melanj niteliğinde olan bir oluşuk halindedir. Metabazitler, amfibolşist, amfibolit, yeşilşist, metabazalt ve talkşistlerden oluşur. Bunlarda,

- Hornblend + plajiyoklas ± kuvars ± epidot ± lökoksen ± opak

- Epidot + kuvars + plajiyoklas ± hornblend ± lökoksen ± opak

- Aktinolit/tremolit ± kuvars ± plajiyoklas ± epidot ±

muskovit ± opak

- Plajiyoklas + hornblend + epidot ± biyotit ± sfen

- Talk + tremolit ± klorit ± antigorit ± kalık piroksen

ile belirlenen mineral toplulukları izlenir. Hornblendler idiyoblastik - hipidiyoblastik prizmatik şekillerden hipidiyoblastik tabüer şekiller arasında değişim gösterir. Bunlar yapraklanmaya koşut dizilmişlerdir. Adanın kuzeyinden güneyine doğru birim içinde hornblendlerin rengi yeşilden kahverengiye doğru değişim gösterir. Kuvarlar ince taneli, dalgalı sönmeli ve yapraklanmaya koşut uzamış taneler şeklindedir. Plajiyoklaslar sık albit, periklin, albit-karlsbad bileşik ikizli, ksenoblastik şekilli ve yer yer zonlu büyümüşlerdir. Aktinolitler genellikle yapraklanmaya koşut yönelmişlerdir. Ancak yer yer birincil dilinim düzlemlerine dik yönde gelişmiş, ikincil dilinim düzlemine koşut dizilmiş aktinolitler de olağandır (Levha II, Şekil 1).

Karmaşık içindeki mikaşistler, Topağaç köyü ile Aşmalı köyü arasında ve adanın doğusunda yüzlek verirler. Bunlar, metabazitler ile ardalanmalı olarak bulunurlar. Lepidoblastik dokulu mikaşistlerde,

- Kuvars + biyotit + muskovit + plajiyoklas ± granat ± turmalin ± opak

- Kuvars + biyotit + muskovit + plajiyoklas + stavrolit + granat ± dişten ± turmalin ± opak

şeklindeki mineral toplulukları izlenir. Bunlarda, birbirleriyle girik sınırlar yaparak merceksel geometriği agregalar oluşturan, dalgalı yanıp sönmeli ve uzamış taneler şeklindeki kuvars; yönelmiş muskovit ile kırmızı-kahverenkli biyotit önemli bileşenlerdir. Stavrolitler, pre-ve sintektonik büyümüşlerdir. Bu şistlerde, inceleme alanında ilk kez bu çalışmada saptanan dişten, yapraklanmaya koşut dizilmiştir (Levha II, Şekil 2).

Erdek Karmaşığını oluşturan bu kayaçlar dışında serpantinitle Gündoğdu ve Aşmalı Köyleri doğusunda rastlanılmıştır. Karmaşığı oluşturan diğer litolojiler ile birlikte metamorfizma geçirmiş olan serpantinitle, antigorit, krizotil, klorit, kalık piroksen, talk ve opaktan oluşur.

### Marmara Mermeri

Adanın kuzeyinde doğu-batı doğrultusunda 2,5 - 3,5 km eninde bir kuşak boyunca uzanan mermerler, en yaygın kaya türünü oluştururlar (Şekil 1). Kayaçta kalsitin dışında grafit bulunur. Mermerlerdeki ana petrografik değişimler metamorfizma derecesine bağlı olarak kuzeyden güneye doğru tane boyundaki kısmi artış ve kuzey-

## MARMARA ADASI'NDA İLERLEYEN BÖLGESEL METAMORFİZMA

de gözlenen dolomitik mermerlerin güneye doğru gözlenmemesidir. Bu özellik metamorfizma derecesinin ada da kuzeyden güneye doğru arttığını gösterir.

### Saraylar Karmaşığı

Marmara Mermerini, konkordan olarak bazik ve ortaç kökenli metavolkanitler ile arakatkılı, ekzotik mermer ve metabazit blokları, metapsammit, metapelit ve kalkıştı arkalanmasından oluşan kayalar izler. Karmaşığı oluşturan litolojiler yanal ve düşey yönde değişimler gösterir. Bir yay önü ya da bir yay ardı havzada bloklu fliş fasiyesinde ve ortaç volkanizma eşliğinde gelişen birimin (Aksoy, 1995) egemen litolojisini metapsammit ve metapelitler oluşturur. Bunlarda,

- Kuvars + plajiyoklas + muskovit ± biyotit ± turmalin ± klorit ± epidot + opak şeklindeki mineral topluluğu izlenir.

### Yeşilistlerde,

- Epidot + kuvars + klorit ± antinolit ± biyotit ± plajiyoklas ± kalsit

### talkistlerde,

- Talk + klorit + tremolit

### metaspilitlerde,

- Albit + epidot + kalsit

### metaandezitlerde,

- Albit + hornblend + biyotit ± klorit ± epidot

### Metabazit bloklarında ise,

- Klorit + epidot ± kuvars ± albit ± lökoksit ± biyotit

- Aktinolit + klorit + lökoksit

- Epidot + klorit + kuvars ± aktinolit ± hornblend ± klinozoit ± plajiyoklas ± muskovit ± lökoksit ± kalik piroksen + kalsit ± opak

şeklindeki mineral toplulukları karakteristiktir. Bu kayalarda yer alan biyotitler, ince taneli, kahverenkli olup, yapraklanmaya koşut uzamış, taneler şeklindedir. Aktinolitler, hipidiyoblastik şekilli ve yapraklanmaya koşut yönlenmişlerdir. Epidotlar ince taneli ve anormal girişim renklidir. Kloritler, sarı yeşil-yeşil renklerde pleokroyik, lifsi, anormal mavi girişim renkli ve yönlenmişlerdir.

### İlyasdağı Metagranodiyoriti

Marmara Adası'nın bileşimi metagranit - metagranodiyorit arasında değişen (Tanyolu, 1979) metamorfik kayalar yer alır (Şekil 1). Granodiyoritik bileşimli magma-

nın artık ürünleri olan aplit, pegmatit ve kuvars damarları metamorfizma öncesinde hem bu birimi ve hem de alttaki birimleri çeşitli doğrultularda kesmişlerdir. Granodiyoritik magma yükselimi sırasında yankayaçlardan kopardığı kayaç parçalarını bünyesinde kapanım olarak içermiştir. Kataklastik-mortar dokulu metagranodiyoritler,

- Kuvars + plajiyoklas + hornblend + epidot + klorit ± biyotit ± muskovit ± mikroklin ± granat ± sfen ± opak mineral topluluğundan oluşmuştur. Bunlarda ince taneli, dalgalı sönmeli, birbirleriyle girik sınırlar oluşturarak yapraklanmaya koşut uzamış taneler şeklindeki kuvars ile sık albit, karisbad, periklin, albit-karisbad ve albit-periklin birleşik ikizli, yer yer zonlu büyümüş, hipidiyoblastik-ksenoblastik şekilli plajiyoklas poyikloplastları önemli bileşenlerdir. Kuvarsların plajiyoklaslarla olan sınırlarında büyük bir olasılıkla birincil mirmekitik ve grafik büyümeler gözlenir (Levha II, Şekil 3). Açık sarımsı yeşil-yeşil renklerde pleokroyit, yer yer ikizli yapıda, yapraklanmaya koşut dizilmiş hipidiyoblastik şekilli hornblend heteroblastlarıyla, kırmızı-kahverenkli, yönlenmiş ve post-tektonik etkiler ile yer yer kinkleşmiş biyotitler yaygın olarak izlenir. Bazı örneklerde, ilerleyen metamorfizmayı belgeleyen, kloritten türemiş biyotitler gözlenmiştir. K-feldispatlar, kafes şeklinde tipik polisentetik ikizlenme gösteren, ksenoklastik şekilli mikroklinlerden ibarettir. Epidotlar açık sarı, sarımsı yeşil renkte pleokroyik, yer yer zonlu ve ışınal büyümüş taneler şeklindedir. Ayrıca, açık sarımsı yeşil renkte pleokroyik klorit ve yönlenmiş pulcuklar şeklinde muskovit ve mirmekitik büyüyen, porfiroblastik şekilli granat da olağandır (Levha II, Şekil 4).

## METAMORFİZMA

Bölgesel metamorfizma izleri inceleme alanında yüzeyleyen tüm birimlerde görülmüştür. Birimlerde saptanan mineral toplulukları ve bunların yöredeki dağılımları ilerleyen bölgesel metamorfizma niteliğini belirleyici özelliktedir (Çizelge 1). Kayaların petrografik incelenmesi ayrıca, inceleme alanında ilerleyen metamorfizmanın gerileyen metamorfizma tarafından izlenmiş olduğunu gösterir (Aksoy, 1995).

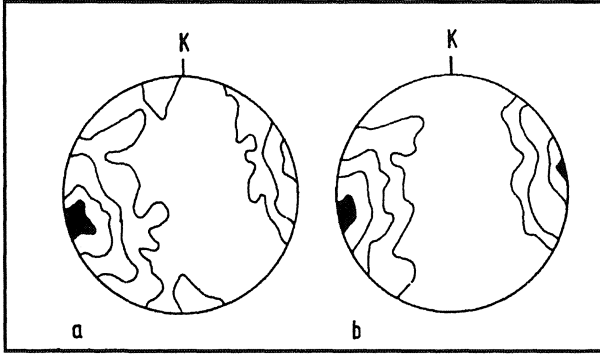
Metamorfizmlerde petrografik ve mikrodokusal verilerle dayanılarak üç ayrı metamorfik faz ( $M_1$ ,  $M_2$ ,  $M_3$ ) tesbit edilmiştir. Bunlar ilerleyen bölgesel metamorfizma ile onu izleyen gerileyen metamorfizmanın ve bunlara eşlik eden deformasyonların bir sonucu olarak gelişmiştir. M] metamorfizmasma ilişkin mineral topluluğu ve

C 1 . Marmara Adası'nda metamorfik fasiyelerdeki ilerleyen mineral değişimleri.

Table 1. Progressive mineral changes in metamorphic fades of the Marmara Island.

| LİTOLOJİ<br>LITHOLOGY               | MİNİRALLER<br>MINERALS                       | METAMORFİK FASİYES ZONLARI<br>METAMORPHIC FACIES ZONES |                                             |                          |
|-------------------------------------|----------------------------------------------|--------------------------------------------------------|---------------------------------------------|--------------------------|
|                                     |                                              | Yeşilşist<br>Greenschist                               | Epidot-Amfibolit<br>Epidote-amphibolite     | Amfibolit<br>Amphibolite |
| Metapelitler<br>(Metapelites)       | Kuars (Quartz)                               |                                                        |                                             |                          |
|                                     | Plajiyoklas (Plagioclase)                    |                                                        |                                             |                          |
|                                     | Klorit (Chlorite)                            |                                                        | ---<br>Kahverengi-kirmizi                   | kirmizi                  |
|                                     | Biyotit (Biotite)                            |                                                        | (Brown-rod)                                 | (rod)                    |
|                                     | Muskovit (Muscovite)                         |                                                        |                                             |                          |
|                                     | Stavrolit (Staurolite)                       |                                                        |                                             |                          |
|                                     | Disten (Kyanite)                             |                                                        |                                             |                          |
|                                     | Granat (Garnet)                              |                                                        |                                             |                          |
| Metabazitler<br>(Metabasites)       | Kuars (Quartz)                               |                                                        |                                             |                          |
|                                     | Plajiyoklas (Plagioclase)                    |                                                        |                                             |                          |
|                                     | Klorit (Chlorite)                            |                                                        | ---                                         |                          |
|                                     | Talk (Talc)                                  |                                                        | ---                                         |                          |
|                                     | Biyotit (Biotite)                            |                                                        |                                             |                          |
|                                     | Muskovit (Muscovite)                         | ---                                                    |                                             |                          |
|                                     | Epidot (Epidote)                             |                                                        |                                             |                          |
|                                     | Aktinolit/Tremolit<br>(Actinolite/Tremolite) |                                                        | ---                                         |                          |
|                                     | Serpantin (Serpentine)                       |                                                        | ---                                         |                          |
| Hornblend (Hornblende)              |                                              | Yegil<br>(Green)                                       | Yegilimsi<br>kahverengi<br>(Greenish-brown) |                          |
| Metakarbonatlar<br>(Metacarbonates) | Kalsit (Calcide)                             |                                                        |                                             |                          |
|                                     | Kuars (Quartz)                               |                                                        |                                             |                          |
|                                     | Muskovit (Muscovite)                         |                                                        |                                             |                          |
|                                     | Biyotit (Biotite)                            |                                                        |                                             |                          |
|                                     | Flogopit (Phlogopite)                        |                                                        |                                             |                          |





Şekil 4: Gündoğdu Metamorfitleyle Erdek Karmaşığında (a) ve İlyasdağı Metagranodioritine (b) ilişkin mineral yönelim lineasyonlarının doku diyagramları. Konturlar: (a) %0.14-0.84-8.52-9.72 (11.52) (n= 358), (b) %0.12-3.72-7.32-9.72 (10.8) (n= 434).

Figure 4: Contours of poles to mineral orientation lineations. (a) Gündoğdu Metamorphics and Erdek Complex (n= 358). Contour intervals are 0.14-0.84-8.52-9.72 (11.52)%, (b) İlyasdağı Metagranodiorite (n= 434). Contour intervals are 0.12-3.72-7.32-9.72 (10.8)%.

mikroyapılar daha çok kuvars - feldispatik şistlerde ve mikaşistlerde görülmektedir. İkinci metamorfik hadise ( $M_2$ )  $M_1$  mineral topluluğunu üzerlemekte ve şistlerdeki  $M_1$  mineral topluluğunu kısmen koruyan metamorfik fazdan ayırt edilebilmektedir.  $S_x$  - şistozite ve foliyasyon düzlemleri  $M_2$  metamorfizması sırasında gelişmiştir. Bu evrede, adanın kuzeyinden güneyine doğru gidildiğinde kayalardaki metamorfik minerallerin tane boylarının belirgin bir şekilde büyüdüğü ve yüksek metamorfizma koşullarını simgeleyen parajenezlerin daha yaygın olarak izlendiği görülmektedir. İlk iki faz ( $M_1$ ,  $M_2$ ) ilerleyen bölgesel bir metamorfizmanın, tek bir metamorfik devrenin kısımlarını oluşturur.  $M_1$ ,  $M_2$  metamorfizma fazları yeşilşistten - amfibolit fasiyesine kadar değişen metamorfizma koşullarında gerçekleşmiştir. Üçüncü metamorfik faz ( $M_3$ ), masifin yükselmesi ve soğuması sonucu gelişen gerileyen metamorfizma ile ilgilidir. Aşağıdaki paragraflarda bu üç metamorfik olaya ilişkin deliller tanımlanacaktır.

Gündoğdu metamorfitle ve Erdek karmaşığında ait mikaşistler,  $M_1$  metamorfik fazın mineralojisini (plajiyoklas, granat ve stavorlit) ve dokusal özelliklerini korumaktadır. Albit, albit-karışık birleşik ikizli, ksenoblastik şekilli plajiyoklas kristallerinde opak inklüzyonların oluşturduğu iç foliyasyon dış foliyasyona obliktir. Granat genellikle idiyoblastik-hipidiyoblastik kristaller şeklindedir. Bunlar bazen kuvars, biyotit, apatit ve opak inklüzyonları içerir. Bazı granat tanelerinin çevresinde

ayrıca, basınç gölgesi oluşmuştur. Stavorlit kristalleri genellikle iç foliyasyonu tanımlayan opak, kuvars ve muskovit inklüzyonları içermektedir (Levha I, Şekil 1). Çoğu örneklerde iç foliyasyon helisitik yapıya olmasına rağmen (Levha I, Şekil 2), bazı örneklerde dış foliyasyonla yüksek açılı, genellikle lineer ve süreksiz bir ilişki içindedir. Plajiyoklas, granat ve stavorlit porfiroblastlarındaki basınç gölgesi ve iç foliyasyon - dış foliyasyon ilişkisi bu minerallerin ana foliyasyona ( $S^{\wedge}$  göre pre-tektonik olarak büyüdüklüklerini gösterir.

Bazı mikaşist örneklerinde biyotit, kuvars ve muskovit, granat ve stavorlit porfiroblastlarının çevresini sarak basınç gölgesi oluşturmuşlardır (Levha I, Şekil 1). Biyotit, kuvars ve muskovit diğer metakristaller gibi, ana bölgesel foliyasyona ( $S_1$ )  $M_x$  fazındaki granat ve stavorlitin büyümesinden hemen sonra, ikinci metamorfik fazda ( $M_2$ ), metamorfizmanın en şiddetli olduğu zamanda meydana gelmiştir.  $M_2$  fazında, granat ve stavorlitin büyümesini devam ettirmesi ve ayrıca distenin büyümesi (Levha I, Şekil 2-3) ile ana kristallenme dönemi başlamıştır. Bazı mikaşist örneklerinde granat ve stavorlit porfiroblastları hem pre-tektonik ( $M^{\wedge}$  ve İemde sin-tektonik ( $M_2$ ) olarak büyümüşlerdir. Ayrıca  $M_1$  fazını temsil eden plajiyoklas, granat ve stavorlit porfiroblastlarının içerdikleri inklüzyonların oluşturduğu iç foliyasyonda kırışma ve buruşmanın gözlenmemesi, metamorfizma ve deformasyonun eş zamanlı olduğunu ve progresif olarak geliştiğini kanıtlamaktadır. Bu özellikler ilerleyen metamorfizma ve eş zamanlı deformasyonun ilk evresinde plajiyoklas, granat ve stavorlitin büyüdüğünü ve daha sonra deformasyonun ilerleyen evrelerinde deforme olarak pre-tektonik mineral gibi davrandıklarını gösterir.

Metamorfitlerde biyotit ve stavorlitten türemiş yeşilimsi kahverenkli, mavi girişim renkli kloritler ile hornblendlerden dönüşen ince uzun, çubuksu aktinolit/termolitler gözlenmektedir. Bu minerallerin ana mineraller ile olan parajenetik ilişkileri, aktinolit/tremolitin sin- ve post-tektonik büyümeleri ( $M_3$ ) (Levha II, Şekil 1) ilerleyen metamorfizmanın gerileyen metamorfizma tarafından izlenmiş olduğunu göstermektedir.

#### Metamorfik Zonlar

İnceleme alanındaki tipik indeks minerallerin dağılımlarına dayanarak bölgede üç ayrı metamorfik fasiyes zonu ayırtlanabilmiştir: yeşilşist, epidot-amfibolit ve amfibolit fasiyes zonu (Şekil 1). Belirlenen bu fasiyes zonu genellikle doğu-batı uzanımlı olup, yöredeki bi-

rinci kıvrım yönelimine az çok paralel gelişmişlerdir {Aksoy, 1996}.

#### Yeşilşist Fasiyes Zone.

Yeşilşist fasiyesi, Marmara Adası kuzeyinde epidot, aktinolit, klorit, talk., biyotit: ve muskovitten oluşan, mineral topluluğu ile temsil olunur. Bu zon içinde saptanan minerallerin tane boyu genelde çok küçüktür. Zon içindeki metapelitlerde biyotinin bulunması, zonun yeşilşist fasiyesine yüksek sıcaklık kesimine (Miyashiro, 1973) karşılık geldiğini gösterir (biyotit, alt. fasiyesi) (Yartfley, 1989). Bu fasiyes zonu, adanın en kuzeyinden güneye doğru gidildikçe aktinolit kaybolması ve yeşil hornblendin ortaya çıkması ile son bulur.

#### Epidot-Amfibolit Fasiyes Zonu

Yeşilşist fasiyes zonundan güneye doğru, gidildiğinde, mineral topluluklarında izlenen değişimler ile epidot-amfibolit fasiyes zonuna geçilir {Çizelge 1}. Bu zon başlıca yeşil hornblende kahverengi-kırmızı biyotit» granat ve K-feldspatin ortaya çıkması ile karakterize edilir. Klorit, talk ve aktinolitler kaybolurlar. Epidotun varlığı bu zon içinde de devam etmektedir,

#### Amfibolit Fasiyes Zonu

Epidot-amfibolit fasiyes zonundan güneye doğru gidildikçe metamorfizme, derecesinin arttığını gösteren önemli mineralojik değişimler gözlenir. Bu değişimler metapelitlerde gözlenen staurolit ve disteoin ortaya çıkması ile başlar (Şekil 1). Bu zon içinde granatın yaygınlaştığı, biyotitin kırmızıya ve hornblendin, kahverengiye dönmüş oldukları görülür. Kayaçlarda izlenen bu mineralojik bulgular; bu zonun, amfibolit fasiyesinin düşük-orta sıcaklık kesimine: karşılık geldiğini, gösterir {Miyashiro, 1973},.

Marmara Adası'nda daha önce incelemelerde bulunan Tanyolu (1979), metamorfizminin Barrow tipi yeşilşist fasiyesi ve amfibolit fasiyesi koşullarında başkalaşım geçirdiğini, ileri sürmüştür, Tanyolu (1979), yöredeki metamorfizma koşullarının, basıncın 1,5-6 kbar ve sıcaklığın 400-600°C arasında olduğunu belirtmiştir.

İnceleme alanında saptanan ve yukarıda belirtilen özgün, mineral topluluğu, bölgesel, başkalaşımın orta basıncı/orta-yüksek sıcaklık koşullarında gerçekleştiğini gösterir (Miyashiro, 1973; Turner, 1981; Williams ve diğerleri, 1982). Bu araştırmacılar, bu koşullarda basıncın 3-6 kbar arasında olabileceğini belirtmişlerdir. Amfibolit

fasiyes zonunda saptanan indeks minerallerin oluşabilmesi için sıcaklığın yüksek olması gerekir. Miyashiro (1973)'ya göre, bu koşullarda sıcaklık 600-650°C olmalıdır. Yeşilşist fasiyesindeki koşullar dikkate alındığında, yüksek sıcaklık durumundaki basınç değerleri, bu fasiyeste sıcaklığın 400-550°C arasında olduğunu, göstermektedir (Turner, 1981).

Böylece» inceleme alanındaki, ilerleyen bölgesel metamorfizmanın en azından 400-650°C sıcaklık ve 3-6 kbar basınç- koşullarında gerçekleştiği, anlaşılmaktadır. Gerileyen metamorfizmaya ait mineral topluluğu ile tersinme olayının amfibolit fasiyesinden yeşilşist fasiyesine doğru geliştiği belgelenmektedir,.

#### METAMORFİZMA VE YAH ARASINDAKİ İLİŞKİ

İnceleme alanında yüzeyleyen kayaçlarda saptanan mineral bileşimlerindeki değişim, metamorfizma derecesinin adanın kuzeyinden güneyine doğru progresif olarak arttığını göstermektedir. Metamorfik kayaçlar yeşilşist, epidot-amfibolit ve amfibolit fasiyeslerini karakterize eden tektonik özellikleri gösterir (Aksoy, 1996), Bu kayaçlar, tabakalanma düzeylerini ve birincil dokularını tümüyle yitirmişler ve yeniden kristallenmişlerdir. Ana kay aç bileşimine bağlı olarak,, birimlerdeki, deformasyon etkileri, kendini farklı şekilde göstermektedir.

Metamorfik kayaçların birincil, tabaka yapılarını yitirmeleri ve yapraklanma kazanmaları ilerleyen deformasyonun bir sonucudur (Ramsay, 1967; Ramsay ve Hubber, 1989). Tabaka yapılarının (S<sub>0</sub>) bozulmasıyla metamorfizma en yaygın yapısal eleman olan şistozite ve foliyasyon düzlemlerinin (S<sub>1</sub>) gelişmesi, bu çalışmada D<sub>1</sub> deformasyon evresi olarak nitelendirilmiştir. Bölgesel foliyasyon ve şistozite düzlemleri (S<sub>1</sub>) M<sub>2</sub> metamorfizması sırasında gelişmiştir. Aksoy (1996), S<sub>1</sub>-düzlemlerinin tüm metamorfik birimlerin süresizliğe uğramadan ve birimlerin sınıflarını aykırı olarak kestiklerini göstermiştir. Buradan, Gündoğdu Metamorfikleri, Erdek Karmaşığı, Marmara Mermeri ve Saraylar Karmaşığında gözlenen şistozite ve foliyasyon (S<sub>1</sub>) düzlemlerinin, İlyasdağı. Metagranodiyoritinin yöreye yerleşmesinden sonra geliştikleri anlaşılmaktadır. Şistlerde gözlenen şistozite ve foliyasyon düzlemleri, M<sub>2</sub> fazıyla koşut yürüyen ve D<sub>x</sub> deformasyon evresini izleyen, deformasyonlar ile (D<sub>2</sub>, D<sub>3</sub>, D<sub>4</sub>) çok evreli olarak kıvrılmışlardır.

Metamorfiklerdeki şistozite ve foliyasyon ölçümlerine ilişkin döke diyagramları, izoklinal bir kıvrım yapışım karakterize edeo aksiyal doku simetrisi vermek-

## MARMARA ADASINDA İLERLEYEN BÖLGESEL METAMORFİZMA

tedir (Şekil 2), tlyasdağı Metagranodiyoriti dışındaki birimlere Şişkin K79°D gidişli kıvrım eksenini (F<sub>1</sub>), D<sub>2</sub> deformasyon evresinde gelişen kıvrım geometrisini yansıtır. Ayrıca, mesoskopik kıvrım eksenlerinin nokta dağılımı (Şekil 3a), S<sub>x</sub> düzlemlerinin çok evreli olarak kıvrımlandığı belgeler. Şekil Sb'den D<sub>2</sub> kıvrımlarının eksenini F<sub>2</sub> = K34°D, 8°KD konumlu olan D<sub>3</sub> kıvrımları ile ve D<sub>3</sub> kıvrımlarının da F<sub>3</sub> = K82°B, 30°KB konumlu. D<sub>4</sub> kıvrımları ile yeniden, kıvrımlandıktan görülmektedir. Aynı şekilde D<sub>2</sub> evresi ile Y<sub>1</sub> kıvrım eksenine koşut mineral, yönelim lineasyonlarının de geliştiği izlenmektedir (Şekil 4). Yukarıda tanımlanan yapısal elemanlara

(M<sub>1</sub>, M<sub>2</sub>) orta basınç/orta-yüksek sıcaklık koşullarında ilerleyen, tarzda bölgesel başkalaşım geçken aynı bir metamorfik evrenin kısımları olarak gelişmiştir. Son metamorfik faz (M<sub>3</sub>), masifin yükselmesi ve soğumasına bağlı olarak gelişen, gerileyen bir metamorfizmayı temsil eder. Araştırmalar, metamorfizma koşullarının kuzeyden güneye doğru arttığını göstermiştir. İnceleme alanında, bölgesel metamorfizmayla gelişmiş ancak, önceki, araştırmalarda belirtilmeyen, dişten ve serpantin mineralleri tesbit edilmiştir. Metamorfizmlerde belirlenen tipik indeks minerallere dayanılarak bölgesel metamorfizmanın yeşilşist, epidot-amfibolit ve amfibolit fasiyeslerinde

Çizelge2. Marmara Adası'nın defomasyon tarihçesi ve yapılarının özeti.

Table 2. Summary of structures and deformation history of the Marmara Island.

|                                              |                | MESOSKOPIK YAPILAR (MESOSCOPIC STRUCTURES)                                                                                                                          |                                                                                             |                                                                                                                                                                    |
|----------------------------------------------|----------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| DEFORMASYON EVRELERİ<br>(DEFORMATION PHASES) | D <sub>1</sub> | S <sub>1</sub> - şistozite ve foliyasyon düzlemleri<br>(Schistosity and foliation planes)                                                                           |                                                                                             |                                                                                                                                                                    |
|                                              | D <sub>2</sub> | F <sub>1</sub> : Devrik veya yatık izoklinal dar, az eğik - dikçe dahımlı kıvrım<br>(Overturned or recumbent, isoclinal-close and gently to steeply inclined folds) | S <sub>2</sub> : Eksen düzlemi ve buruşma klivajı<br>(Axial plane and crenulation cleavage) | L <sub>1</sub> : Mineral yönelim lineasyonu<br>Lk <sub>1</sub> : Kırışma lineasyonu, kalem yapıları<br>(Mineral and crenulation lineations and mullion structures) |
|                                              | D <sub>3</sub> | F <sub>2</sub> : Eğik - dikçe eğik, izoklinal sıkışık ya da benzer kıvrım<br>(Isoclinal-tight or similar and moderately to steeply inclined folds)                  | S <sub>3</sub> : Eksen düzlemi ve buruşma klivajı<br>(Axial plane and crenulation cleavage) | L <sub>2</sub> : Mineral yönelim lineasyonu<br>Lk <sub>2</sub> : Kırışma lineasyonu, kalem yapıları<br>(Mineral and crenulation lineations and mullion structures) |
|                                              | D <sub>4</sub> | F <sub>3</sub> : Eğik - dikçe eğik, geniş, paralel kıvrım<br>(Gentle-parallel and moderately to steeply inclined folds)                                             | S <sub>4</sub> : Eksen düzlemi ve buruşma klivajı<br>(Axial plane and crenulation cleavage) | Lk <sub>3</sub> : Kırışma lineasyonu<br>(Crenulation lineations)                                                                                                   |

bağlı olarak gelişmiş kırışma lineasyonları, kalem yapıları ve buruşma klivajları da izlenir.

Böylece, Marmara Adası'nda izlenen kayaların orta basınç/orta-yüksek sıcaklık koşullarında gerçekleşen metamorfizmasına dört plastik-plastikoviskoz deformasyon evresinin eşlik ettiği anlaşılmaktadır. Boraya kadar anlatılan yapısal öğeler her defonnasyon evresi için. Çizelge T de özetlenmiştir.

### SONUÇLAR

Petrografik ve mikrodoküsal veriler, adada üç metamorfik fazın varlığını ortaya koymuştur. İlk iki faz

geliştiği saptanmıştır. Amfibolit fasiyesine kadar ilerleyen bölgesel metamorfizmanın daha sonra, yeşilşist fasiyesine kadar gerilediği belirlenmiştir.

Metamorfizmlerin ilerleyen bölgesel, metamorfizması sırasında onunla çağdaş olarak, gelişen enformasyonlar sonucu, bölgede dört evreli plastik defonnasyon geçirdiği saptanmıştır. Birinci (D<sub>1</sub>) deformasyon evresinde, bölgesel, başkalaşım olaylarına bağlı olarak, kayaların şiddetli deformasyon geçirecek, yeniden kristallenme ve akma sonucu birincil tabakalarına (S) yapılarını yitirerek, akmalı ve sık düze gelişmiş yapraklanma ve foliyasyon düzlemleri kazandıkları görülmüştür. Bu, izleyen **deformasyon** evrelerinde ise, kayaların çok evreli

olarak kıvrınlanmışlardır.

Belirlenen fasiyes zonlan, birimlerin  $D_2$  deformasyon evresindeki kıvrım eksen gidişlerine koşuttur. Fasiyes zonlannın sınırlan daha sonraki deformasyon evrelerinde yeniden kıvrınlanmışlar ve yer yer yayvari bir şekil kazanmıştır.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

- Aksoy, R., 1995, Marmara Adası ve Kapıdağı Yarımadası'nın stratigrafisi: Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, C 7/1, 33-49.
- Aksoy, R., 1996, Marmara Adası ve Kapıdağı Yarımadası'nın Mesoskopik Tektonik Özellikleri: Turkish Journal of Earth Sciences, V. 5, p. 187-195.
- Johnson, S. E., 1993, Unravelling the spirals: a serial thin-section study and three-dimensional computer-aided reconstruction of spiral shaped inclusion trails in garnet prophyroblasts: Journal of Metamorphic Geology, 11, p. 621-634

- Miyashiro, A., 1973, Metamorphism and metamorphic belts: Allen and Unwin Ltd., London, 492p.
- Ramsay, J.G., 1967, Folding and fracturing of rocks: New York, McGraw-Hill Book Company, 568p.
- Ramsay, J.G. ve Hubber, M. I., 199, The techniques of modern structural geology, volume 2: folds and fractures: Academic press, London, p. 309-700.
- Tanyolu, E., 1979, Marmara Adası metamorfik serilerinin petrolojik etüdü: Zonguldak Devlet Mühendislik Mimarlık Akademisi Maden Bölümü, Zonguldak, 108 s.
- Turner, F. J., 1981, Metamorphic petrology (second edition): McGraw-Hill Bok Company, New York, 524 p.
- Williams, H. Francis, J.T., ve Gilbert', CM., 1982, petrography (second edition): Freeman and Company, New York, 626 p.
- Yardley, B.W.D., 1989, An introduction to Metamorphic Petrology: Longman, Hariow, 248 p.

Makalenin geliş tarihi: 15.05.1997

Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 05.09.1998

*Received: May 15, 1997*

*Accepted: September 05, 1998*

## LEVHA-I

**Şekil 1.** Çevresinde basınç gölgesi (PS) gelişmiş stavrolit idiyoblastını gösterir mikrofotograf. Opak, kuvars ve muskovit inklüzyonlarının belirlediği iç foliyasyon (S<sub>i</sub>) biyotit, muskovit ve kuvarstan oluşan dış foliyasyonla (S<sub>e</sub>) yüksek açıdır. Çift nikol. Sağ alt köşedeki siyah şeritin uzunluğu 0,4 mm.

**Şekil 2.** Sin-tektonik stavrolit porfiroblastını gösterir mikrofotograf. Stavrolit porfiroblastları, kuvars ve opakta oluşan spiral şekilli inklüzyon içerikleriyle karakteristiktir (SSIT's Johnson, 1993). Porfiroblastlar, kuvars, muskovit ve biyotitten oluşan dış foliyasyon ile sarıdır ve bu durum deformasyonun, porfiroblastların oluşumlarından sonra da devam ettiğini gösterir. Çift nikol. Sağ alt köşedeki siyah şeritin uzunluğu 0.8 mm.

**Şekil 3.** Pre-tektonik büyümüş stavrolit porfiroblastı ve disteni gösterir mikrofotograf. Tek nikol. Sağ alt köşedeki siyah şeritin uzunluğu 0.8 mm.

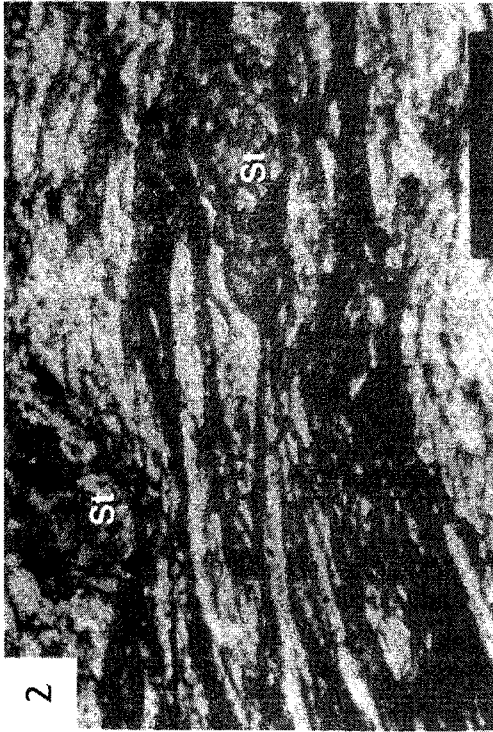
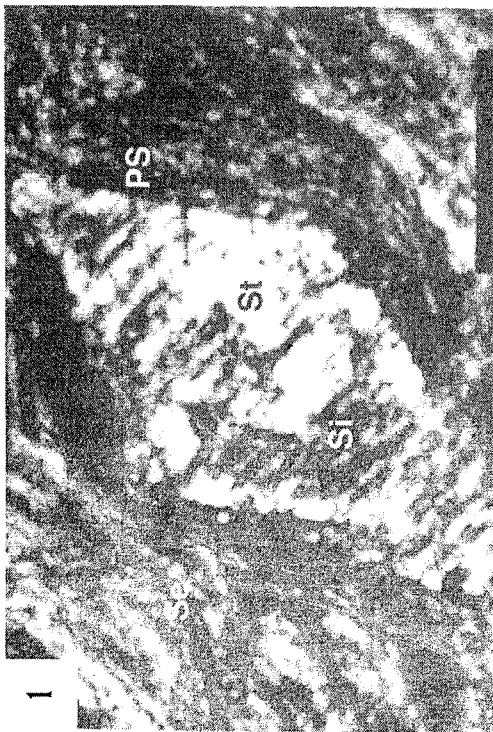
## PLATE-I

**Figure 1.** Photomicrograph showing euhedral staurolite with pressure shadow (PS) around it. Internal foliation (S<sub>i</sub>) is marked by opaque, quartz and muscovite inclusions and is at high angle with respect to the external foliation (S<sub>e</sub>), which is defined by biotite, muscovite and quartz. Cross-polarized light. Black band length located to the bottom right corner in the photograph is 0.4 mm.

**Figure 2.** Photomicrograph of syn-tectonically grown staurolite porphyroblasts. These are characterized by spiral-shaped inclusion trails (SSIT's Johnson, 1993) composed of blebs of quartz and opaques. The external foliation defined by quartz, muscovite and biotite wraps around the staurolite, delineating continued deformation after its growth. Cross-polarized light. Black band length located to the bottom right corner in the photograph is 0.8 mm.

**Figure 3.** Photomicrograph showing pre-tectonically grown staurolite porphyroblast and kyanite. Plane-polarized light. Black band length located to the bottom right corner in the photograph is 0.8 mm.

LEVHA - I PLATE - I



**LEVHA-II**

Şekü 1. Aktinolit/tremolit, kuvars ve plajiyoklastan yapılı ana foliyasyona aykırı, post-teknik büyümüş aktinolit/tremolit. Çift nikol. Fotoğraf uzunluğu 1,7 mm.

Şekil 2. Çevresi kuvars, muskovit ve biyotitten oluşan foliyasyon ile çevrili stavrolit porfiroblastı ve dışten idiyoblastı. Tek nikol. Sağ alt köşedeki siyah şeritin uzunluğu 0.8 mm.

Şekil 3. K-feldispat ve kuvars dokanağmda mirmekitik ve grafik büyümeyi gösterir mikrofotograf. Çift nikol. Fotoğraf uzunluğu 1,7 mm.

Şekil 4. Mirmekitik büyümüş granat porfiroblastını gösterir mikrofotograf. Çift nikol. Fotoğraf uzunluğu 1,7 mm.

**PLATE-II**

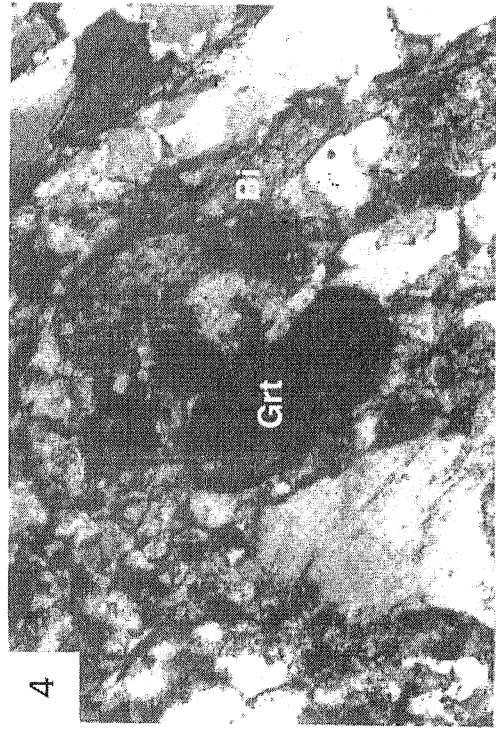
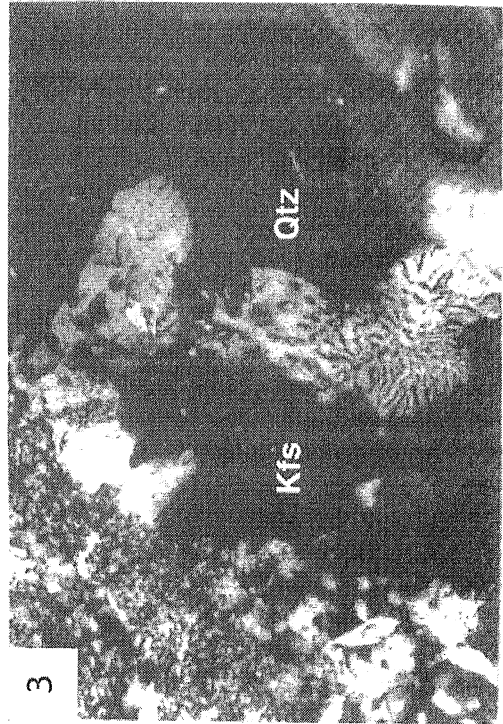
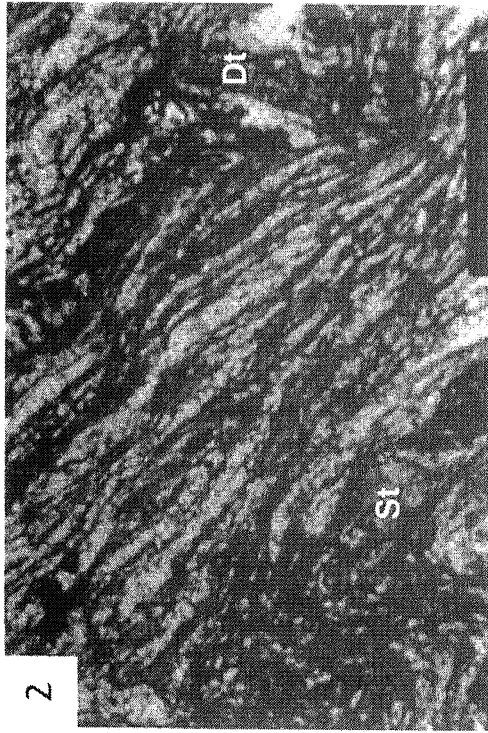
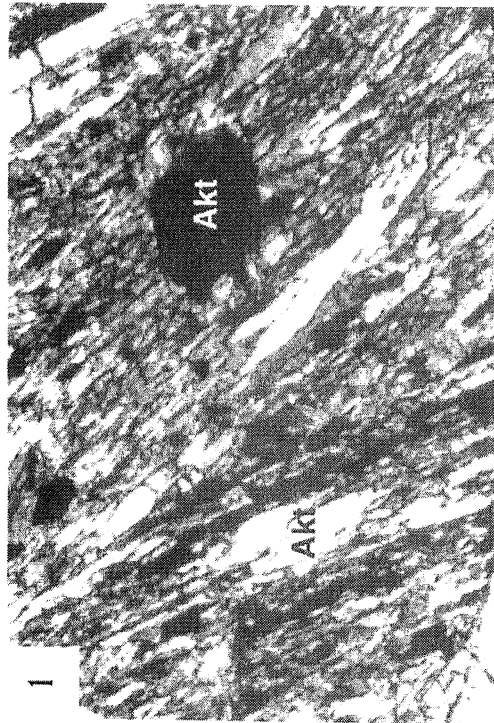
*Figure 1. Photomicrograph of actinolite/tremolite postdating the principal foliation, which is defined by mainly actinolitel tremolite, quartz and plagioclase. Cross-polarized light. Length of the field is 1,7 mm.*

*Figure 2. Photomicrograph of stavrolite porphyroblast and kyanite idioblast wrapped by the main foliation, which is defined by quartz, biotite and muscovite. Plane-polarized light. Black band length located to the bottom right corner in the photograph is 0.8 mm.*

*Figure 3. Photomicrograph of primary myrmekitic and graphic growth of quartz and alkali feldspar. Cross-polarized light. Length of the field is 1.7 mm.*

*Figure 4. Photomicrograph of mimetic growth of garnet porphyroblast. Cross-polarized light. Length of the field is 1,7 mm.*

LEVHA - II PLATE - II







# Dedeyazı-Çavuşlu (Doğanşehir/Malatya) yöresindeki skarn oluşumlar ve ilişkili demir cevherleşmeleri

## *The skarn formations and related iron mineralizations in Dedeyazı - Çavuşlu (Doğanşehir/Malatya) area*

Ayten Önal

İnönü Üniversitesi, Müh. Fak., Maden Mühendisliği Bölümü, 44069 Malatya

Mehmet Altunbey

Fırat Üniversitesi, Müh. Fak., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 23119 Elazığ

### Öz

Çalışma alanı, Malatya ili Doğanşehir İlçesi'nin yaklaşık 4 km K-KB'sında yer almaktadır. Çalışma alanındaki birimler (yaşlıdan gence doğru); Permo-Triyas Malatya Metamorfileri, Üst Kretase Berit Grubu, Üst Kretase Polat Granitoidi, Orta Eosen Maden Karmaşığı, Plio-Kuvaterner Beylerderesi Formasyonu ve Kuvaterner yamaç molozu ve alüvyonlardır. Polat Granitoidi'ne ait plütonik kayaların (tonalit, diyorit), Malatya Metamorfileri'ni (mermer, kristalize kireçtaşı) etkilediği dokanıklarda kontakt-metasomatik olarak skarn kayalar ve Fe cevherleşmeleri oluşmuştur. Fe cevherleşmeleri, genellikle skarn kayalar ile birlikte bulunmaktadır.

Skarn oluşumlar, endoskarn ve ekzoskarn şeklinde gelişmiştir. Endoskarn oluşumlar, granat ve epidot skarn kayalarıyla temsil edilirken, ekzoskarn oluşumlar; granat, granat-epidot, epidot-granat ve epidot skarn kayalar ile temsil edilmektedir. Skarn kayaların mineral topluluğu; granat (andradit, grossular), epidot, piroksen (diopsit, ferrosalit, hedenberjit), plajyoklas, K-feldspat (ortoklas), amfibol (hornblend), skapolit (menyonit), kalsit, kuvars, klorit, manyetit ve sfenden oluşmaktadır.

Cevherleşmeler mermerler ile plütonitlerin kontakları boyunca mermerlerin içerisine doğru gelişen cep ve kırıklarda gözlenmektedir. Kalınlıkları yer yer 5-10 m ye kadar ulaşmaktadır. Cevherleşmelerin ana minerali manyetittir. Hematit, spekülait, limonit, pirit, kalkopirit, malahit ve azurit az oranlarda kovellin ve kalkozin nadirdir.

Anahtar sözcükler: Fe cevherleşmesi, Malatya (Doğanşehir), Skarn kayalar.

### Abstract

The studied area is located 4 kms N-NW of Doğanşehir township in Malatya province. The units of the studied area (from the oldest to the youngest) are; Permo-Triassic Malatya Metamorphics, Upper Cretaceous Berit Group, Upper Cretaceous Polat Granitoid, Middle Eocene Maden Complex, Pliocene Beylerderesi Formation and Quaternary talus and alluviums. The plutonic rocks (tonalite, diorite) of Polat Granitoid intruded during the Upper Cretaceous effected the Malatya Metamorphics (marble, crystalized limestone) and skarn rocks with Fe mineralizations formed as contact-metasomatic at this contact. Fe mineralizations have usually been together with skarn rocks.

The skarn formations have developed inform of endoskarn and exoskarns. While endoskarn formations are represented by garnet and epidote skarn rocks, exoskarn formations are represented by garnet, garnet-epidote, epidote-garnet and epidote skarn rocks. The mineral assemblages of the skarn rocks are as garnet (andradite, grossularite), epidote, pyroxene (diopside, ferrosalite, hedenbergite), plagioclase, K-feldspar (orthoclase), amphibole (hornblende), scapolite (meionite), calcite, quartz, chlorite, magnetite and sphen.

The mineralizations occur along the marbles-plutonics contact, in the pockets and fractures extending towards marble. The thickness of mineralized bodies can reach up to 5-10 m. The main mineral of mineralizations is magnetite. Hematite, specularite, limonite, pyrite, chalcopryrite, malachite and azurite are in less amount, and, covellite and chalcosite are rare.

**Key words:** Fe mineralization, Malatya (Doğanşehir), skarn rocks.

## GİRİŞ

Çalışmanın konusu olan skarnlaşma ve ilişkili demir cevherleşmeleri, Malatya İli Doğanşaher İlçesi'nin yaklaşık 4 km kuzey-kuzeybatısında Dedeyazı-Çavuşlu köyleri ile yakın çevresinde (Malatya L 39 c<sub>y-2</sub> paftasında) yer almaktadır (Şekil 1). Demir (manyetit) cevherleşmeleri, Malatya Metamorfitleri'ne ait mermer ve kristalize kireçtaşların Polat Granitoyidi'nin diyorit ve tonalit bileşimli plütonik kayaçlarıyla kesilmesi sonucu gelişen skarn zonlarında bulunmaktadır.

Bölgede ve yakın çevresinde bugüne kadar değişik amaçlı bir çok çalışma yapılmıştır. Bu çalışmalarını genel olarak üç grupta toplamak mümkündür. Bunlar; bölgenin temel jeolojik özelliklerini konu alan çalışmalar (Demir, 1997; Genç vd. 1993; Önal, 1995; Önal, 1998; Önal ve Bingöl, 1997; Perinçek, 1979; Perinçek ve Kozlu, 1984; Yılmaz, 1992; Yılmaz vd. 1987), bölgede yaygın olarak izlenen magmatik kayaların petrografisini, petrolojisini ve bölgenin jeodinamik evrimini ortaya çıkarmak amacıyla yapılan çalışmalar (Bingöl ve Beyarslan, 1996; Önal, 1995; Önal ve Bingöl, 1996; Turan vd. 1993; Yazgan, 1983; Yazgan ve Chessex, 1991; Yiğitbaş, 1989) ve son olarak metalojenik amaçlı (Acar ve Özkaymak, 1987; Cengiz vd. 1988; Kormalı, 1973; Koşal, 1967; Önal vd. 1990; Özer, 1978; Sağiroğlu, 1988) çalışmalarıdır.

Bu çalışmanın temel amacı, Polat Granitoyidi'yle Malatya Metamorfitleri arasındaki intrüzif dokanıklarda gelişen skarn kayaçları ile bunlara eşlik eden demir cevherleşmelerinin jeolojik, mineralojik ve jenetik özelliklerinin incelenmesidir. Bunun için, bölgenin jeolojik haritası yapılmış, birimler ayırtlanmış, skarn-cevherleşmelerin dağılımı, konumu, yankayaç ilişkileri araştırılmış ve çok sayıda skarn-cevher örneğinin mineralojik incelemesi yapılmıştır. Gerekli görülen örneklerden X-Ray Difraktometre (XRD) analizleri yapılarak çalışma kapsamında kullanılmıştır. XRD analizlerinin bir kısmı (6, 104, 123 ve 175 nolu örnekler) Cumhuriyet Üniversitesi Araştırma Laboratuvarında (MİPJAL) Rigaku D-Max IIC Series Model, Cu tüplü ve Ni filtreli XRD kullanılarak yapılmış; maddeler katı faz bileşenlerini tanımlamak için aygıtta ait bilgisayar programı ve J.C.P.D.S. (1990) dosyası kullanılmıştır. 38 ve 107 nolu örnekler ise İnönü Üniversitesi Fen-Edebiyat Fakültesi'nde Rigaku Geigerflex D-Max/B System XRD de Cu tüp kullanılarak yapılmıştır.

## GENEL JEOLJİ

İnceleme alanında yaşlıdan gence doğru altı ayrı jeolojik birim yüzelemektedir (Şekil 1). Bunlar; Malatya Metamorfitleri (Permo-Triyas), Berit Grubu (Üst Kretase), Polat Granitoyidi (Üst Kretase), Maden Karmaşığı (Orta Eosen), Beylerderesi Formasyonu (Pliosen), yamaç molozu ve alüvyonlar (Kuvaterner) dir.

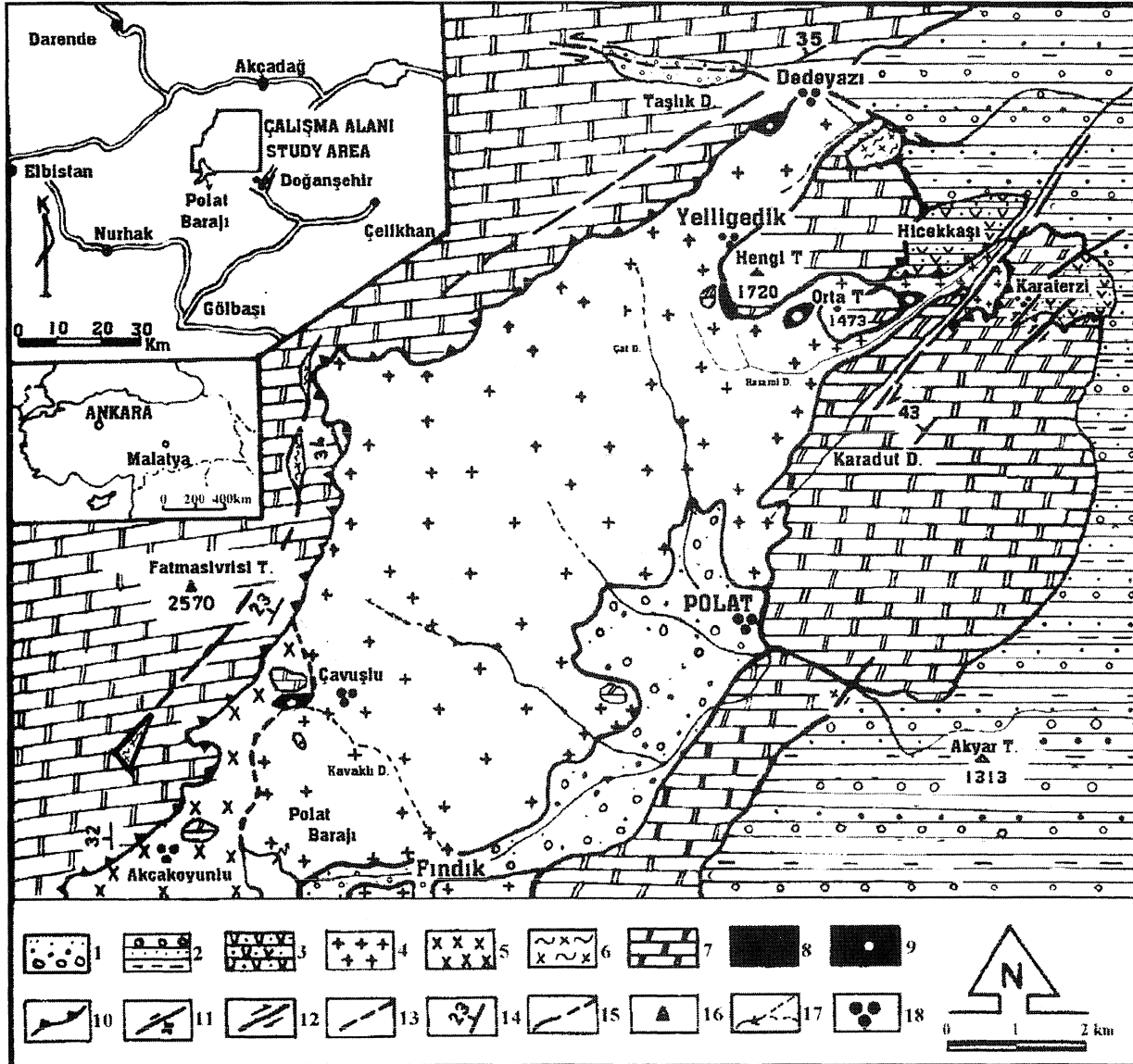
## Malatya Metamorfitleri

Malatya Metamorfitleri, Malatya ve çevresinde tabandan tavana doğru genel olarak çeşitli şist (mikaşist, kuvars-serizitşist), fillit, dolomit, mermer ve kristalize kireçtaşlardan oluşan bir istif sunmaktadır (Gözübol ve Önal, 1986; Önal, 1995; Yılmaz, 1992; Yılmaz vd. 1987; Yılmaz vd. 1992; Yiğitbaş, 1989). Çalışma alanında yaygın olarak, birimin en üst seviyelerini temsil eden mermer ve kristalize kireç taşları yüzelemektedir. Ender olarak, fillit ve dolomitle de rastlanmaktadır. Birim; çalışma alanında düzenli bir istiftan çok, kendi içinde faylı, bindirmeli ve ekaylıdır.

Dedeyazı Köyü'nün güneydoğusunda sınırlı bir alanda (Taşlık Dere'de) yüzey ley en fillitler, tektonik dilimler halinde olup, sarımsı-boz renkli ve ince tabakalıdır. Dolomit, mermer ve kristalize kireçtaşları, sahada daha kaim bir istif oluşturmaktadırlar. Bu kayaçlar, sırasıyla mavimsi-siyah, grimsi-beyaz, sarımsı-boz arasında değişen renkler sunmaktadır. Dolomit, sadece Çavuşlu köyünün batısında ve Polat köyünün doğusunda gözlenmektedir. Mermer ve kristalize kireçtaşları; sakkaroid dokulu, katışıksız ve tamamen kalsitten oluşmuşlardır.

Malatya Metamorfitleri; Berit Grubu ve Maden Karmaşığı ile tektonik, Polat Granitoyidi ile hem tektonik hem de intrüzif dokanıklıdır. Kıta kenarına yakın bir volkanik yayın ürünü olan Polat Granitoyidi'nin oluşumu esnasında (Üst Kretase) kuzeydeki masife (Malatya Metamorfitleri) ait naplar yay üzerine itilmiş ve yayda oluşumu devam eden Polat Granitoyidi ile arasında intrüzif ilişki gelişmiştir. Orta Eosen sonrasında bölgeye yerleşim esnasında ise; tektonik ilişki gelişmiş ve Malatya Metamorfitleri'ne ait naplar, yataya yakın durumda Polat Granitoyidi üzerine itilmiştir (Önal ve Bingöl, 1997). İlksel intrüzif ilişkinin izleri, çoğu alanda korunmuş olup, bu alanlarda iki birim arasındaki intrüzif dokanıklarda kontak-metasomatik oluşumlar yaygın olarak izlenmektedir.

Malatya Metamorfitleri'yle Polat Granitoyidi arasındaki intrüzif dokanıklarda yoğun skarnlaşma (epidot,



Şekil 1. Çalışma alanının jeolojik ve yer buldum haritası. 1: Alüvyon (Kuvaterner), 2: Beylerderesi Formasyonu (Pliosen), 3: Maden Karmaşığı (Orta Eosen), 4: Pol at Granitoyi'nin Tonalit Grubu (Üst Kretase), 5: Polat Granitoyidi'nin Diyorit Gburu (Üst Kretase), 6: Berit Grubu (Üst Kretase), 7: Malatya Metamorfileri (Permo-Triyas), 8: Skarn, 9: Fe cevherleşmeleri, 10: Bindirme fayı, 11: Düşey atımlı fay, 12: Doğrultu atımlı fay, 13: Olası fay, 14: Eğim ve doğrultu, 15: Dokanak, olası dokanak, 16: Tepe, 17: Dere, 18: Yerleşim alanı.

Figure 1. Geology and location map of the study area. 1: Alluvium (Quaternary), 2: Beylerderesi Formation (Pliocene), 3: Maden Complex (Middle Eocene), 4: Tonalit Group of Polat Granitoid (Upper Cretaceous), 5: Diorite Group of Polat Granitoid (Upper Cretaceous), 6: Berit Group (Upper Cretaceous), 7: Malatya Metamorphics (Permo-Triassic), 8: Skarn, 9: Fe mineralizations, 10: Overthrust fault, 11: Vertical slip fault, 12: Strike slip fault, 13: Probable fault, 14: Deep and strike, 15: Contact, probable contact, 16: Hill, 17: Stream, 18: Settlement area.

granat) ve demir (manyetit) cevherleşmeleri gelişmiştir (Şekil 1). İntrüzif kütleyle yakın alanlarda mermer ve kristalize kireçtaşı bileşimindeki kalsitlerde irileşme görülmektedir. Bu, söz konusu kayaçların intrüzif doka-

naklarda rekristalize olduğunu göstermektedir.

Yılmaz (1992) ve Yiğitbaş (1989), Malatya Metamorfileri'nin alt seviyelerinde saptadıkları granatlardan yola çıkarak birimin metamorfizmasında, bölgesel dina-

motermal metamorfizmanın Barrow tipi fasiyes serilerinin etkili olduğunu belirtmektedirler. Ancak, şistlerde görülen klorit gibi düşük sıcaklıkta duraylı kalabilen minerallerin gelişmiş olması, bu seviyelerin daha sonra retrograd bir metamorfizma etkisinde kalmış olabileceğine işaret etmektedir. Birim, Permo-Triyas yaşlı kabul edilmektedir (Önal, 1995; Yiğitbaş, 1989). İnceleme alanında en yaşlı kaya birimleri olan Malatya Metamorfitleri Paleozoyik-Mezozoyik aralığında oluşmuş ve bölgeye yerleşimi farklı evrelerde gerçekleşmiştir. Bölgeye son yerleşme ve bugünkü tektonik konumun kazanılması en azından Orta Eosen sonudur.

#### Berit Grubu

İnceleme alanı ve yakın çevresinde Perinçek ve Kozlu (1984) tarafından Berit Grubu olarak tanımlanan birim, bölge genelinde sedimanter kökenli metapelitik kayalardan ve ofiyolitik kökenli peridotit (harzburjit, dünit), amfibolit ve serpantinitle bunları kesen asidik intrüzyonlardan oluşmaktadır (Önal, 1995). İnceleme alanında sadece peridotitler yüzeylenmektedir. Peridotitler, Malatya Metamorfitleri'ne ait karbonat kayaların içinde küçük tektonik dilimlerde bulunmaktadır (Şekil 1). Metamorfitler içinde kamalanarak kalan peridotitler, inceleme alanının yakın güneybatısına birlikte yerleşen Berit Grubu'ndan kopan parçalar olarak düşünülmektedir. Peridotitlerde, olivin, yoğun serpantinleşme, piroksen ve kromit gibi bileşenler saptanmıştır.

Keban-Pütürge mikrokıtalan arasındaki okyanusun Üst Triyas'ta açılmasıyla oluşan Kömürhan Ofiyolitleri'nin daha doğudaki yayılımını Guleman Ofiyolitleri (Perinçek ve Kozlu, 1984); batıdaki yayılımını ise, Berit Grubu oluşturmaktadır. Birimin oluşum yaşı Üst Kretase (Genç vd. 1993; Yazgan, 1983) yerleşmesi ise; Geç Kretase'den başlayarak farklı evrelerde gerçekleşmiştir (Önal ve Bingöl, 1997).

#### Polat Granitoyidi

Polat Granitoyidi, inceleme alanında esas olarak derinlik kayaçlarından, yer yer de bunları kesen damar kayaçlarından oluşmaktadır. Derinlik kayaçları; tonality  $\pm$  granodiyorit bileşimli tonalit grubu kayaçlardan ve diyorit, kuvars diyorit,  $\pm$  kuvars mozonit bileşimli diyorit grubu kayaçlardan meydana gelmiştir. Diyorit grubu kayaçları kesen damar kayaçları, bunların eşdeğeri yan derinlik kayaçları (mikrodiyorit, kuvars mikrodiyorit, diyoritporfir, kuvars diyoritporfir) ile aplit, lamprofir ve andezit daykaları şeklindedir. Tonalit grubu kayaçları ke-

sen damar kayaçları ise, yine bunların eşdeğeri yarı derinlik kayaçları (kuvars diyoritporfir ve tonalitporfir) ile aplit ve andezit daykalarından oluşmaktadır.

Diyorit grubu kayaçları, Çavuşlu Köyü'nün batısında-güneybatısında oldukça dar bir alanda yüzeylenmektedir (Şekil 1). Bunlar, arazide orta-iri taneli, grimsi-koyu yeşil arasında değişen bir renk ve koyu renkli bileşenlerce zengin bir görünüm sunmaktadır. Diyorit grubu kayaçlarda yer yer ince taneli, koyu renkli ve farklı büyüklüklerde (20-40 cm) mikrodiyorit ve kuvars mikrodiyorit bileşimli anklavlara da rastlanmaktadır. Diyorit grubu kayaçların esas bileşenlerini plajiyoklas ve hornblend daha az olarak da biyotit, kuvars ve K-feldispat oluşturmaktadır. İkincil mineral olarak kalsit, klorit ve epidot, tali mineral olarak da sfen, apatit, zirkon ve opak mineraller bulunmaktadır. K-feldispat oranındaki artış ile diyoritik kayaçlar, monzonite geçmektedir. Ancak, monzonite ender olarak rastlanmaktadır.

Tonalit grubu kayaçları, Dedeyazı Köyü'nden başlayarak güneybatıya doğru Polat Barajı'na kadar geniş bir alanda yüzeylenmektedir (Şekil 1). Çavuşlu Köyü batısında-güneybatısında tonalit grubu kayaçları, diyorit birimine geçmektedir (Şekil 1). Tonalit grubu kayaçları, sahada açık grimsi, kirli beyaz, yer yer soluk pembemsi renkler gösterirler. Bunlar, orta-kaba taneli holokristalin kayaçlardır. Tonalit birimi, 1-10 cm boyutunda mikrodiyorit bileşimli anklavlar içermektedir. Tonalit grubu kayaçlarda kuvars, plajiyoklas, biyotit, hornblend ve K-feldispat esas bileşenleri oluşturmaktadır. Kalsit, klorit, epidot ve serizit ikincil bileşenler; apatit, sfen ve opak mineraller ise tali bileşenler olarak izlenmektedir. K-feldispat miktarındaki artış ile tonalit, granodiyorite geçiş göstermekle beraber granodiyoritler fazla yaygın değildir.

Birim, saha ve mineralojik özellikleriyle yakın kuzeydoğusundaki Elazığ Magmatitleri'ne benzemektedir. Bingöl ve Beyarlan (1995) Elazığ Magmatitleri'nin oluşum modelinde; Üst Triyas'tan itibaren Arap Levhası ile Anadolu Levhası arasında bir okyanusal kabuğun açılmaya ve Üst Kretase'den itibaren bu kabuğun kuzeye doğru dalarak yok olmaya başladığını ve bu esnada dalan kabuğun üzerinde supra-subduction zonu ofiyolitlerin ve bu ofiyolitlerin üzerinde de ada yayının oluştuğunu, Üst Kretase sonunda da bu yay üzerine metamorfik masiflerin parçalanarak itildiğini, magmatitlerin ise bu sırada oluştuğunu kabul etmektedirler. Polat Granitoyidi'nin de benzer şekilde oluştuğu düşünülmektedir.

Birim, I-tipi volkanik yay granitoyidi özelliğindedir (Önal, 1995). Birimin yaşı, Üst Kretase'dir (Perinçek ve Kozlu, 1984; Turan vd. 1993; Yazgan ve Chessex, 1991).

### Maden Karmaşığı

Karmaşık, inceleme alanında Karaterzi Köyü çevresinde yüzeylenmektedir (Şekil 1). Birim, Polat Granitoyidi ve Malatya Metamorfitleti arasında tektonik dilimlerle izlenmektedir (Şekil 1). Maden Karmaşığı, çalışma alanında esas olarak spilitik bazik volkanitler, çamurtaşı ve mikritik kireçtaşlarıyla daha az olarak damar kayalar (andezit ve diyabaz daykları), Nummulites'li kireçtaşı ve mermer bloklarıyla temsil edilmektedir. Kayalar arasında düzenli bir ilişkiden çok, iç içe, bir görünüm hakimdir. Bazik volkanitler içinde gözlenen mermer blokları, muhtemelen Malatya Metamorfitleti'nden kaynaklanmıştır.

Turan vd. (1993), Erken Kretase sonundan itibaren kuzeye doğru dalmaya başlayan Neotetis'in güney kolunun dalma-batmasının Geç Kretase'de devam ettiğini ve Bitlis-Pütürge Masifleri üzerinde Orta Eosen'de gelişen kısa ömürlü bir havzada Maden Karmaşığı'nın oluştuğunu savunmaktadırlar. Birimin yaşı, Orta Eosen'dir (Önal ve Bingöl, 1997).

### Beylerderesi Formasyonu

Beylerderesi Formasyonu, inceleme alanının kuzeydoğu-doğu ve güneydoğusunu sınırlayan alanlarda yüzeylenmektedir (Şekil 1). Formasyon, kendisinden yaşlı Malatya Metamorfitleti, Polat Granitoyidi ve Maden Karmaşığı üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Birim; esas olarak çakıltaşı, daha az olarak da kumtaşı ve çamurtaşlarıyla temsil edilmektedir. Bugüne kadar yapılan çalışmalarda birime yaş verecek fosil bulunamamıştır. Malatya graben havzası kuzeyinde Önal (1995) tarafından Orta Miyosen yaşta olduğu belirtilmiştir. Ancak, bölgesel ölçekte stratigrafik ilişkiler gözetilerek (Üst Miyosen yaşlı formasyonları açısal uyumsuzlukla örtmesi nedeniyle) Önal (1998) tarafından Pliosen yaşında olabileceği açıklanmıştır. Birimin litolojik, sedimanter ve stratigrafik özellikleri gözetildiğinde Pliosen aralığında, alüvyon yelpaze ortamında çökelediği düşünülmektedir.

### Yamaç Molozu ve Alüvyonlar

Yamaç molozları, Dedeyazı Köyü'nün kuzeybatısında tektonik hat boyunca (Şekil 1) 30-40 m kalınlıktaki örtüler şeklinde izlenmektedir. Bunlar, Malatya Metamorfitleti'nden türemiş genellikle iri çakıl ve kum boyutundaki sıkı tutturulmuş köşeli malzemeden oluşmuştur.

Çakıl, kum, silt ve kil boyutundaki alüvyonlar, Polat

ve Fındık köyleri çevresindeki düzlüklerde geniş yayılım sunmaktadır (Şekil 1). Alüvyonlar, Polat Granitoyidi'nin ayrışma ürünleri ve Malatya Metamorfitleti'nin taşınan materyallerinden oluşmaktadır.

### SKARNLAŞMA

İnceleme alanında Permo-Triyas yaşlı Malatya Metamorfitleti'nin mermer ve kristalize kireçtaşı birimiyle Üst Kretase yaşlı Polat Granitoyidi'nin diyorit ve tonalit grubu kayalar arasındaki intrüzif dokanıklarda metasomatik oluşuklara sıkça rastlanmaktadır (Şekil 1). Bu oluşuklar, gerek bölgesel metamorfik yankayaçta, gerekse sokulum yapan intrüzif kayaçta bir takım mineralojik değişimlere neden olmuştur. İntrüzif dokanıklarda gelişen ve esas olarak iri taneli Ca, Fe, Mg, Al silikat ve demir oksit minerallerinden oluşan bu kayalar, skarn kayalar olarak tanımlanmıştır. Skarn kayalar, intrüzif kütle ve yankayaçtaki oluşumlarına göre; sırasıyla endoskarn ve ekzoskarn olmak üzere iki ayrı tipte gelişmişlerdir.

### Endoskarnlar

Endoskarnlar, inceleme alanında en iyi Dedeyazı Köyü'nün güneyindeki Orta Tepe'de, güneydoğusundaki Harami Dere'nin batı yamacında ve daha doğuda Karadut Dere içinde kristalize kireçtaşı dokanağına yakın kesimlerde tonalit bileşimli intrüzif kütle içinde gelişmişlerdir (Şekil 1). Diğer alanlarda (Şekil 1) ise, yoğun alterasyon ve yamaç döküntüleri nedeniyle endoskarn oluşukları tam olarak gözlenememektedir. Orta Tepe'deki skarn kayalar, epidot skarn; Harami Dere ve Karadut Dere'dekiler ise granat skarn şeklinde gelişmişlerdir. Endoskarnlara bu alanlarda yer yer demiroksitli cevher zonları da eşlik etmektedir.

Mineralojik incelemeler, tonalit bileşimli intrüzif kütleden kristalize kireçtaşlarına doğru, intrüzif kütle bileşenlerinin giderek azaldığını ve yerini endoskarnların esas bileşenleri; epidot, granat ve piroksene bıraktığını göstermektedir. Endoskarnların esas bileşenlerine yer yer plajiyoklas, K-feldispat, amfibol ve skapolit de eşlik etmektedir. Endoskarnlarda kuvars, kalsit ve klorit ikincil bileşenler; opak mineral ve sfen ise, tali bileşenler olarak bulunmaktadır.

Endoskarn zonlarında epidot miktar, kristalize kireçtaşlarına doğru giderek azalmakta ve tamamen epidottan oluşan epidot skarna geçmektedir. Epidot skarn, makroskopik olarak iri taneli (1-2 mm), yeşil ve tıkkı kayalar görünümündedir. Epidot skarn kayalar, modal olarak % 65-70 oranında epidot içermektedir. Endoskarn-

larda epidotun varlığı XRD analiz sonuçlarıyla da kanıtlanmıştır (Şekil 2a, b). Epidot kristalleri, genel olarak prizmatik taneler halindedir. Ancak, ışınal olanlarına da rastlanmaktadır. Epidot, yer yer kloritleşme, karbonatlaşma ve silisleşme türünde alterasyonlar göstermektedir. Epidot skarnlarda kalsit, kuvars, klorit ve opak mineraller, epidot tanelerinin ara boşluklarını dolduracak şekilde yerleşmişlerdir.

Granat skarn kayaçları, makroskopik olarak açık kahverenkli ve reçine parlaklığında olup 3 cm'ye varan granat kristallerinden oluşmaktadır. Granat skarnlar, %60-70 oranında granat içermektedir. Granat kristalleri, öz ve yan özşekilli olup kuvvetli zonlanma, ikiz ve anormal izotropi gösterirler. Granatlar, çoğunlukla karbonatlaşmaya daha az olarak da kloritleşme, epidotlaşma ve silisleşmeye maruz kalmışlardır. Mineralin ara boşlukları, esas olarak kalsit ve kuvars, kısmen de klorit ve opak mineraller tarafından doldurulmuştur. XRD sonuçları granatların, andradit ve grossular bileşimli olduğunu göstermektedir (Şekil 2a, b, c, d).

Endoskarnlarda sıkça gözlenen bir diğer mineral de piroksenlerdir. Piroksenler, yeşilimsi-mavimsi renkli olup eğik sönme gösterirler. XRD analiz sonuçları piroksen türünün diyopsit, ferrosalit ve hedenberjit olduğunu göstermektedir (Şekil 2a, b, c, d). Bunlar, genellikle öz ve yan özşekilli prizmatik çubuklar şeklindedir. Yer yer kloritleşme, uralitleşme ve karbonatlaşmaya uğramışlardır.

Endoskarnlarda yaygın olarak gözlenen bir diğer mineral grubu da feldispatlardır. Bunlar; plajiyoklas ve K-feldispatlar (ortoklas) şeklindedir (Şekil 2a, b, c). İntrüzif kütleyle yakın kesimlerde yaygın olarak gözlenen feldispatlar, karbonatlı yankayaca doğru giderek azalmaktadır. Plajiyoklaslardaki anortit içeriği, magmatik kütlede karbonatlı yankayaca doğru artmaktadır. Bu, karbonatlı kayaçtan magmatik kütleyle doğru, Ca metasomatizmasının olduğunu gösterir. Endoskarnlara ait plajiyoklasların intrüzif kütlede plajiyoklaslara oranla daha fazla karbonatlaşma, serizitleşme veya sossuritleşme göstermesi de benzer şekilde karbonatlı kayaçlardaki Ca metasomatizmasıyla açıklanabilir.

Amfibol, endoskarn zonlarında karbonatlı yankayaca doğru giderek azalmaktadır. Yeşilimsi kahverenkli, öz ve yan özşekilli amfiboller, özellikle karbonatlı kayaca yakın zonlarda çoğunlukla piroksenlerin uralitleşmesi sonucu ortaya çıkmıştır. XRD analiz sonuçları, amfibol türünün hornblend olduğunu göstermektedir (Şekil 2a, b, c, d). Öz ve yan özşekilli prizmatik-levhamsı kristaller halinde gözlenen skapolit grubu mineraller, diğer mineral-

lere göre az oranda bulunmaktadır. Yer yer serizitleşme gösteren skapolit grubu minerali, XRD analiz sonuçlarına göre Ca'ca zengin meyonittir (Şekil 2b).

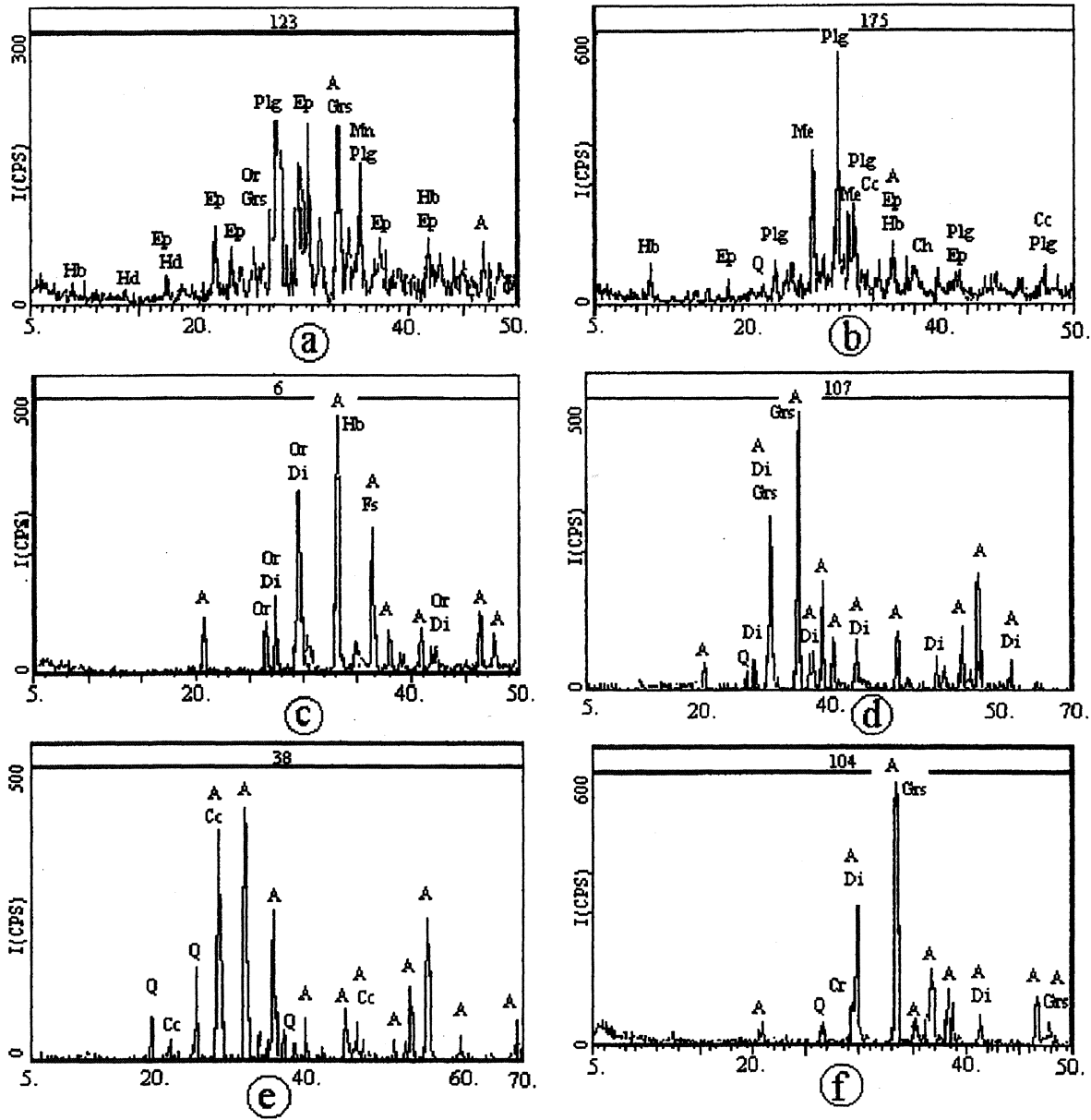
Endoskarn ve ekzoskarn zonlarında ikincil mineral olarak gözlenen kalsit, kuvars ve klorit genellikle diğer minerallerin kırık ve çatlak sistemleriyle, mineral sınırları arasındaki boşlukları dolduracak şekilde yerleşmişlerdir. Bu mineraller, kısmen de granat, epidot, piroksen, feldispat ve hornblend gibi minerallerin dönüşümü sonucu ortaya çıkmışlardır. Bu dönüşümün; Polat granitoyidi ve Malatya Metamorfizmaları'nin bölgeye yerleşmesi esnasında gelişen tektonizma etkisiyle, düşük dereceli metamorfizma sonucunda olduğu düşünülmektedir. İkincil mineraller, XRD analizleriyle de tespit edilmiştir (Şekil 2b, e).

Mikroskopik incelemeler, opak minerallerin esas olarak manyetit ve hematit daha az olarak da pirit ve kalkopirit olduğunu göstermektedir. Manyetit varlığı, XRD analiz sonuçları tarafından doğrulanmıştır (Şekil 2a). Granat ve epidot skarnlarda sıkça rastlanan sfen, kahverengimsi bir renk ve zayıf pleokroizma gösterir. Özşekilli ve iri kristalli sfen, yüksek optik engebesi ve rombik kesitleriyle tanınmaktadır. Sfen için gerekli Ti ve Si'un intrüzif kütlede, Ca'un ise karbonatlı yankayaçlardan kaynaklandığı düşünülmektedir.

#### Ekzoskarnlar

Ekzoskarnlar, tonalit ve diyorit grubu plütonik kayaçların kristalize kireçtaşı ve mermerlerle oluşturduğu intrüzif dokanıklarda, kristalize kireçtaşı ve mermerler içinde yer almaktadır. Tonalit bileşimli kayaçlar Dedeyazı Köyü ve çevresinde kristalize kireçtaşlarıyla, diyorit bileşimli kayaçlar ise Çavuşlu Köyü'nün batı-güneybatısında mermerlerle intrüzif dokanak oluşturmaktadır. Tonalit birimiyle kristalize kireçtaşlarının dokanağında, kristalize kireçtaşları içinde gelişen ekzoskarnların en önemlisi Dedeyazı yöresinde Hengi Tepe'nin güneybatı yamacında izlenmektedir. Aynı yörede Dedeyazı köyünün güneybatısında ve kuzeybatısında da iki önemli zonu gelişmiştir (Şekil 1). Çavuşlu yöresindeki ekzoskarnlar, diyorit birimiyle mermerler arasındaki intrüzif dokanıklarda mermerler içinde gelişmiştir. Çavuşlu yöresinde ekzoskarnların en iyi görüldüğü alanlar, Çavuşlu Köyü'nün batısındaki Kavaklı Dere ile Ağcakoyunlu köyünün yakın kuzeydoğusudur (Şekil 1).

Ekzoskarnlar, magmatik kütlede karbonatlı yankayaca doğru zonlanmalar sunmaktadır. Zonlanma; granat skarn, granat-epidot skarn, epidot-granat skarn ve epidot



Şekil 2. Endoskarn (a, b, c, d) ve ekzoskarn (e, f) kayalarının XRD difraktogramları. A: Andradit, Grs: Grossular, Ep: Epidot, Di: Diyopsit, Fs: Ferrosalit, Hd: Hedenberjit, Plg: Plajiyoklas, Or: Ortoklas, Hb: Hornblend, Me: Meyonit, Ce: Kalsit, Q: Kuvars, Ch: Klorit, Mn: Manyetit.

Figure 2. XRD diffractograms of endoskarn and exoskarn rocks. A: Andradite, Grs: Grossularite, Ep: Epidote, Di: Diopside, Fs: Ferrosalite, Hd: Hedenbergite, Plg: Plagioclase, Or: Orthoclase, Hb: Hornblende, Me: Meionite, Cc: Calcite, Q: Quartz, Ch: Chlorite, Mn: Magnetite.

skarn şeklindedir. Ancak bu zonlanmaya çalışma alanının tamamında rastlamak mümkün değildir. Ekzoskarnlar, çoğu yerde ya granat skarn ya da epidot skarn şeklinde gelişmiştir. Ekzoskarn zonlarına çoğu yerde cevher zonları (demir cevherleşmeleri) da eşlik etmektedir.

Ekzoskarnların içinde geliştiği kireçtaşı ve mermer-

ler, esas olarak kalsit kısmen de kuvars içermektedir. Ekzoskarnların ana mineral parajenezi; granat, epidot ve piroksen şeklindedir. Kuvars, kalsit ve klorit ikincil bileşenler; sfen ve opak mineraller ise tali bileşenler olarak bulunmaktadır. Granat miktarı ekzoskarn zonlanmasında karbonatlı yankayaca doğru giderek azalırken epidot

miktari artmaktadır. Ekzoskarn minerallerinin tamamı endoskarn zonlarında da gözlenmektedir. Minerallerin benzer özelliklerine bu bölümde tekrar değinilmeyecektir.

Ekzoskarnlardaki granat skarnlar, 4-5 m kalınlığa sahiptir. Reçine parlaklığındaki granat zonlarda granat kristallerinin tane boyu ise 3-4 mm'ye varmaktadır. XRD çalışmaları, granat türünün andradit ve grossular bileşimli olduğunu göstermiştir (Şekil 2e, f). Andradit ve grossular bileşimli granatların oluşabilmesi için gerekli olan Ca, içerisinde olduğu karbonatlı kayalarda bol miktarda bulunurken; Fe, Al ve Si'un da karbonatlı yankayaca sokulum yapan diyorit ve tonalit bileşimli kayalardan geldiği düşünülmektedir. Çift nikolde karanlık, tek nikolde ise açık kahverengimsi bir renk gösteren bol çatlaklı granatlar, kuvvetli zonlanma ve anomalik anizotropi gösterirler. Sağıroğlu (1984); kuvvetli zonlanma ve anomalik anizotropi gösteren granatların, kontakt-metazomatik kökene işaret ettiğini belirtmektedir.

Yeşil renk tonuna sahip epidot skarnlar, 1-1,5 m'ye varan kalınlıklar sunmaktadır. Bu zonlarda epidot kristallerinin tabe boyu 2 mm'ye kadar çıkmaktadır. Epidot skarnlar karbonatlı yankayaca doğru yer yer 1 m kalınlığa ulaşan epidot + kalsit bantlaşmaları göstermektedir. Pembe, mavi, yeşil ve sarı renkli, (001) yönünde iyi dilinimli ve yan özşekilli kristaller halinde izlenen epidot kristallerinde ışınal dizilim iyi gelişmiştir.

Granat ve epidot skarn zonlarında sıkça rastlanan bir diğer esas bileşen de piroksenlerdir. Soluk yeşilimsi bir renk ve zayıf pleokrozma gösteren eğik sönmeli piroksenler, yer yer yoğun alterasyon nedeniyle alterasyon ürünleri (kloritleşme, uralitleşme, karbonatlaşma ve silisleşme) içinde anhedral kristaller halinde bulunmaktadır. XRD analiz sonuçları piroksenlerin diyopsit bileşimli olduklarını göstermektedir (Şekil 2f). Endoskarn ve ekzoskarnlarda sıkça gözlenen diyopsit-hedenberjit serisi piroksenler için gerekli olan Ca'u karbonatlı kayalar; Mg, Fe ve Si'u da plütonik intrüzif kütleler sağlamaktadır. Çünkü, çevrede bu elementler için kaynak olabilecek başka bir kayaç veya mineral topluluğu bulunmamaktadır.

## CEVHERLEŞMELER

Skarn kayaçlarında olduğu gibi inceleme alanındaki cevherleşmeler de iki ayrı kesimde yoğunlaşmaktadır. Bu alanlar, Dedeyazı ve Çavuşu Köyleri ile yakın çevresidir (Şekil 1). Cevherleşmelerin tamamı, intrüzif dokanıklarda skarn kayaçlarıyla birlikte bulunmaktadır. De-

deyazı yöresindeki cevherleşmeler, tonalit bileşimli derinlik kayaçlarıyla kristalize kireçtaşları, Çavuşlu yöresindeki cevherleşmeler ise diyorit grubu kayaçlarla mermerler arasındaki intrüzif dokanıklarda gelişmiştir. Cevherleşmeler, ya karbonatlı yankayaçla intrüzif kayaç dokanağına ya da karbonatlı yankayaçta gelişen kırık ve çatlak sistemleriyle boşluklarına yerleşmiştir. Benzer oluşuklara inceleme alanının kuzeydoğusunda (Elazığ'da) da sıkça rastlanmaktadır. Elazığ ve yakın çevresinde, Polat Granitoidi ile benzer özellikler sunduğu belirtilen (Önal, 1995) Elazığ Magmatitleri (Bingöl, 1988; Bingöl ve Beyarslan, 1996; Turan vd. 1993)'ne ait diyorit ve granit bileşimli plütonik kayaçlar, Malatya Metamorfite'lerinin eşdeğeri (Beyarslan, 1996; Yılmaz vd. 1987; 1993) Keban Metamorfite'lerini (mermerleri) intrüzif olarak kesmektedir. Buna bağlı olarak, iki kayaç dokanağında kontakt-metasomatik kökenli yoğun skarnlaşma ve ilişkili demir cevherleşmeleri ortaya çıkmaktadır. Bunların başlıcaları; Birvan-Aşvan-Meşeli/Elazığ (Akgül ve Şaşmaz, 1996; Akyol vd. 1986) ile Tunceli ili Pertek ilçesinin kuzeybatısındaki Demürek (Sağıroğlu, 1992) ve Kanatburun (Altunbey ve Çelebi, 1997a; b)'dir. İnceleme alanındaki skarnlaşma ve cevherleşmeler de bunlarla benzer özellikler gösteren kontakt-metasomatik oluşuklardır. Esas olarak manyetitten oluşan ve skarn kayaçlarına eşlik eden bölgedeki cevherleşmeler, bu çalışmada demir cevherleşmeleri olarak tanımlanmıştır, intrüzif dokanıkların bir kısmında sadece skarnlaşma gelişirken bir kısmında skarnlaşma + cevherleşme gelişmiştir. Bir kısmı ise, steril kalmıştır. Bu, skarn ve cevher oluşturuç çözeltilerin oldukça fakir olduğunu ve dolayısıyla belirli kesimlerde yoğunlaştığını göstermektedir.

### Dedeyazı Cevherleşmeleri

Dedeyazı cevherleşmeleri; Dedeyazı Köyü'nün GB'sı ve KB'sı, Orta Tepe batı yamacı ile Harami Dere sol yamacı, olmak üzere dört ayrı lokasyonda izlenmektedir (Şekil 1).

Dedeyazı Köyü'nün güneybatısındaki epidot ekzoskarnlarla karbonatlı yankayaç arasında iki ayrı manyetit zonu gelişmiştir (Şekil 1). Cevherleşme bu zonlarda genellikle kristalize kireçtaşlarının yer yer de epidot skarn kayacının kırık ve çatlak sistemlerine uyumlu olarak gelişmiştir. İki ayrı oluşum şeklinde olup; doğudaki cevher zonu yaklaşık 4-5 m kalınlığa, 15 m uzanımına sahiptir. Bu zonun 200 m kadar batısındaki cevher zonu ise, 2 m kalınlıkta ve 10 m uzunlukta olup, her iki zon birlikte haritalanmıştır.



Dedeyazı Köyü'nün kuzeybatısında da 0,5-1 m kalınlıkta ve 10 m uzanımında manyetitçe zengin bir cevher zonu (haritaya alınmadı) bulunmaktadır. Bu zon, granat ve epidot ekzoskarn kayaçlarıyla kristalize kireçtaşları arasında gelişmiştir. Cevher, kristalize kireçtaşlarına ait kırık ve çatlak sistemleriyle boşluklarına yerleşmiştir.

Orta Tepe yamacındaki cevherleşmeler, epidot endoskarn zonlarında yoğunlaşmış olup yer yer epidot skarnların kırık ve çatlak sistemleriyle boşluklarına yerleşmişlerdir. Yüzeyde kırmızımsı kahverengi ve gözenekli görünüşü ile tanınan cevher zonu, esas olarak hematitten oluşmuştur. Orta Tepede ise granitoid üzerinde KD-GB doğrultulu yaklaşık 100-200 m görünür genişlikte ve 500 m uzunlukta, kırmızımsı-kahverenkli limonitli örtü yer almaktadır. Doğuya doğru devam ettiği izlenimi veren bu zon, Harami Dere'de yaklaşık 10 m kalınlıkta, daha çok limonit ve hematitçe zengin manyetit zonu şeklinde ortaya çıkmaktadır.

Dedeyazı yöresindeki cevherleşmeler, farklı boyutlarda gelişen mercer ve cepler şeklinde olup genellikle mermerlerin eğimleri yönünde daralmaktadırlar. Cevher minerali olarak çoğunlukla manyetit, daha az olarak da hematit, limonit, pirit ve kalkopirit içermektedir. Dedeyazı Köyü'nün güneybatısındaki zonlarda bu minerallerle yer yer malahit ve azurit de eşlik etmektedir.

#### Çavuşlu Cevherleşmeleri

Diyorit grubu kayaçlarla mermer birimi arasındaki intrüziif dokanlarda gelişen Çavuşlu cevherleşmeleri, Çavuşlu Köyü'nün yaklaşık 1 km batısındaki Kavaklı Dere'de yüzeylenmektedir (Şekil 1). Bu cevherleşme, KD-GB doğrultulu bir kırık sisteminin denetiminde gelişen bir yığılma şeklindedir. Cevherleşmenin yanal skarn zonlanmasındaki yeri, aşağıdaki gibidir: Kuvars diyorit, granat skarn, granat-epidot skarn, manyetitçe zengin cevher zonu, epidot-granat skarn, epidot skarn ve mermer. Cevher zonu kalınlığı 5 m, yüzeydeki uzanımı ise 40 m'dir. Bu alanda mermerler içerisinde birbirinden kopuk küçük mostralarda halinde demir cevherleşmelerine de rastlanmaktadır. Çavuşlu cevherleşmeleri, esas olarak manyetitten daha az oranlarda da hematit, spekülait, limonit, pirit ve kalkopiritten oluşmaktadır.

#### Cevher Mikroskopisi

İnceleme alanındaki cevherleşmelerin en yaygın minerali, manyetitdir. Daha az oranlarda da hematit, spekülait, limonit, pirit, kalkopirit, kovellin-kalkozin, azurit

ve malahit bulunmaktadır. Cevherleşme parajenezinde yeralan minerallerin birbirini kesme, ornatma, birbirinin içinde ayrılma veya kapanım halinde bulunma özelliklerine dayanarak, minerallerin genelleştirilmiş oluşum sırası Şekil 3'de verilmiştir. Demir cevherleşmeleri modal olarak; % 70-75 manyetit, % 10-15 hematit, % 6-7 skarn minerali, % 4-5 spekülait, % 3-4 limonit, % 2-3 arasında pirit-kalkopirit ve % 1 ve daha az oranlarda da kovellin-kalkozin, azurit ve malahit içermektedir. Parajenez eşlik eden yaygın skarn mineralleri; granat, epidot, piroksen, kalsit ve kuvarstır. Az oranlarda da hornblend, feldispat, skapolit, klorit ve sfen izlenmektedir.

**Manyetit:** Demir cevherleşmelerinin esas bileşeni manyetit, öz ve yarı özşekilli kristallerden oluşmaktadır. Ancak, şekilsiz olanlarına da sıkça rastlanmaktadır. Kristal sınırları belirgin olmayan ve kesintisiz bir devamlılık sunan şekilsiz görünümü manyetitler, oldukça gözenekli ve boşlukludur (Şekil 4a). Öz ve yarı özşekilli olanlarında kenetli mozaik doku yaygındır (Şekil 4b). Çoğunlukla 150-200 mikrondan daha küçük tane boyuna sahip olan manyetit kristalleri, 1-2 mm'ye varan büyüklüklere de ulaşmaktadır. Manyetitler, kenar, çatlak ve dilinimleri boyunca genellikle martitleşerek hematite dönüşmüştür (Şekil 4a). Manyetitlerde yer yer limonitleşmeye de rastlanmaktadır. Dedeyazı Köyü güneybatısındaki demir cevherleşmelerine ait manyetitlerde yer yer zonlu yapılar görülmektedir (Şekil 4c). Zonlar, açık kahverengi ve grimsi koyu kahverengi refleksiyon renkleri ile tanınmaktadır. Bu özelliğin manyetitlerin bileşimindeki değişimden kaynaklandığı düşünülmektedir. Zonlu manyetitler, kontakt-metasomatik kökenli yaktaklarda sıkça rastlanan minerallerdendir (Ramdohr, 1980). Mikroskopik incelemeler, manyetitlerin skarnlaşmayı izleyen evrenin hemen başında diğer cevher minerallerinden önce oluştuğunu göstermektedir.

**Hematit:** İnceleme alanında demir cevherleşmelerinde hematit, üç değişik şekilde bulunmaktadır. Bunlar; birincil hematit, spekülait ve ikincil hematitlerdir.

Birincil hematitler, genellikle manyetit ve ana skarn minerallerinin sınırlarında ve çatlaklarında yoğunlaşmaktadır. Kısmen de kalsit ve kuvars gibi ikinci skarn bileşenleri içinde dağılım göstermektedir. Hematit, yer yer manyetiti ornatmaktadır ve bu nedenle içinde sıkça manyetit kalıntılarına rastlanmaktadır. Birincil hematitler, genellikle çubuksu şekilli kesitler sunmakla beraber şekilsiz olanları da bulunmaktadır. Şekilsiz olanlarında saçınımlı taneler halinde özşekilli pirit ve şekilsiz kalkopirit taneleri gözlenmektedir. Çubuksu hematitlerin boyları, 100-250 mikrona, kalınlıkları ise 50-60 mikrona

|                           |                       |
|---------------------------|-----------------------|
| Piroksen ( Pyroxene)      | —————                 |
| Granat (Garnet)           | —————                 |
| Epidot (Epidote)          | ————— — — — — — — — — |
| Feldispat (Feldspar)      | ————— — — —           |
| Hornblend (Hornblende)    | ————— —               |
| Skapolit (Scapolite)      | —————                 |
| Sfen (Sphen)              | ————— —               |
| Kuvars (Quartz)           | ————— — — — — — — — — |
| Klorit (Chlorite)         | ————— — — — — — — — — |
| Kalsit (Calcite)          | ————— — — — — — — — — |
| Manyetit (Magnetite)      | ————— — — —           |
| Hematit (Hematite)        | ————— — — — — — — — — |
| Spekülerit (Specularite)  | ————— — — —           |
| Pirit (Pyrite)            | ————— — — — —         |
| Kalkopirit (Chalcopyrite) | ————— — — — —         |
| Limonit (Limonite)        | ————— — — — — — — — — |
| Kovellin (Covellite)      | ————— — — — — — — — — |
| Malahit (Malachite)       | ————— — — — — — — — — |
| Azurit (Azurite)          | ————— — — — — — — — — |

Şekil 3. Çalışma alanında görülen skarn ve cevher minerallerinin parajenetik ilişkileri.

Figure 3, The paragenetic relationship between skarn and ore minerals of the study area.

varmaktadır. Hematit çubukları bazen ışınal veya tek yönde uzanan demet şeklinde dizilimler sunmaktadır. Bu dizilimlerde eğilme, bükülme ve kırılmalar izlenmektedir.

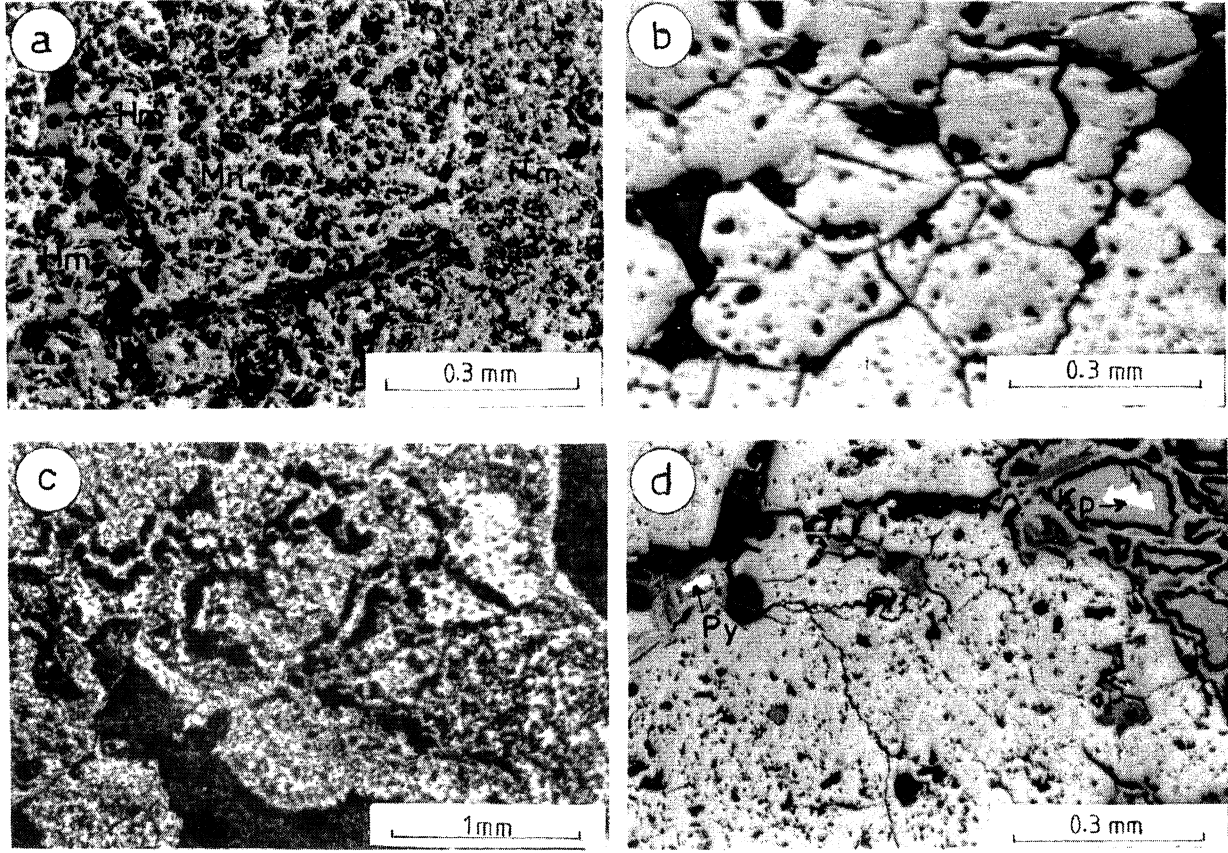
Spekülerit minerali bölgedeki demir cevherleşmelerinden sadece Çavuşlu yöresinde bulunmaktadır. Spekülerit, incelenen örneklerde manyetit, granat ve epidot gibi minerallerin sınırlarında ve çatlak sistemlerinde yoğunlaşmıştır. Işınal lamellerden oluşan ve gül demetlerine benzeyen yelpaze görümlü speküleritin tane boyu; 0,5-3,5 mm arasında değişmektedir.

İkincil hematitler, tamamen manyetitlerin martitleşmesi sonucu oluşmuştur. Martitleşme, manyetit kristallerinin kenar, çatlak, dilinim ve zonlu yapılarına uygun olarak gelişmiştir.

*Limonit:* Limonit; manyetit, pirit ve kalkopiritin alterasyonu sonucu oluşmuştur. Kalkopiritin yüzey ayrışma ürünü olarak limonitten başka malahit ve azurit gibi bileşenler de ortaya çıkmaktadır. Limonit içinde yer yer ayrılmamış manyetit, pirit ve kalkopirit kalıntılarının izlenmesi, limonitin bu minerallerden kaynaklandığını göstermektedir. Kalkopirit ve limonitler arasında ara bileşen olarak yer yer kovellin-kalkozine de rastlamak mümkündür.

#### SONUÇLAR

İnceleme alanındaki skarnlaşma ve demir cevherleşmeleri, Malatya Metamorfittleri'nin mermer ve kristalize kireçtaşlarıyla Polat Granitoyidi'ne ait tonalit (tonalit, ± granodiyoririt) ve diyorit (diyorit, kuvars diyorit, ± ku-



Şekil 4. Cevher minerallerinin mikroskoptaki görünümü.

a: Manyetitlerdeki (Mn) martitleşme (Hm) ve manyetit. Paralel nikol X 100 (hava objektifi).

b: Öz ve yarı özşekilli manyetitlerdeki mozayik doku. Çapraz nikol X 100 (hava objektifi).

c: Manyetitlerde zonlanma. Paralel nikol X 32 (hava objektifi).

d: Manyetit içinde özşekilsiz kalkopirit (Kp) ve pirit (Py). Paralel nikol X 100 (hava objektifi).

*Figure 4. Microscopic appearance of the ore minerals.*

*a: The martitisation (Hm) in magnetites and magnetite (Mn). Parallel nicols X100 (air).*

*b: The mosaic texture in idiomorphic and hipidiomorphic magnetites. Crossed nicols X100 (air).*

*c: The zoned in magnetite. Parallel nicols X 32 (air).*

*d: Xenomorphic chalcopyrite (Kp) and pyrite (Py) in magnetite. Parallel nicols X100 (air).*

vars monzonit) bileşimli plütonik kayaların arasındaki intrüzif dokanıklarda kontakt-metasomatik tipte gelişmiştir. İntrüzif dokanıklarda çoğu yerde sadece skarnlaşmaya rastlanırken bazı yerlerde skarnlaşma ve cevherleşme birlikte izlenmektedir. Cevherleşmelere hemen her yerde skarnlaşma eşlik etmektedir.

Bölgedeki skarnlaşma, endoskarn ve ekzoskarn olmak üzere farklı şekillerde gelişmiştir. Endoskarn ve ekzoskarnlar, çoğu yerde ya granat skarn ya da epidot skarn şeklindedir. Ancak, ekzoskarnlarda yer yer mine-

ralojik zonlanmalar da gözlenmektedir. Bu zonlanma; granat, granat-epidot, epidot-granat ve epidot skarnlar şeklinde izlenmektedir. Skarn kayalarında yapılan mineralojik incelemeler ve XRD çalışmaları sonucunda; granat (andradit, grossular), epidot, piroksen (diyopsit, ferrosalit, hedenberjit), plajiyoklas, K-feldispat (ortoklas), amfibol (hornblend) ve skapolit (meyonit ağırlıklı uç) gibi esas bileşenler saptanmıştır. Kalsit, kuvars ve klorit ikinci bileşenler; opak mineral ve sfen ise tali bileşenler olarak bulunmaktadır. Feldispat, hornblend ve

skapolit sadece endoskarnlarda gözlenmektedir. Mineral parajenezi, bölgedeki skarnlaşmanın diyopsit, forsterit, serpantin, pargasit, manyetit, spinel, dolomit gibi Mg'ca zengin mineraller içeren magnezyumlu tipten çok, kalsiyumlu tipte geliştiğine işaret etmektedir. Diyorit ve tonalit bileşimli intrüzif kütlelerden ekzoskarnlara doğru endoskarnlara ait plajiyoklaslarda serizitleşme-karbonatlaşma-sossuritleşme ve anortit içeriği artmaktadır. Endoskarnlara ait plajiyoklasların magmatik kütle plajiyoklaslarından anortitçe zengin olması ve Ca'lu yoğun alterasyonlar göstermesi, açıkça mermer ve kristalize kireçtaşlarından magmatik kütleyle doğru Ca metasomatizmasının olduğunu gösterir. Kontakt-metasomatik kökene ilişkin diğer bir veri de granatlardaki zonlanma ve anomalik anizotropidir.

Dedeyazı-Çavuşlu cevherleşmeleri, intrüzif dokanıklarda yer yer karbonatlı yankayaçların yer yer de skarn kayaçlarının kırık ve çatlak sistemleriyle boşluklarına yerleşmiştir. Şekil olarak mercek ve cepler şeklinde olup çoğunlukla mermerlerin eğimleri yönünde dalmaktadır. Cevher zonlarının kalınlıkları birkaç cm den 5-10 m'ye (Dedeyazı), yüzeydeki uzanımları ise 40 m'ye (Çavuşlu) kadar erişebilmektedir. Jeolojik veriler, bölgedeki cevherleşmelerin ekonomik rezervlere sahip olmadığını göstermektedir. Ancak; Orta tepedeki limonitli kesimin boyama olup olmadığı, yani daha alt seviyelerde cevherleşme olasılığı daha detay araştırılmalıdır. Mikroskopik incelemeler, demir cevherleşmelerinin esas olarak manyetitten daha az oranlarda da hematit spekülarit, limonit, pirit, kalkopirit, kovellin-kalkozin, malahit ve azuritten oluştuğunu göstermektedir.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

- Acar, A. ve Özkaymak, M., 1978, Malatya-Doğanşehir-Polat-Çavuşlu sahası manyetik etüd raporu. Malatya MTA Bölge Müdürlüğü Kütüphane No: 233, 6s, (yayımlanmamış).
- Akgül, B. ve Şaşmaz, A., 1996. Elazığ kuzeyinde pirometazomatik oluşuklar ve ilişkili Fe-Ti cevherleşmeleri. Türkiye Jeoloji Bülteni., 39(2), 39-48.
- Akyol, Z., Kadioğlu, H. ve Adıgüzel, O., 1986. Elazığ-Avşan demir yatağı maden jeolojisi ve rezerv raporu. MTA Derleme No: 1947, 25s.
- Altunbey, M. ve Çelebi, H., 1997a. Kanatburun (Pertek-Tunceli) yöresinin jeolojisi ve demir cevherleşmeleri. Fırat Üniversitesi Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi., 9(2), 1-18.
- Altunbey, M. ve Çelebi, H., 1997b. Kanatburun (Pertek-Tunceli) yöresindeki skarn kayaçlarının mineralojik ve jeokimyasal özellikleri. Selçuk Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeoloji Müh. Böl. 20. Yıl Jeoloji Sempozyumu, Konya, (baskıda).
- Beyarslan, M., 1996, Kömürhan ofiyolit biriminin petrografik ve petrolojik incelenmesi. Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü., Elazığ Doktora Tezi, 103s (yayımlanmamış).
- Bingöl, A. F., 1988, Petrographical and petrological features of intrusive rocks of Yüksekova Complex in teh Elazığ Region (East. Taurus-Turkey). The Journal of Fırat University, 3(2), 1-17.
- Bingöl, A. F. ve Beyarslan, M., 1996, Elazığ Magmatitleri'nin jeokimyası vce petrolojisi. Karadeniz Teknik Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü 30. Yıl Sempozyumu Bildirileri, Trabzon, 208-224.
- Cengiz, R., Kuşçu, A. E. ve Türkyılmaz, B., 1988. Malatya-Doğanşehir yöresi demir prospeksiyonu jeoloji raporu. Malatya MTA Bölge Müdürlüğü Kütüphane No: 385, 1 İS, (yayımlanmamış).
- Demir, O., 1997, Malatya-İsmetpaşa-Akçadağ-Kürecik-Hekimhan-Arguvan-Karakaya Baraj gölü arasındaki alanın jeolojisi ve hidrokarbon olanakları (Akçadağ fayı-Malatya-Karakaya gölü arası) TPAO Arama Grubu, Ankara, 31s, (yayımlanmamış).
- Genç Ş. C, Yiğitbaş, E. ve Yılmaz, Y., 1993 Berit Metaofiyolitinin jeolojisi. A. Suat Erk Jeoloji Sempozyumu, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara, 37-52.
- Gözübol, A. M. ve Önal, M., 1986, Çat Barajı isale tünelinin mühendislik jeolojisi ve kaya mekanıği incelemesi: Malatya-Çelikhan alanının jeolojisi. Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu, TBAG Proje No: 647, İstanbul, 13 İS.
- Kormalı, R., 1973. Malatya-Adıyaman-Elbistan arası demir zuhurlarının prospeksiyonu. MTA Derleme No: 5104, 27s. (yayımlanmamış).
- Koşal, C, 1967, Elbistan-Doğanşehir arası demir prospeksiyonu ve jeolojisi. MTA Derleme No: 1632, 1 İS (yayımlanmamış).
- Önal, A., 1995. Polat-Begre (Doğanşehir) çevresindeki magmatik kayaçların petrografik ve petrolojik özellikleri. Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü., Elazığ, Doktora tezi, 159s (yayımlanmamış).
- Önal, A. ve Bingöl, A. F., 1996. Polat-Begre Granitoyidi'nin (Malatya) mineralojisi ve petrografisi. Çukurova Üni-

- versitesi Geosound, Yerbilimleri, 29,41-58.
- Önal, M., 1995. Malatya Graben Havzası kuzeyinin stratigrafisi, kömür potansiyeli ve neotektoniği, Doğu Anadolu. Süleyman Demirel Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Dergisi, 8, 159-175.
- Önal, M., 1998. Malatya Baseni doğu kesiminin (Muşardağı dolay) jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. TPAO Arama Grubu, 88s (yayımlanmamış).
- Önal, M., Tuzcu, N. and Helvacı, C., 1990. Geological setting, mineralogy and origin of the Cafana (Malatya) Zn-Pb sulfide and carbonate deposit, Eastern Anatolia, Turkey. International Earth Sciences Congress on Aegean Regions, Eds (M. Y. Savaşçın, A. H. Eronat), IESCA Publications No: 2, Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji bölümü, İzmir, 52-58.
- Özer, T., 1978. Pölat-Çavuşlu Demir zuhurları jeoloji ön raporu. Malatya MTA Bölge Müdürlüğü Kütüphane No: 236,6s (yayımlanmamış).
- Perinçek, D., 1979. The geology of Hazro-Koruday-Çüngüş-Maden-Ergani-Hazır-Elazığ-Malatya area. Guide book, Türkiye Jeoloji Kurumu yayını, Ankara, 34s.
- Perinçek, D. ve Kozlu, H., 1984. Stratigraphy and structural relations of the units in the Afşin-Elbistan-Doğaneşir region (Eastern Taurus). Geology of Taurus Belt, O. Tekeli, M. C. Göncüoğlu (Eds), Türkiye Petrolleri Anonim Şirketi, Ankara, 181-198.
- Ramdohr, P., 1980. The ore minerals and their intergrwth. Academic-Verlag, Berlin, 1202p.
- Sağiroğlu, A., 1984. Akdağmadeni (Yozgat) cevherleşmelerinde görülen değişik skarn oluşuklarının özellikleri ve irdelenmesi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 27(1), 69-81.
- Sağiroğlu, A., 1988. Cafana (Görgü) Malatya karbonatlı Zn-Pb yatakları. Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A, 5(1), 3-13.
- Sağiroğlu, A., 1992. Pertek-Demürek (Tunceli) skarn tipi man-yetit ve ilişkili bakır cevherleşmeleri. Türkiye Jeoloji Bülteni., 35(2), 63-70.
- Turan, M., Aksoy, E. ve Bingöl, A. F., 1993. Doğu Toroslar'm jeodinamik evriminin Elazığ civarındaki özellikleri. Fırat Üniversitesi Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi., 7(2), 177-199.
- Yazgan, E., 1983, A Geotraverse between the Arabian platform and Munzur nappes. Field Guidebook, Excursion. 5. International Symposium on Geology of the Taurus Belt, Ankara, 17p.
- Yazgan, E. ve Chessex, R., 1991. Geology and tectonic evolution of the Southeastern Taurides in the region of Malatya. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 3(1), 1-42.
- Yılmaz, H., 1992. Doğaneşir-Sürgü-Gözene (Malatya) yöresinin jeolojisi. Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü., Trabzon, Doktora Tezi, 141s (yayımlanmamış).
- Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Kozlu, H., Gül, M. A., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., Genç, Ş. C. ve Keskin, M., 1987. Maraş kuzeyinin jeolojisi (Andırın-Berit-Engizek-Nurhak-Binboğa Dağları), Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Rapor No: 2028, Ankara, Cilt (II-III), 218s.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M. ve Genç, Ş. C., 1992. Güneydoğu Anadolu metamorfik masiflerinin kökeni. Türkiye 9. Petrol Kongresi Bildirileri, Türkiye Petrol Jeologları Derneği, Ankara, 296-307.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., and Genç, Ş. C., 1993 Ophiolitic and metamorphic assemblages of Southeast Anatolia and their significance in the geological evolution of the orogenic Belt. Tectonics, 12(5), 1280-1297.
- Yiğitbaş, E., 1989. Engizek Dağı (Kahramanmaraş) dolayındaki tektonik birliklerin petrolojik incelemesi. İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü., İstanbul, Doktora Tezi, 347s (yayımlanmamış).

Makalenin geliş tarihi: 08.10.1997

Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 05.09.1998

*Received: October 08, 1997*

*Accepted: September 05, 1998*





# Şükrüpaşa sokulumu (Dereköy-Kırklareli) ile ilişkili Cu-Mo cevherleşmesinin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal izcilikleri

## *Geology, mineralogy and geochemistry of the Cu-Mo deposit associated with the Şükrüpaşa intrusion, Dereköy, Kırklareli*

Ui Haydar Gültekin İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Maden Yatakları-Jeokimya Anabilim Dalı, Maslak, 80626 İstanbul.

### Öz

Şükrüpaşa sahasının jeolojisini; metagranitlerden oluşan temel kayalar üzerine uyumsuzlukla gelen Mesozoyik yaşlı kireçtaşları, şist-kalkışit ve metakumtaşlarından oluşan örtü-tortul kayalar ile bu kayaları kesen Geç Kretase yaşlı Şükrüpaşa sokulumu oluşturur. Şükrüpaşa sokulumu, adayı karakterli Srednogorie-Istranca granitoid zincirinin bir parçasını oluşturur.

İnceleme alanında cevherleşme, sokulum-örtü kayaları dokanalarında pirometasomatik türde, büyük çoğunlukla granodiyorit ve tonalit bileşiminde olan sokulum kayaları içinde saçınımlı, ince damar ve ağsallık şeklinde gelişmiştir. Başlıca cevher mineralleri pirit, kalkopirit, molibdenit ve şelit oluşturur. Bu minerallere birincil magnetit, bornit, pirotin, 8i-mineralleri, sfalerit, galen, enarjit, neodijenit, arsenopirit, ilmenit, ilmenomanyetit, rutil, anatas ve psilomelan; ikincil olarak da kalkosin, kovelin, malakit, azurit, limonit ve götüt gibi mineraller eşlik eder. Yatakta ortalama bakır içeriği %0.41, molibden içeriği %0.08 olup, yüksek cevher içeren alanların yayılımı skarnlarla uyumluluk gösterir.

Anahtar sözcükler: Cu-Mo cevherleşmesi, Jeokimya, Srednogorie-Istranca zonu, Şükrüpaşa sokulumu.

### Abstract

*In the Şükrüpaşa area studied, the rocks are made up of Mesozoic limestones, schist, calc-schist, and metasandstones which unconformably overlay a basement of metagranitic rocks and the intrusive rocks of Cretaceous age. The Şükrüpaşa intrusion forms a part of the Srednogorie -Istranca granitoid chain identified as the island-arc type plutonism.*

*The mineralization in the study area occurs as pirometasomatic type in the contact zone between the intrusive and sedimentary cover rocks, and as disseminated, fine vein, and stockwork types in the calc-alkaline magmatic rocks, mainly including granodiorite and tonalite. Major ore minerals are pyrite, chalcopyrite, molybdenite, and scheelite. Primary magnetite, bornite, pyrrhotite, Bi-minerals, sphalerite, galena, enargite, neodigenite, arsenopyrite, ilmenite, ilmenomagnetite, rutile, anatase, and psilomelane and secondary chalcocite, covellite, malachite, azurite, limonite and goethite accompany to these minerals. The average contents of Cu and Mo are 0.41 percent and 0.08 percent respectively and it was determined that the most important mineralizations are associated with the contact zone.*

*Key Words: Cu-Mo mineralization, Geochemistry, Srednogorie-Istranca zone, Şükrüpaşa intrusion.*

### GİRİŞ

İnceleme sahası, Istranca masifi içinde Kırklareli'nin 54 km kadar kuzeydoğusunda Şükrüpaşa köyü ile Rezve deresi arasında yaklaşık 15 km<sup>2</sup>'lik bir alanı kaplar. 1970'li yılların başından itibaren Cu-Mo cevherleşmesine

yönelik pek çok çalışmaya sahne olan araştırma sahası, Istranca metalojenik provensinin bir parçasını oluşturur.

Istranca Masifi, Üst Kretase yaşlı bir kaç km<sup>2</sup> ile yüzlerce km<sup>2</sup>'lik alanlarda yüzeylenmiş sayısız nötr-asitik magmatik kayalar içerir. Subhersinen magmatik-yay

granitoidlerince simgelenen bu kayalar, tüm Mesozoik ve Senozoyik boyunca Tetis'in kuzey kolunun bir aktif kıta kenarı olan Karpat-Balkan-Pontid kuşağının Srednogorie-Istranca zonü içinde yer alır. Trakya'da Istranca dağlarında, Bulgaristan'da Srednogorie kesiminde ve Doğu Sırbistan'da izlenen bu yapısal-metalojenik zon irili ufaklı bir çok cevherleşme içerir.

Şükrüpaşa sahasında maden prospeksiyonuna ilişkin ilk çalışmalardan biri Aral (1976) tarafından gerçekleştirilmiş, cevherleşmeye dair ilk veriler elde edilmiştir. Daha sonraki yıllarda doğrudan Şükrüpaşa cevherleşmesiyle ilişkili jeolojik, mineralojik, petrografik ve kimyasal çalışmalar Çubukçu (1979), Taner (1981), ve Taner ve Çağatay (1983), Acar ve Taner (1983) tarafından sürdürülmüştür. 1981 ve 1983 yıllarında ise M.T.A. Enstitüsü tarafından Şükrüpaşa sahasında toplam 19 ayrı lökasyonda sondaj çalışmaları yapılmış, cevherleşmenin rezerv ve tenörüne yönelik bazı ön bilgilere ulaşılmıştır.

Üst Kretase mağmatizmasına bağlı Istranca Cu-Mo cevherleşmeleri anakayaç içinde saçılımlı, damar ve kontakt tip oluşumlar şeklinde izlenir. Bulgaristan'daki Balkan kıvrım sistemi ile Rodop ara masifi ve Pontidlerden oluşan, Batıda Sofyadan başlamak üzere Doğu'ya doğru Azarbecyan'a kadar uzanarak çatallanan Alp-Himalaya kuşağı üzerinde önemli porfiri cevherleşmelerin varlığı (Çağatay ve Çağatay 1978; Aral ve Erler 1981), benzer türde yatakların Istranca masifinde bulunabileceğini düşündürmüştür, son yıllarda araştırmaların bu yönde yoğunlaşmasına yol açmıştır. Bu amaçla çalışmaların yoğunlaştığı başlıca alanlardan biri de Şükrüpaşa cevherleşmesi olmuştur.

Bu çalışmada, Istranca masifinin Kuzeybatı ucunda yer alan Şükrüpaşa sokulumu ve onunla ilişkili bakır cevherleşmesi üzerinde sürdürülmüş olan petrografik, mineralojik ve kimyasal çalışmaların bazı sonuçları sunulmuş, saha verileri ile sondaj verileri bir arada değerlendirilerek cevherleşmenin içeriği, yayılımı ve anakayaçla olan ilişkisi ortaya konulmaya çalışılmıştır.

## MADEN YATAĞININ JEOLJİSİ

### Bölgesel Jeoloji

Şükrüpaşa cevherleşmesine benzer bir çok mineralizasyon içeren Istranca masifi, Türkiye tektonik birliklerinden birini oluşturan Pontitlerin KB ucunda Doğu Rodop ve Srednogorie yapısal-metalojenik zonların Türkiye uzantısı içinde yer alır (Bogdanov ve diğ., 1974; Boncev, 1974).

Istranca Masifinin temelini Permian ve öncesi yaşlı

yüksek derecede metamorfizmaya uğramış metagranit oluşturur. Bu yüksek dereceli metamorfiklerden alınan bir metagranit örneği 245 my'lık bir Rb/Sr isokron vermiştir (Aykol and Tokar 1993). Kırklareli'nin Kuzeyinde KB-GD yönünde geniş bir alanda oldukça iyi 1 şekilde izlenen bu çekirdek kayalar, Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı düşük dereceli metamorfizma etkisinden kalmış çökel kayalar tarafından örtülür. Temeli örtü bu tortul kökenli metamorfik kayalar, temel kristal kayalarla aynı tektonik doğrultuya sahiptir ve Alp orijenezi etkisi ile yeşilist fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir. Üst Kretase yaşlı KB-GD doğrultulu çoğunlukla granodiyoritik bileşimli intrusiflerle kesilen örtü kayaların etrafında, tüm Istranca'da yaygın olan hornfels ve skarn zonları gelişmiştir. Konglomeratik bir seriyeye ile başlayan Senozoyik yaşlı volkanosedimanter kayalar daha yaşlı birimlerin hepsini örter. Bölge geneli de Eosen'de başlayan tektonik hareketlerin bir sonucu olarak da Trakya Tersiyer havzası gelişmiştir.

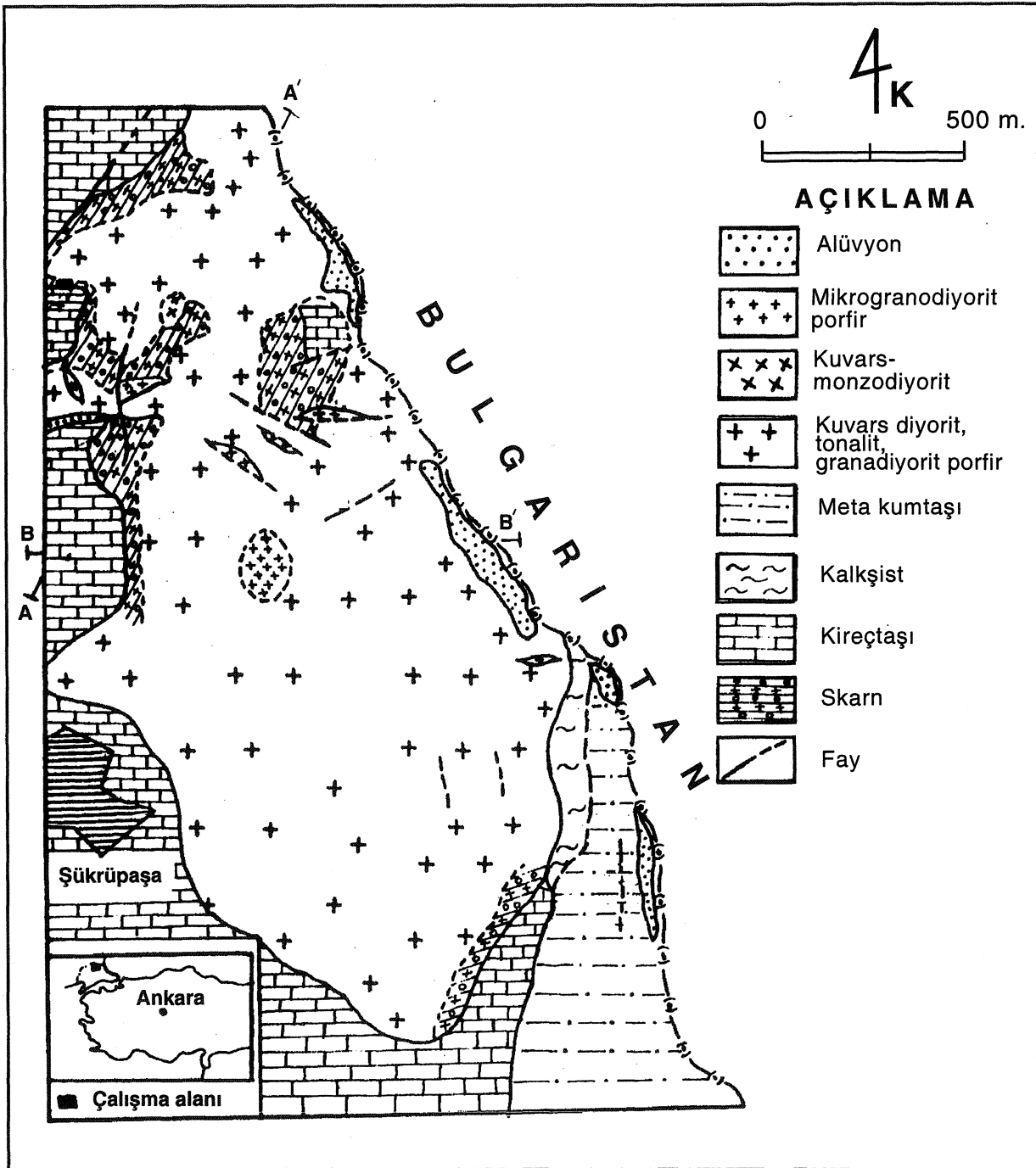
Istranca masifi çekirdek kayalarından KB-GD doğrultulu ana tektonik hatlar boyunca sokulum yapan Kretase intrusiflerinin Srednogorie'nin kapanmasıyla ilgili oluşmuş yay mağmatizması ürünleri oldukları düşünülmüştür (Karaguleva ve diğ., 1979). Gabro, diyorit, monzonit, siyenit, granodiyorit, monzogranit, kuvars diyorit, granit, lokogranit, mikrogranit, diyorit porfir ve aplit bileşimler sergileyen bu post tektonik sokulum pek çok yerde düzenli bir fraksiyonel kristalleşme ilişkisi yansıtan çoğunlukla küçük hacimli batolitler şeklinde izlenirler. Bununla birlikte cevherleşmeye yataklık olan kayalar yaygın şekilde granodiyorit, kuvars diyorit, tnalit ve porfirlerinden oluşur.

### Şükrüpaşa Sahasının Jeolojisi

Çalışma sahasında yüzeylenen kaya birimleri Doğu Rodop kristalin masifinin Jura yaşlı örtü kayalarıyla karşılık gelen birimler ile bunları kesen Geç Kretase yaşlı sığ sokulum kayalarından oluşur (Şekil 1). Bölgesel metamorfizmaya uğramış örtü kayaların sokulum yapan kontaktlarında, yer yer ekonomik boyutta olan ve izletmeciliği 150 yıl kadar geriye gidebilen skarn zonları gelişmiştir. Bulgaristan tektonik birliklerinden Rodop ara masifine karşılık gelen çekirdek metagranitleri çalışılan alanda mostra vermez.

Metamorfik örtü paketi, çekirdek kayalar üzerine Triyas'tan itibaren uyumsuzlukla başlayarak Kretase'ye kadar devam eden bir zaman aralığında çökelmiştir. Çalışma sahasının kuzeybatı ve güney kesimlerinde genelleşen bu birimler, kireçtaşı-şist-kalkşi ve metakumtaşları tarafından temsil edilir. Bölgesel m





Şekil 1. İnceleme alanının jeolojik haritası  
Figure 1. Geological map of the study area

tamorfizma etkisiyle kısmen kristalleşmiş olan kireçtaşlarının intrusif kayalarla olan dokanakları tamamen mermerleşmiş ve skarnlaşmıştır. Metamorfik örtü paketinin en yaygın birimini gri-beyaz-sarı renkli, yer yer do-

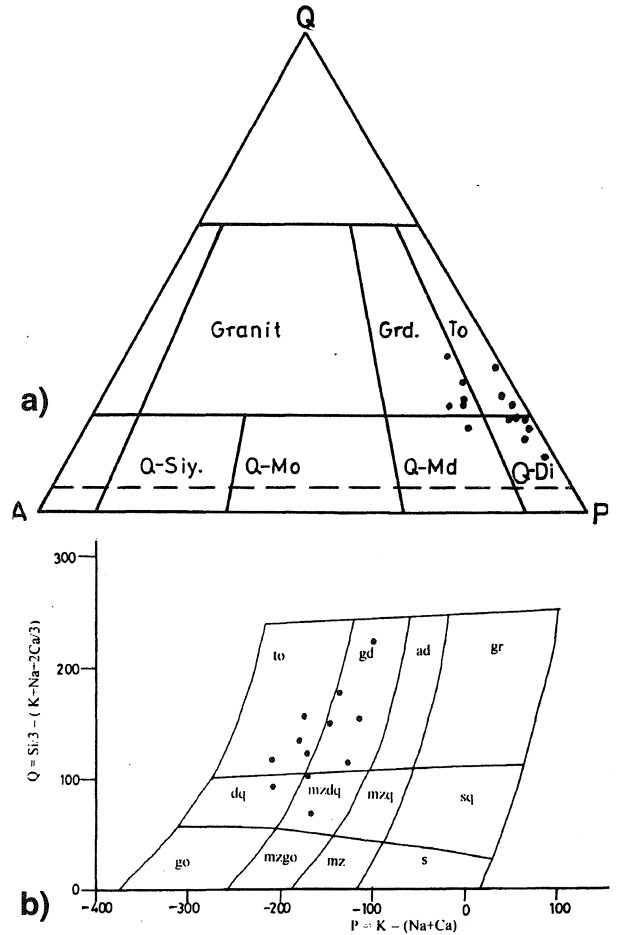
lomitik seviyeli kireçtaşları oluşturur. Daha doğuda, Kırıköy civarında metamorfik çökel kayaların tabanını çekirdek kayaların üzerine diskordansla gelen kanal dolgusu tipinde çakıltaşları ile metakumtaşları oluştur-

maktadır. Çalışılan alanda izlenmeyen bu birim yanal olarak, küçülen tane boyu ile birlikte kanal dolgusu akarsu çökellerinden, denizel ortamda çökelmiş olan metamorfik birimlere geçiş gösterir. Birbirleri ile ardalanmalı olan örtü kayaçları fosilsiz olup arazi gözlemlerine göre en az iki deformasyon evresinde kıvrılmıştır. Genel olarak birimde mikro kıvrılma dışında dik, devrik, yatık eksen düzlemlili izoklinal kıvrımlar gözlenmiştir. Şist-kalkışitler, sahanın güneydoğusunda Rezve deresi boyunca K-G doğrultusunda oldukça iyi mostra verirler. Gri, yeşilimsi sarı ve siyah renklerde bantlı yapı sunan bu kayalar esasen kuvars, feldspat ve mikalardan oluşmuşlardır ve az oranda pirit ve kalkopirit gibi cevher mineralleri içerirler. Birimin özellikle granodiyorit porfirlerle olan dokanaklarında granat, diyopsit, epidot, andaluzit, korund, alkali feldspat gibi mineraller teşekkül etmiştir. Çoğunlukla kalkışitleri üzerleyen metakumtaşları grimsi-beyaz renkli, çapraz tabakalı olup kuvars, serizit, klorit ve az oranda feldspat içerir. Çalışma alanı dışında metamorfik tortul kayaçların tabanını oluşturan denizel çökel kayaçları ile olan dokanakları tektoniktir. Sokulum kayaçları ile olan dokanaklarında ise metamorfik mineraller gelişmiştir.

Şükrüpaşa çevresinde izlenen kontakt metamorfik kayaçlar sokulumun kestiği örtü kayacının türüne göre farklılıklar gösterir. Kireçtaşları ile olan kontaklarda mermerler, buna karşın şist-kalkışit ve metakumtaşları ile olan kontaklarda ise hornfelsler gelişmiştir. Istranca masifinin genelinde bu tür kayaçlar oldukça ilgi çekicidir. Esasen bölgesel etkili metamorfizmaya uğramış olan örtü paketi, dokanakları boyunca sokulumlarla birlikte tekrar termik metamorfizmaya uğrayarak mineralojik ve petrografik olarak değişiklikler göstermiştir. Yer yer andaluzit ve sillimanit gibi minerallerin oluşmuş olması (Bürküt 1969), metamorfizma esnasında sıcaklığın oldukça yükselmiş olduğunun bir işaretidir. Şükrüpaşa sahasında gözlenen mineral birlikleri dikkate alındığında esas olarak klorit+muskovit+kuvars yada albit+muskovit+klorit+epidot birliğinden ibaret albit-epidot hornfels fasiyesi ile diopsit+vollastonit+granat birliği ile diopsit+andaluzit+granat birliğince temsil edilen hornblend hornfels fasiyesinin geliştiği gözlenmiştir. Bu fasiyeslerde saptanmış olan biotit, muskovit gibi mineraller esasen bölgesel metamorfizma sonucu oluşmuş mineraller olarak düşünülmelidir. Kontaklarda bu tür silikat minerallerine değişen oranlarda pirit, kalkopirit, bornit, manyetit, şelit ve bizmut mineralleri eşlik eder.

Sokulum kayaçları çalışılan sahanın büyük bir kısmını kaplar. Bu kayalara ait modal analiz sonuçları

Çizelge 1'de topluca verilmiştir. Çoğunlukla açık gr, renkli, orta-ince taneli yaygın porfirik dokulu bu kayalar Streckeisen (1976) tarafından önerilmiş olan sınıflama diyagramına taşındığında bu kayaların esas olarak kuvars diyorit, tonalit bileşiminden granodiyorit bileşimine doğru değişim gösterdiği, yalnızca bir örneğin kuvars monzodiyorit alanında kaldığı görülmektedir (Şekil 2a). Aynı örnekler Debon ve Le Fort (1982) diyagramına taşındığında ise örneklerin benzer alanlarda kaldığı; ancak farklı olarak tonalit ve granodiyorit bileşiminde yoğunlaştıkları, kuvars diyorit, tonalit, granodiyorit doğru mineralojik ve kimyasal farklılaşma içinde oldukları görülmektedir (Şekil 2b). Buna göre hakim litolojinin biotit veya biotit-hornblend granodiyorit olduğu söy-



Şekil 2. Şükrüpaşa sokulumuna ait örneklerin a) QAF (Streckeisen 1976) ve b) P-Q diyagramlarında (Debon and Le Fort 1983) dağılımları.

Figure 2. Modal analysis of the selected samples plotted on the classification diagram recommended by Streckeisen (1976), and Q-P plots (Debon and Le Fort 1983) of the samples taken from the şükrüpaşa granitoid.

## ŞÜKRÜPAŞA SOKULUMU (KIRKLARELİ) İLE İLİŞKİLİ Cu-Mo CEVHERLEŞMESİ

lenebilir. Istranca masifinde yaygınca izlenen sokulumlar Kretase yay mağmatizması ürünleri olarak dikkate alınırlar ve birbirlerini keser şekilde sokulumları aynı magmaya ait çok fazlı sokulumlar şeklinde yerleştiğini ortaya koyar. Gerek sokulum kayaçları gerekse de bunların kestiği örtü paketi pek çok NW-SE doğrultulu apolit, lamprofir ve kuvars damarlanca kesilmiştir.

Granodioritik sokulumlar gerek çalışılan alanda gerekse de Istranca masifinin genelinde oldukça yaygın, çoğunlukla porfirik dokulu plajiyoklaz, biyotit, hornblend ve az miktarda alkali feldspat ve ojitten oluşmuş kayaçlardır. Pirit, manyetit, ilmenomanyetit, ilmenit gibi mineraller opakları oluşturur. Aksesuar mineralleri ise sfen, zirkon ve apatit gibi mineraller teşkil eder. Hornblende sokulumun her tarafında rastlamak mümkündür. Biotit ojit dağılımı sınırlıdır. Bu kayaçlarda kayda değer diğer bir özellik manyetit bolluğudur. Hakim durumda olan plajiyoklazlar çoğunlukla zonlu yapıda izlenirlerse de polisitetik ikizli olanlarına da rastlanılır. K-feldspat ortoklaz bileşiminde olup, kuvars diyoritlere geçişte, özellikle de kontakt bölgelerine doğru kaybolur. Alterasyon sonucu plajiyoklazlarda serizitleşme, killeşme femik minerallerde ise kloritleşme ve epidotlaşma gelişmiştir. Bu kayaçlara ait modal analiz sonuçları % 28'lere kadar çıkabilen kuvars, % 50-60 arası plajiyok-

laz, % 4-8 biyotit, % 3-14 hornblend, % 7-11 K-feldspat ve % 4'e kadar çıkabilen ojit varlığını ortaya koyar (Çizelge 1).

Kuvars diyoritler beyaz, sarımsı beyaz ve gri renkli taneler dokulu, yerel porfirik dokulu kayaçlardır. Major minerallerini plajiyoklaz (yaklaşık % 60-70), amfibol (% 5-7), biyotit (% 8-15) ve kuvars (% 10-17) oluşturur. Kristallerin tane boylan 0.01 mm ile 20 mm arasında değişim gösterir. Yer yer tane boyları 20 mm'ye kadar çıkabilen plajiyoklaz kristallerinin miktarı % 30'a kadar yükselir. Oligoklaz, andezin bileşimli plajiyoklazlar yarı özşekilli ve öz şekilsiz kristaller halinde, çoğunlukla zonlu yapıda izlenirler. Alterasyon sonucu kısmen serizit ve kil mineralleri gelişmiştir. Kuvars mineralleri esas olarak diğer mineraller arasındaki boşlukları doldurmuştur. Kayacın tali minerallerini genellikle rutil, anatas, titanit ve opak mineraller (manyetit ve ilmenit) teşkil eder. Porfirik dokunun izlendiği örneklerde iri plajiyoklaz kristalleri kayacı oluşturan minerallerin mikrokristallerinden müteşekkül matris içinde dağılmış durumdadır.

Tonalitler büyük çoğunlukla hipidiomorf kristaller halinde yer yer zonlu ve altere olmuş plajiyoklaz, hornblend, kloritleşmiş biyotit, kuvars ve az miktarda alkali feldspattan oluşur. Porfirik dokulu tonalitler ufak ve eşboyutlu kuvars taneleri ile birlikte kristal boyutu 2 mm'ye kadar çı-

Çizelge 1. Şükrüpaşa sahasında yüzeylenen Kretase yaşlı sokulum kayaçlarının modal analiz sonuçları.

Table 1. Modal analysis for the Şükrüpaşa intrusion of Cretaceous age.

| No   | Q     | P     | Af    | B     | H     | Au   | Ac   | Kayaç ismi          |
|------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|---------------------|
| ŞP1  | 17.01 | 65.50 | 4.02  | 7.78  | 4.40  | -    | 1.59 | Kuvars-diyorit      |
| ŞP2  | 28.10 | 50.23 | 7.49  | 4.18  | 9.60  | -    | 0.89 | Granodiyorit        |
| ŞP5  | 17.29 | 51.33 | 10.95 | 4.45  | 13.91 | -    | 2.07 | Granodiyorit        |
| ŞP9  | 15.47 | 59.17 | 2.99  | 14.06 | 7.12  | 0.39 | 0.80 | Kuvars-diyorit      |
| ŞP10 | 16.94 | 66.03 | 1.94  | 8.10  | 5.59  | -    | 1.40 | Kuvars-diyorit      |
| ŞP11 | 12.75 | 66.53 | 3.48  | 9.44  | 6.67  | -    | 1.13 | Kuvars-diyorit      |
| ŞP12 | 14.46 | 57.79 | 10.93 | 8.89  | 7.41  | -    | 0.52 | Kuvars-Monzodiyorit |
| ŞP15 | 19.82 | 54.67 | 7.60  | 7.95  | 3.65  | 3.61 | 2.69 | Granodiyorit        |
| ŞP16 | 24.03 | 54.63 | 1.03  | 11.27 | 6.43  | -    | 2.61 | Tonalit             |
| ŞP17 | 21.65 | 63.51 | 3.13  | 7.91  | 3.05  | -    | 0.75 | Tonalit             |
| ŞP17 | 18.48 | 53.92 | 8.72  | 5.01  | 13.69 | -    | 0.48 | Granodiyo           |
| ŞP19 | 19.58 | 66.80 | 2.05  | 4.78  | 5.53  | -    | 1.26 | Tonalit             |
| ŞP21 | 14.64 | 67.03 | 1.58  | 9.87  | 5.80  | 0.25 | 0.83 | Kuvars-diyorit      |
| ŞP23 | 9.02  | 70.98 | 1.90  | 10.43 | 5.88  | -    | 1.79 | Kuvars-diyorit      |
| ŞP25 | 21.76 | 51.56 | 7.25  | 4.90  | 12.65 | -    | 1.88 | Granodiyorit        |

Q: Kuv ars, P: Plajiyoklaz, Af: Alkali Feldspat, B: Biotit, H: Hornblend, Au: Ajit, Ac: Tali Mineraller.

kabilen yaygın iri plajiyoklazlardan yapıldır. Tali mineralleri sefen, ilmenit ve manyetit teşkil eder.

Kuvars monzodiyoritler, diğer kayalara oranla Şükrüpaşa sahasının yayımlan daha sınırlı olan kayaçlarını oluşturur. Mevcudiyetleri bir kaç örnekte tanımlanmış olmaktan öteye gitmez, Gri, koyu yeşil, siyahımsı renkli bu kayaçlar granodiyorit porfirlerle skarn zonları arasında gözlenmeleri ile dikkat çekicidir. Mineralojik bileşimleri esas olarak plajiyoklaz, K-feldspat, kuvars ile daha az olarak biotit ve amfibollerden oluşmuştur (Çizelge 1). Amfibollerin hornblend, plajiyoklazların ise andezin bileşiminde olduğu saptanmıştır. Zirkon, sfen, apatit, manyetit ve ilmenit tali mineralleri teşkil eder. Diğer yandan, saha gözlemleri ve mikroskopik çalışmalar çalışılan sahada granodiyoritleri yaklaşık D-B doğrultuda kesen mikrogranodiyorit porfirlerin varlığını ortaya koymuştur. İçerdikleri mineral türü yönüyle granodiyoritlerle benzerlik içinde olan bu kayaçlar dayak şeklinli yerleşimleri ile farklı dokusal karakter kazanmıştır. Belirgin bir şekilde hamurun daha ince taneli olduğu bu kayaçlar kuvars ve plajiyoklaz fenokristalleri içermeleri ile dikkati çeker.

Şükrüpaşa sahasında tüm intrusif kayaçlar mağmatik aktivitenin son ürünleri olan gri-beyaz renkli aplit ve koyu renkli lamprofir dayaklanca kesilmiştir. Hipidiomorf taneli dokulu bu damar kayaçları da çok daha genç olan kuvars damarlarınınca kesilmiştir. Genellikle D-B doğrultulu olan lamprofirler aplit dayaklarına oranla daha fazla yayımlıdır ve Rezve deresi ve kollar boyunca bir çok yerde rahatlıkla izlenirler. Istranca'da Geç Kretase yaşlı volkanitlerle ilişkili olabileceği varsayılan bu kayaçlar mineralojik olarak plajiyoklaz, titanyumca zengin klinopiroksen, biotit ve opak minerallerden oluşurlar. İnce taneli kuvars ve feldspat kristallerinden oluşan aplitler, lamprofirlere oranla daha genç sokulumlardır.

Çalışılan sahada en genç birimi Rezve deresi ve yan kollar boyunca izlenen güncel alüvyonlar oluşturur. Bir kaç metre kalınlığına kadar ulaşabilen bu çökeller çoğunlukla ince orta taneli, kötü boylanmış elemanlardan yapılabir olup ilmenit, manyetit, granat, turmalin, rutil ve zirkon gibi ağır mineraller içerirler.

#### ŞÜKRÜPAŞA GRANİTOİDİNİN JEOKİMYASI

Şükrüpaşa sahasında yer alan plutonik kayaçların oluşum ortamları, kökenleri ve jeokimyasal karakteristiklerinin ortaya konulması amacı ile, mikroskopik incelemeler sonucu seçilmiş olan 12 adet örneğin ana ve eser element analizleri yapılmış, sonuçlar CLP .W. normları

ile birlikte Çizelge 2'de topluca verilmiştir. FeO içeriği titrasyon yöntemi ile,  $Al_2O_3$  ve  $Fe_2O_3$  yaş kimyasal yöntemlerle,  $SiO_2$  gravimetrik yöntemlerle saptanmış, diğer ana ve eser elementler ise atomik absorpsiyon spektrofotometre ve nötron aktivasyon yöntemi ile analiz edilmiştir. Ana elementler İTÜ Maden Fakültesi, Maden Yatakları-jeokimya Anabilim Dalı Laboratuvarında, eser elementler ise ACME Laboratuvarlarında (Kanada) yapılmıştır. CLP .W normlarının hesaplanmasında ve analiz sonuçlarının diyagramlara taşınmasında Newpet bilgisayar programından büyük ölçüde faydalanılmıştır.

Granitoidlere ait analiz sonuçları mağmalarda alkali, kalk-alkali niteliğini ortaya koymada yaygınca kullanılan Peacock (1931)'un alkali-kalsiyum diyagramında değerlendirildiğinde, örneklerin  $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$  değerleri arasında yüksek pozitif korelasyon ( $r=0.83$ ),  $SiO_2-CaO$  değerleri arasında ise yüksek negatif bir korelasyon ( $r=-0.90$ ) bulunduğu görülmektedir (Şekil 3). Alkali-kalsiyum indeksi ise alkali karaktere karşılık gelecek şekilde yaklaşık olarak 66'dır. İntusif kayaçların kalk-alkali karakteri Irvine ve Barager (1971)'in AFM diyagramınca açık bir şekilde desteklenmektedir (Şekil 3).

Şükrüpaşa granitoidleri Batchelor and Bowden (1985)'in R1-R2 diyagramına taşındığında, örneklerin 1 ve 2 nolu alanlarda toplandıkları, bu kayaçların yitim fazını takiben çarpışma öncesinde mantodan ayrımlaşarak türeyen bir magmadan itibaren geliştiğini ortaya koymaktadır (Şekil 4). Granitoidlerin esas element jeokimyasına dayalı ayrımlanmasında yaygınca kullanılan bir diğer diyagram Chappel ve White (1974)'ün Na ve K değerlerinde değişimleri yansıtan diyagramdır. Diyagram Na/K oranındaki değişime dayalı olarak I ve S tipi granitoid ayrımlanması imkanı verir. S tipi granitoidlerde Na değerlerindeki azalmaya karşın K değerlerinde bir artma meydana gelirken I tipi granitoidlerde tersine bir yönelim vardır. Bu nedenle I tipi granitoidlerin Na/K oranı S tipi granitoidlerden daha yüksektir. Çalışılan sahaya ait kayaç örnekleri yüksek Na içerikleri ile belirgin bir şekilde daha homojen bir kaynaktan türediği kabul edilen I tipi granitoid alanında toplanmaktadır (Şekil 5). Bu sonuç Çizelge 1'de verilmiş CLP .W normatif hesaplamalarında diyopsitin ortaya çıkması ve normatif korundun % Tden küçük olması ile uyum içindedir. Şükrüpaşa sokulumuna ait eser element sonuçları Pearce ve diğ. (1984)'nin tektonik diskriminasyon diyagramlarına taşındığında ise kayaçların volkanik yay ortamında yer aldıkları ortaya çıkmaktadır (Şekil 6). Buradan hareketle yitim zonunda mağmatizmanın büyük iyon çaplı litofil elementlerce (LIL) zenginleştiği, buna karşın yüksek

ÜKRÜPAŞA SOKULUMU (KIRKLARELİ) İLE İLİŞKİLİ Cu-Mo CEVHERLEŞMESİ

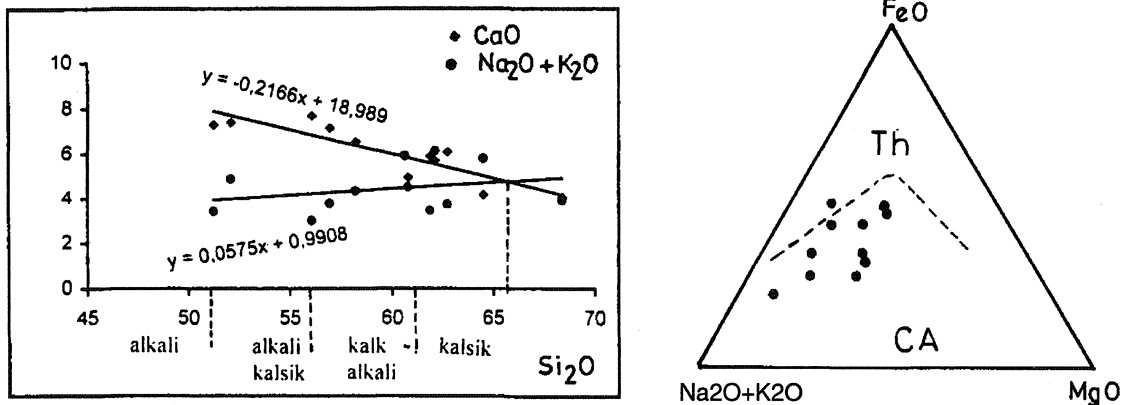
lan gücüne haiz elementlerce (HFS) tüketilmiş olduğu nlaşılmaktadır. Ancak yitim zonu ile ilişkili mağmatik ayaçların jeokimyasal özelliklerinde primitif yay, nor- lal ada yayı ve yay ardı kesimlerinde doğal olarak bazı

farklılıklar ortaya çıkar. Bu durum yitim esnasında mey- dana gelen kabuk asimilasyonu ve kalmlaşan kabuktaki fraksiyonel kristalizasyonun bir sonucu olarak belirgin- leşir. Brojn ve diğ. (1984) tarafından geliştirilmiş olan

Çizelge 2. Şükrüpaşa Granitoidi kimyasal analiz sonuçları.

"able 2. Chemical analysis results of ide Şükrüpaşa granitoid.

| oksit.<br>A. (%)               | P1    | P2    | P9    | P10   | P12   | P15   | P16   | P18   | P20   | P22   | P23   | P2u5  |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 60.76 | 68.38 | 56.22 | 62.23 | 64.49 | 60.87 | 58.21 | 60.01 | 52.08 | 56.44 | 56.06 | 62.11 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17.60 | 15.90 | 18.10 | 17.16 | 17.04 | 16.04 | 16.09 | 15.03 | 18.63 | 12.83 | 18.65 | 15.04 |
| FeO                            | 0.48  | 0.23  | 0.70  | 0.57  | 0.35  | 1.04  | 0.88  | 1.10  | 0.43  | 0.60  | 0.57  | 0.90  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4.49  | 3.10  | 3.94  | 4.01  | 3.90  | 4.07  | 5.30  | 5.35  | 7.39  | 12.01 | 5.65  | 4.10  |
| CaO                            | 4.07  | 2.30  | 4.89  | 2.00  | 1.87  | 3.90  | 5.02  | 2.94  | 4.05  | 2.95  | 4.47  | 2.18  |
| MgO                            | 1.63  | 0.98  | 3.01  | 2.35  | 0.90  | 2.40  | 2.14  | 1.80  | 3.47  | 3.00  | 3.10  | 2.60  |
| Na <sub>2</sub> O              | 4.95  | 4.07  | 7.30  | 6.10  | 4.18  | 5.90  | 6.55  | 5.90  | 7.40  | 7.15  | 7.70  | 5.70  |
| K <sub>2</sub> O               | 2.85  | 2.03  | 2.80  | 2.44  | 3.01  | 1.90  | 2.71  | 3.53  | 2.58  | 3.00  | 1.98  | 2.90  |
| CO <sub>2</sub>                | 1.67  | 1.90  | 0.64  | 1.31  | 2.80  | 1.56  | 1.63  | 2.40  | 2.30  | 0.78  | 1.05  | 3.25  |
| MnO                            | 0.10  | 0.08  | 0.10  | 0.08  | 0.10  | 0.10  | 0.10  | 0.05  | 0.10  | 0.08  | 0.05  | 0.15  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.13  | 0.05  | 0.10  | 0.10  | 0.10  | 0.12  | 0.10  | 0.12  | 0.10  | 0.10  | 0.05  | 0.10  |
| S, Z,                          | 1.05  | 0.97  | 1.89  | 1.14  | 0.73  | 1.09  | 0.85  | 1.16  | 1.16  | 0.93  | 0.56  | 0.95  |
| Top.                           | 99.78 | 99.99 | 99.60 | 99.49 | 99.47 | 98.99 | 99.58 | 99.39 | 99.69 | 99.87 | 99.89 | 99.98 |
| DIPW Normları                  |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| Al                             | 23.68 | 38.50 | 10.57 | 24.80 | 26.64 | 27.82 | 1989  | 18.08 | 8.00  | 20.31 | 18.19 | 18.88 |
| Cr                             | 9.89  | 11.25 | 3.79  | 7.75  | 16.57 | 9.25  | 9.65  | 14.21 | 13.61 | 4.62  | 6.22  | 19.24 |
| Nb                             | 24.11 | 17.18 | 23.69 | 24.03 | 25.47 | 16.08 | 22.93 | 29.87 | 21.83 | 25.38 | 16.25 | 24.54 |
| Ni                             | 23.94 | 20.12 | 34.96 | 29.87 | 20.34 | 28.74 | 28.05 | 18.10 | 32.49 | 19.26 | 38.19 | 18.48 |
| Si                             | -     | -     | 0.63  | -     | -     | -     | 3.34  | 8.31  | 2.95  | 12.28 | -     | 7.51  |
| Ti                             | 7.05  | 3.87  | 11.94 | 5.85  | 2.24  | 8.24  | 4.77  | 0.64  | 7.82  | 1.79  | 10.41 | 3.01  |
| Ta                             | 6.80  | 4.49  | 5.71  | 5.05  | 5.35  | 5.90  | 7.68  | 6.45  | 11.15 | 8.03  | 8.19  | 4.49  |
| Tm                             | -     | -     | -     | 0.52  | 0.22  | -     | -     | 0.90  | -     | 6.47  | 2.19  | 0.72  |
| U                              | 0.91  | 0.44  | 1.33  | 1.08  | 0.66  | 1.97  | 1.67  | 2.90  | 0.82  | 1.14  | 1.08  | 1.71  |
| Vp                             | 0.31  | 0.12  | 0.24  | 0.24  | 0.24  | 0.29  | 0.24  | 0.29  | 0.24  | 0.24  | 0.12  | 0.24  |
| W                              | 2.34  | 3.15  | -     | 0.14  | 1.62  | 0.71  | -     | -     | -     | -     | 0.38  | 1.31  |
| Z                              | 0.01  | 0.01  | 0.01  | 0.01  | 0.02  | 0.02  | 0.01  | 0.01  | 0.01  | 0.01  | 0.01  | 0.01  |
| Top.                           | 99.05 | 99.13 | 92.23 | 99.35 | 99.37 | 99.02 | 99.24 | 98.95 | 98.92 | 99.13 | 99.55 | 99.23 |
| Bazı elementler (ppm)          |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| Ba                             | 327   | 471   | 203   | 263   | 490   | 370   | 360   | 514   | 245   | 261   | 410   | 980   |
| Cu                             | 1300  | 700   | 3500  | 490   | 1900  | 9000  | 3100  | 4300  | 2700  | 700   | 650   | 1200  |
| Mo                             | 70    | 40    | 200   | 40    | 100   | 300   | 70    | 1000  | 150   | 70    | 200   | 100   |
| Zn                             | 35    | 62    | 76    | 40    | 23    | 35    | 68    | 40    | 34    | 100   | 73    | 65    |
| Pb                             | 40    | 10    | 10    | 8     | 20    | 15    | 15    | 18    | 16    | 10    | 13    | 15    |
| Rb                             | 56    | 60    | 32    | 20    | 60    | 67    | 54    | 75    | 44    | 27    | 40    | 79    |
| Sr                             | 388   | 340   | 315   | 505   | 335   | 412   | 318   | 384   | 356   | 370   | 552   | 590   |
| Y                              | 17    | 15    | 12    | 8     | 18    | 25    | 21    | 24    | 16    | 9     | 21    | 36    |
| Zr                             | 72    | 63    | 50    | 60    | 81    | 105   | 59    | 48    | 58    | 33    | 43    | 67    |
| Nb                             | 6     | 3     | 7     | 2     | 1     | 2     | 3     | 12    | 8     | 4     | 2     | 4     |
| La                             | 18    | 17    | 20    | 15    | 19    | 18    | 17    | 16    | 42    | 7     | 18    | 40    |
| Ce                             | 28    | 35    | 83    | 43    | 32    | 43    | 24    | 80    | 26    | 30    | 58    | 69    |



Şekil 3. Şükrüpaşa plutonunun alkali-kalsiyum ilişkisi (Peacock 1931) ve AFM diyagramı (Irvine ve Barager, 1971).

Figure 3. Alkali-lime relation of the Şükrüpaşa pluton based on the diagram from Peacock (1931), and AFM plots of the sample (Irvine and Barager 1971).

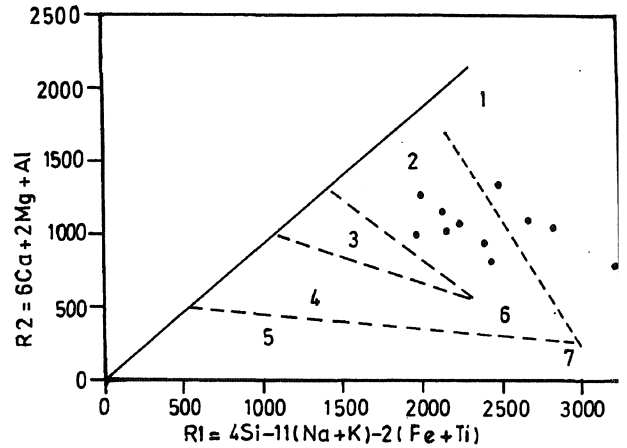
Nb-Rb/Zr ve Y-Rb/Zr diyagramlarında Şükrüpaşa granitoidi primitif ada yaylarından normal kıtasal yaylara uzanan bir yay olgunluğu alanında yayılım gösterir (Şekil 7).

Granitoidlerin petrolojik değerlendirilmelerinde kayaç oluşturuca bazı mafik minerallerin kullanılması yaygınca benimsenen bir yöntemdir. Bu amaçla yaygınca kullanılan minerallerden birini biotit oluşturur. Kaba taneli mafik kayaçlarda geç oluşan ve nispeten nadir olan biotit felsik kayaçlarda bol oranda, çoğunlukla kuvars ve feldspatlara eşlik eder. Plutonik kayaçlarda biotitlerin kimyasal bileşimleri ile kayacın türü arasındaki ilişkileri yansıtan değerlendirmeler, bu mineralin alterasyona olan eğilimi, birincil biotitler ile ikincil biotitlerin ayrılmasındaki güçlükler ve yapıdaki olası oktahedral boşlukların miktarında yanılığlara yol açabilmektedir. Bununla birlikte biotitlerin (FeO+MnO), (Fe<sub>2</sub>O+TiO<sub>2</sub>) ve (MgO) içeriklerinin değişimlerine göre magmatik, volkanik veya metamorfik kayaç tanımlamasının yapılması ideal yapıların korunduğu durumlarda mümkündür. Benzer şekilde Fe<sup>+2</sup> ve Mg'un oransal değişimi birinci ve ikincil biotitleri ayırmada önemli sonuçlar verir (Heinrich 1946).

Abdel-Rahman (1994) çok sayıda biyotit analizinden hareketle geliştirdiği ikili ve üçlü diskriminasyon diyagramlarında, anorojenik alkali birlik, peralüminyumlu birlik ve kalk-alkali orojenik birlik biyotitlerin sınıflamasını olanaklı kılmıştır. Diğer bir ifadeyle plutonik kay açların alkali, kalk-alkali karakterlerinin tanımlanmasında biyotitlerin major element analiz sonuçları kullanılabilir. Bu amaçla Şükrüpaşa sahası granitoidine ait biyotitlerin mikroprob yöntemi ile major element analiz-

leri yapılmış, sonuçlar tanımsal diyagramlara taşınmıştır.

Şükrüpaşa sokulumuna ait biyotitlerin Mg (Al<sup>VI</sup>+Fe<sup>3+</sup>+Ti) - (Fe<sup>2+</sup>+Mn) üçgen diyagramındaki yaylımları, bunların Mg-biyotit ile Fe<sup>+2</sup>'ce zengin biyotitlik olduğunu, ancak Mg-biyotit türünün daha baskın olduğunu,



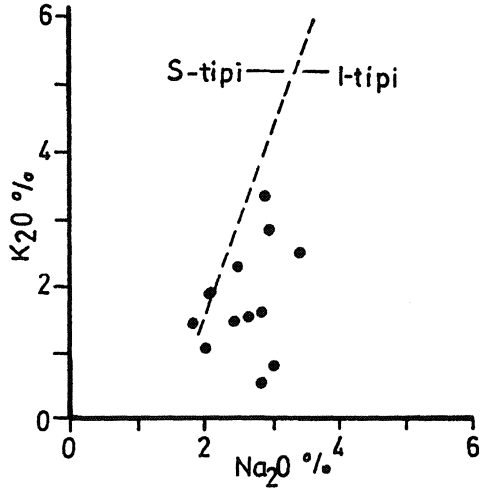
Şekil 4. Şükrüpaşa sokulumundan alınan örnekleri Batchelor ve Bowden, 1985 (R<sub>1</sub> - R<sub>2</sub> çizimleri) diyagramında dağılımları.

1- Manto ayrışması, 2- Kıta öncesi çarpışma, 3- Çarpışmada sonraki yükselim, 4- Geç orojenik, 5- Anorojenik, 6- Çarpışma ile eş zamanlı, 7- Çarpışma sonrası.

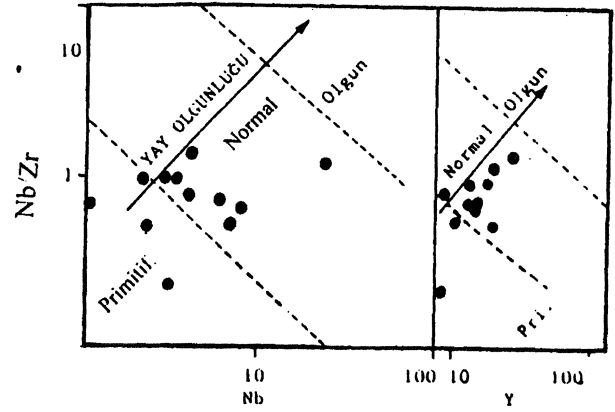
Figure 4. R<sub>1</sub>-R<sub>2</sub> plots (Batchelor and Bowden 1985) of selected samples taken from the Şükrüpaşa pluton.

1- Mantle fractionates, 2- Pre-plate collision, 3- Post-collision uplift, 4- Late-orogenic, 5- Anorogenic, 6- Syn-collision, 7- Post-orogenic

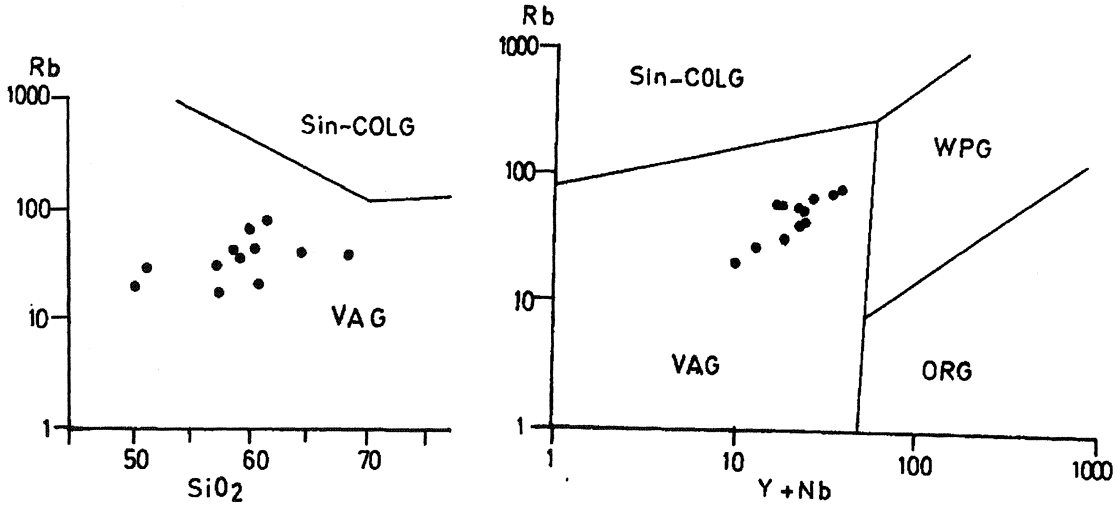
ŞÜKRÜPAŞA SOKULUMU (KIRKLARELİ) İLE İLİŞKİLİ Cu-Mo CEVHERLEŞMESİ



Şekil 5. Şükrüpaşa plutonundan alınan örneklerin  $\text{Na}_2\text{O}$ - $\text{K}_2\text{O}$  diyagramı. Ayırım çizgisi Chappel ve White (1974)'in verilerine dayandırılmıştır.  
Figure 5.  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{Na}_2\text{O}$  plots of the samples. Dashed line based on the criteria of Chappel and White (1974).



Şekil 7. Şükrüpaşa granitoidlerinin yay olgunluğunu gösteren  $\text{Rb}/\text{Zr}$ - $\text{Nb}$  ve  $\text{Y}$  diyagramları (Brojn ve diğ. 1984).  
Figure 7.  $\text{Rb}/\text{Zr}$  vs  $\text{Nb}$  and  $\text{Y}$  plots for the samples taken from the Şükrüpaşa granitoid indicating arc maturity suggested by Brown et al. (1984).



Şekil 6. Çalışma sahasından alınan granitoid örneklerinin tektonik diskriminasyon diyagramlarında dağılımları (Pearce ve diğ. 1984)  
Figure 6.  $\text{Rb}$  vs  $\text{SiO}_2$  and  $\text{Rb}$  vs  $(\text{Y}+\text{Nb})$  discriminant plots (Pearce et al. 1984) of the samples taken from the Şükrüpaşa pluton.

ğunu (Şekil 8a),  $\text{MgO}$ - $\text{FeO}$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$  diyagramında ise esas olarak amfibol ve diğer ferromagnezyen minerallerle bir birlik oluşturduğunu ortaya koymaktadır (Şekil 8b). Kimyasal analizler sonuçları Abdel-Rahman (1994)'ün tektonomagmatik üçgen ve ikili diyagramlarına taşındı-

ğında (Şekil 8c-d) ise örneklerin C bölgesinde kümelenme gösterdiği, kayaların kalk-alkali orojenik birliğin üyeleri oldukları görülmektedir. Bu eğilim, granitoidlerin esas ve eser element sonuçlarının ortaya koyduğu neticelerle esas olarak uyumluluk içindedir.

Çizelge 3. Şükrüpaşa sahası granitoidine ait birincil biyotitlerin kimyasal analiz sonuçları (Ağırlık %'si)

Table 3. Chemical analysis results of primary biotites from the Şükrüpaşa intrusion.

|                                | 1            | 2            | 3            | 4            |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 40.42        | 38.63        | 39.28        | 38.53        |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13.98        | 13.60        | 14.17        | 13.95        |
| TiO <sub>2</sub>               | 5.98         | 6.03         | 5.83         | 5.92         |
| FeO                            | 13.81        | 14.36        | 14.98        | 16.40        |
| MgO                            | 13.01        | 14.01        | 12.10        | 11.85        |
| CaO                            | 0.30         | 0.20         | 0.13         | 0.15         |
| KO                             | 9.70         | 9.78         | 9.79         | 10.13        |
| <b>Toplam</b>                  | <b>96.90</b> | <b>96.61</b> | <b>96.28</b> | <b>96.93</b> |

### CEVHER MİNERALOGİSİ

Şükrüpaşa sahasında sokulum yapan kayalarda, özellikle granodiyorit porfirler içinde ve skarn zonlarında olmak üzere iki farklı tipte cevherleşme izlenir. Granodiyoritlere bağlı cevherleşme izleri, dikkatli bir gözlemlerle Rezve deresi ve yan kollarının yatağına derine kazımları sonucu açığa çıkmış olan mostralarda rahatlıkla gözlenir. Bu tür cevherleşme anakaya içinde daha çok saçılmış, damarcık, çatlak dolgusu, daha az olmak üzere ağsallık şeklinde gelişmiştir. Granodiyorit porfirlerin KB-GD ve D-B doğrultulu çatlak ve kırıkları gayet belirgin bir şekilde cevherlidir. Yer yer 50 cm genişliğe ulaşan birbirine esas olarak paralel sayısız bu cevherli çatlak ve kırıklar kalınlıkları 10 cm'yi bulan hidrotermal kuvars damarlanınca kesilmiştir. Cevherli kütle içinde hidrotermal dönüşümler sonucu oluşabilen alterasyon kuşakları Şükrüpaşa sahasında ya gelişmemiştir ya da zayıf veriler sunar. Skarn tipi cevherleşmeler büyük çoğunlukla granodiyorit porfirlerin kısmen dolomitik kireçtaşları, daha az oranda kalkıştı ve metakumtaşları dokanağında oluşmuş daha sonra sokulum yapmış olan mikrogranodiyorit porfirlerden etkilenmiştir. Mikrogranodiyorit porfir dayaklarla ilişkili post-skarn hidrotermal eriyiklerle oluşmuş cevher mineralleri ilksel skarn minerallerini belirgin bir şekilde kesmiştir.

Şükrüpaşa sahasında cevherleşme nispeten basittir. Ekonomik nitelikli olabilecek cevher daha çok Cu-Mo mineralizasyonu şeklinde ortaya çıkar. Saha esasen bir bakır yatağı olarak dikkate alınır da bugün için işletilmekten uzaktır. Skarn zonlarında yaygın şekilde izlenen

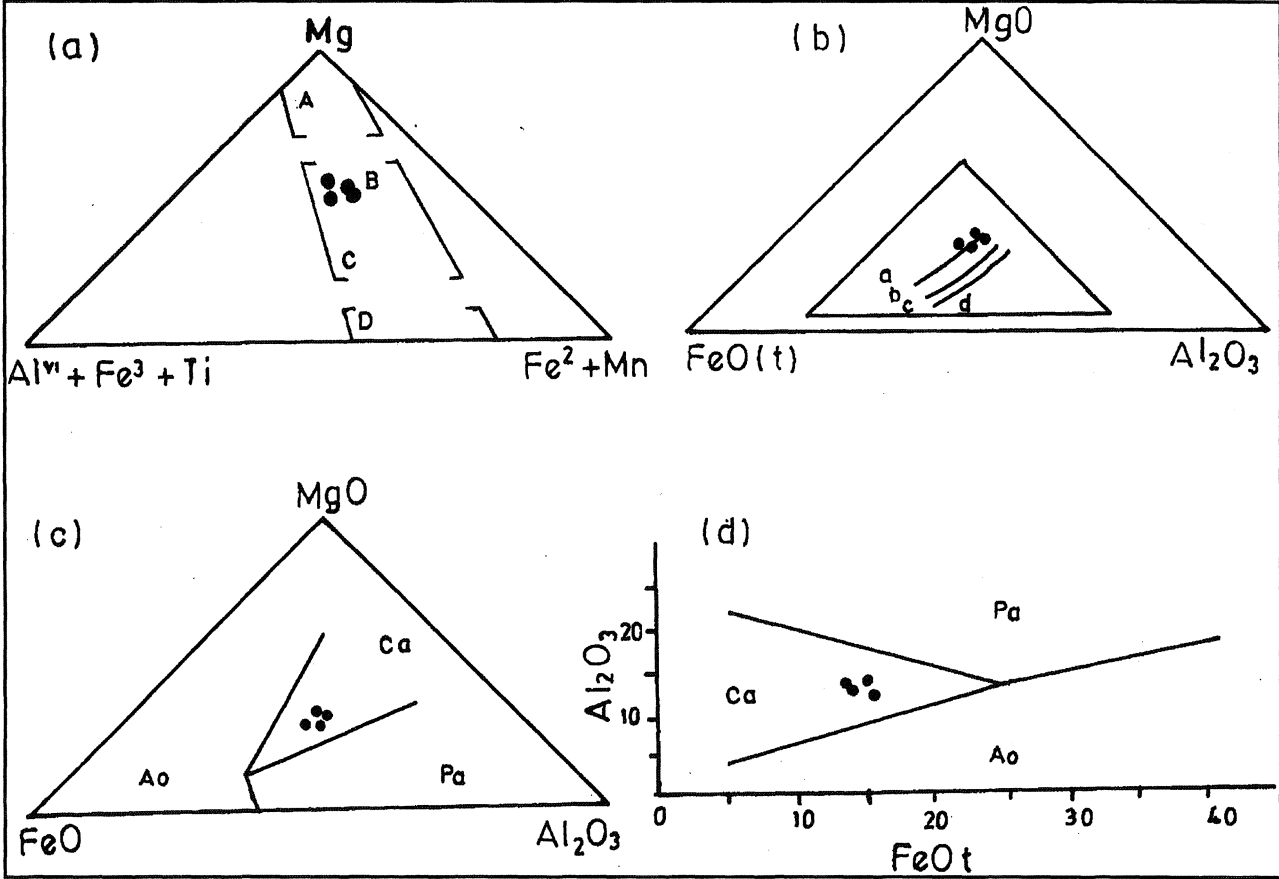
cevher minerallerini pirit, manyetit, kalkopirit, bornit, şelit ve Bi-mineralleri, daha az olmak üzere kalkopirit içinde yıldızcıklar şeklinde sfalerit, galen, pirotin, enarjit, arsenopirit, kovelin, kalkozin gibi mineraller oluşur. Cevherli ana kütle içinde izlenen mineraller ise esas olarak pirit, kalkopirit ve molibdenitten ibarettir. Bu minerallere iz oranda sfalerit, galen, enarjit, neodijenit, markasit, kalkosin, kovelin, ilmenomanyetit, ilmenit, rutil, anatas, götit, azurit, malakit ve psilomelan eşlik eder. Sahada tanımlanan önemli cevher minerallerinin genel özellikleri aşağıda verilmiştir.

**Pirit:** Çalışılan sahada kalkopiritle birlikte en fazla gözlenen sülfür mineralidir. Granitoidler içinde ve kontakt zonlarında öz şekilsiz-yan özşekilli saçılmış taneler halinde, yer yer 3-4 mm boyutlarında iri kristaller halinde, bazen de mikro çatlaklar içinde ince damarcıklar halinde gelişmiştir. Kayaç içinde manyetit ve ilmenit gibi mineralleri ornattığı, kalkopiritle birlikte bu minerallerle yaygın ikili veya üçlü birlikler oluşturduğu gözlenmiştir. Kristallerde izlenen kalıntı manyetit varlığı hidrotermal koşullar altında manyetit piritleşmiş olduğunun bir işaretidir. Bir kaç kesitte kalkopirit eksolüsyonları içeren pirit kristalleri saptanmış olmakla birlikte genel olarak iri taneli olanlar yer yer bol oranda manyetit, kalkopirit, sfalerit ve ilmenit kapanından içerir. Kontaklara yakın kesimlerde ince damarcıklar içinde ikincil oluşumları da gözlenmiştir.

**Kalkopirit:** En önemli cevher mineralidir. Çoğunlukla piritle eşlik eder. Esas olarak öz şekilsiz, daha az olarak da yan özşekilli kristaller halinde gelişmiş olup yer yer 2 mm'lik tane boyutuna ulaşır. Bir kaç örnekte kalkopirit içinde yıldızcıklar şeklinde sfalerit varlığı belirlenmiştir. Şükrüpaşa'da belirgin şekilde iki farklı kristalleşme evresini simgeleyen kalkopirit oluşumları saptanmıştır. Granodiyoritler içinde primer molibdenite eşlik eden kalkopiritler kayacın kristalleşme evresinin bir parçasını oluşturacak şekilde yüksek sıcaklık evresini simgeler. İkincil evrede gelişen kalkopiritler ise remobilize olmuş sülfür minerallerinden itibaren gelişen ve çoğunlukla ikincil çatlaklarda izlenen cevherleşmelerle ilişkilidir. Kalkopiritin alterasyonu sonucu kovelin, kalkozin, malakit ve azurit gibi mineraller oluşmuştur.

**Molibdenit:** Kalkopirit ve pirit gibi minerallere eşlik eder. Oldukça ince taneli olan molibdenit kayaç içinde saçılmış taneler halinde, bazen kuvars damarcıkları içinde gözlenir. İnce tane boyu mikroskopik tanımlamalar yapmada zorluklar doğurmakla birlikte, çubuk şekilli kristallerde yer yer önemli deformasyonları saptanmıştır. Molibdenit/kalkopirit oranı çalışılan sahada yaklaşık





Şekil 8. Şükrüpaşa granitoyidi içindeki biyotitlerin kimyasal sınıflandırılması ve diskriminasyon diyagramları (Abdel-Rahman 1994). A: Flogopitler, B: Mg-biyotitler, C:  $Fe^{+2}$  biyotitler, D: Siderofillit ve lepidomelanlar a. Biyotit-amfibol birlikteliği, b: Biyotit ve diğer ferromagnezyen minerallerin birlikteliği, c: Biyotit-muskovit birlikteliği, d: Biyotit-alüminosilikat birlikteliği, Ao: Anorojenik alkalın birliktelerdeki biyotitler, Ca: Kalk-alkali orojenik birliklerdeki biyotitler, Pa: Peralüminyumlu birliklerdeki biyotitler

Figure 8. The chemical classification and chemical discriminant plots of biotites from the Şükrüpaşa granitoid (Abdel-Rahman 1994). a: Phlogopites, B: Mg-Biotites, C:  $Fe^{+2}$  biotites, D: Siderophyllites and lepidomelans.

a. Biotite associated with amphibole, b: Biotite associated with other mafic minerals, c: Biotite associated with muskovite, d: Biotite associated with aluminium silicates.

Ao: Biotite in anorogenic alkaline suites, Ca: Biotite in calc-alkaline orogenic suites, Pa: Biotite in peraluminous (including S-type) suites.

olarak 1/35 civarındadır.

**Bornit:** Kalkopirite oranla daha az, ancak kovelin ve kalkozin gibi bakır minerallerine oranla daha fazla gözlenen mineraldir. Bazı bornit kristalleri belirgin bir şekilde kalkopirite ornatmış şekilde izlenir. Hidrotermal alterasyonlar sonucu kalkozin, kovelin ve limonite dönüşmüş kristallere de rastlanılmıştır. Şükrüpaşa sahasında bornit başlıca primer bakır minerallerinden biridir.

**Şelit:** İnce taneli kristaller şeklinde kontaktlar boyunca oluşmuş olup çoğunlukla saçınımlar şeklinde izlenir. Genetik olarak kuvars damarları ile ilişkilidir.

**Bizmut mineralleri:** Bir kaç örnekte saptanmış olmakla sınırlıdır. Yalnızca mineralojik önem arz ederler. Büyük çoğunlukla iri pirit, kalkopirit ve bornit kristalleri içinde ince tanelenmiş kapammlar halinde izlenirler. Şükrüpaşa'da bizmut mineralleri; bizmutin, tetradimit, pilsenit, joseit, nabit vittişenitten oluşur (Taner ve Çağatay 1983).

**Manyetit:** Granitoidlerden alınan tüm örneklerde değişken oranda saptanmış olan manyetit, bu kay açlardan beslenen dere kumlan içinde belirgin bir derişime ulaşmıştır. Yan özşekilli kristaller halinde kayaç içinde

saçılmış taneler halinde izlenir. Yer yer pirit, kalkopirit gibi minerallerle dokusal ilişkili olup, kenarlarından ve dilinimlerinden başlayarak hematite dönüşmüştür (martitleşme). Bazı örneklerde iri manyetit kristalleri içinde manyetiti ornatan pirit ve kalkopirit kristalleri ile tanınmayan çok sayıda sülfür mineralleri saptanmıştır. Kayaç içinde piritle birlikte ikincil çatlaklar içinde de izlenir.

#### CEVHERLEŞME, SÜKSESYON VE YORUM

Şükrüpaşa sahasında birden fazla sokulumla şekillenmiş iki farklı cevherleşme evresine ait veriler saptanmıştır. Esas olarak, cevher parajenezinin benzer olduğu bu evrelerden birincisi kuvars diyorit, tonalit ve granodiyoritlerden oluşan granitoidin yerleşmesi ile birlikte, anakayaç içinde ve daha az olarak ta kristalize kireçtaşları ile olan kontaklarda gelişmiştir. Bu cevherleşme evresi büyük ölçüde pirit, kalkopirit molibdenit ile daha az oranda manyetit, ilmenit, hematit ve kontaklarda gelişmiş şelit mineralizasyonunca temsil edilir. Anakayaç içindeki cevherleşme büyük çoğunlukla saçınındı, daha nadir olarak, özellikle de sokulumun kenar kesimlerine doğru damar ve damarcıklar şeklindedir. Birinci evreye ait materyalin az da olsa breşleşmiş olması, birinci evreyi takiben kayaçların deformatif kuvvetler etkisinde kaldığına işaret eder. Muhtemelen bu deformasyon, ikincil cevherleşme evresinin ilişkili olduğu mikrogranodiyorit porfirlerin sokulumuyla eş zamanlıdır. Mikrogranodiyorit porfirlerin sokulumu ile birlikte daha derin seviyelerdeki birincil sülfür mineralleri remobilize olmuş, mikrogranodiyorit porfirlere eşlik eden çözeltilerle üst seviyeler taşınarak kireçtaşları ile olan dokanaklarda pirometasomatik türde, diğer yerlerde ise ince damar tipi cevherleşmelere yol açmıştır. Şükrüpaşa'da asıl cevherleşme bu evrede gelişmiştir. Mikrogranodiyorit porfirlerin granodiyorit ve tonalitleri kestiği alanlar ile bunların kireçtaşları ile olan dokanaklarının yüksek Cu ve Mo içeriğine sahip olması bu fikri destekler nitelikte görünür. Bu durum, sahanın yaklaşık D-B ve KD-GB doğrultularında oluşturulmuş profiller boyunca alınan örneklerin Cu içeriklerinin değişimini gösteren Şekil 9'da da açıkça görülmektedir. Belirgin bir şekilde mikrogranodiyorit porfirlerin bulunmadığı alanlarda Cu içeriği daha düşüktür. İkincil evreye ait mineraller esas olarak birincil evrede oluşmuş olan minerallere benzer, ancak ek olarak kontaklarda bizmut minerallerinin varlığı saptanmıştır. Mikroskopik incelemeler, birincil evreye ait minerallerin ikincil sülfür mineralleri içeren ince damarlarca kesildiğini, birincil evre minerallerinin ikinciler tarafından kuşatıldığını ve birincil manyetitlerin mar-

titleştiğini ortaya koyar. Nihayi olarak her iki cevherleşme evresi son ve üçüncü bir faz olan, az miktarda pirit ve molibdenit içeren kuvars damarlarıncı kesilmiştir. Bu evrede bir miktar mangan ve demir oksid zenginleşmiş olup, kayacı kısmen boyamıştır. Şükrüpaşa sahasında ekonomik yönden en önemli cevherleşmeler sokulumlarının kontaklarında gelişmiş olan pirometasomatik tip cevherdir. Kayda değer bir diğer husus da granitoid içindeki kireçtaşı anklavlarının etrafında sokulumun kimyasal yönden daha bazik bir karakter kazanmış olmasıdır. Şekil 10'da Üst Kretase mağmatizmasına bağlı Cu-Mo cevherleşmelerinin oluşumu şematik olarak verilmiştir.

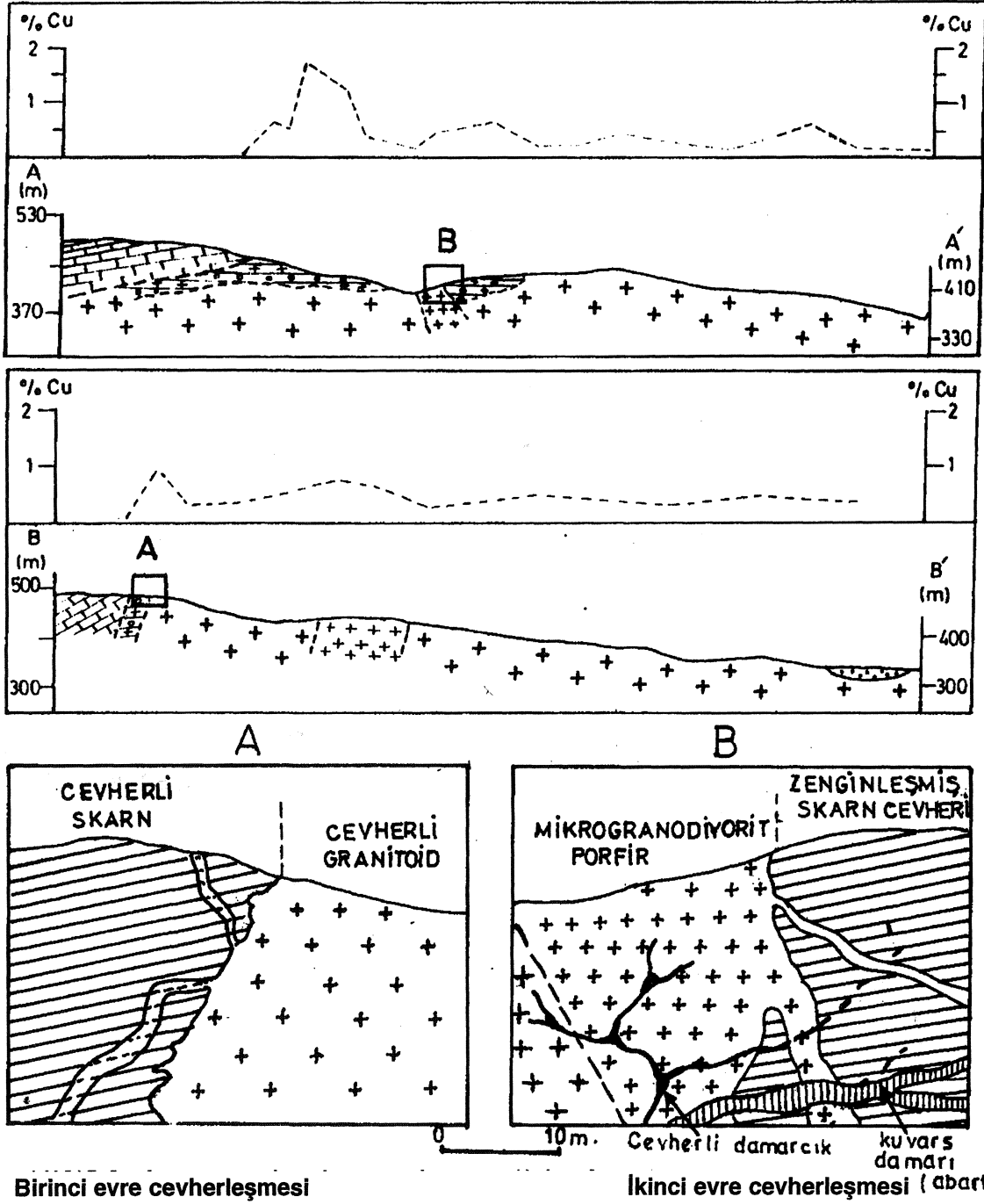
Genel olarak, çalışma sahasında süksesyon; manyetit, ilmenit, kalkopirit, molibdenit, şelit, sfalerit, pirit, bizmut mineralleri şeklinde gelişmiştir. Diğer oksid ve sülfür mineralleri eser miktarda izlenmeleri nedeniyle genel süksesyona dahil edilmemiştir. Malakit, azurit, kovelin, limonit ve götit gibi mineraller, pirit ve kalkopirit gibi minerallerin oksidasyonu sonucu gelişmiştir. Saha gözlemlerinde, skarn yüzeylenmeleri boyunca bol miktarda malakit, azurit, demir ve mangan oksid oluşumları saptanmıştır.

#### CEVHERLEŞMEYE İLİŞKİN İSTATİSTİKSEL DEĞERLENDİRMELER

Çalışılan sahada, cevherleşmenin dağılımı, bu dağılımın istatistiksel parametrelerinin saptanması ve derinlikle Cu ve Mo çiftleri arasındaki olası ilişkinin belirlenmesi amacıyla 250'ye yakın örneğin analiz sonuçları kullanılmıştır. Yapılan her bir sondaja ait Cu ve Mo değerleri Çizelge 4'de topluca verilmiştir (Acar ve Taner 1983). Genel olarak, Mo değerleri % 0.0-0.07 değerleri arasında kalacak şekilde nispetten dar bir aralıkta yayılım gösterirken, Cu değerleri % 0.04-6.0 olacak şekilde daha geniş bir aralıkta değişim gösterir. Derinlikle ilişkili olarak örnek sonuçlarının değişiminde sistematik bir azalma veya artış bulunmaz. Bazen birbirine yakın alınmış örneklerde dahi oldukça farklı sonuçlar elde edilmiştir.

Şekil 11 'de verilen Cu ve Mo değerleri dağılımlarını yansıtan histogramlara göre; gerek Cu gerekse de Mo değerleri yüksek standart sapma ve çarpıklık değerleri ile normal bir dağılım sergilemez. Cu için aritmetik ortalama % 0.59, standart sapma 0.72, çarpıklık 3.89 olup, Mo için aritmetik ortalama % 0.01, standart sapma 0.013, çarpıklık ise 2.09'dur. Cu ve Mo değerlerinin logaritmalarının alınması ile oluşturulan log-normal dağılım histogramlarına göre ise düşük pozitif çarpıklık ( $S_{kCu}=0.45$ ) ve ortalama % 0.41 ve 0.08 Cu ve Mo değer-

ŞÜKRÜPAŞA SOKULUMU (KIRKLARELİ) İLE İLİŞKİLİ Cu-Mo CEVHERLEŞMESİ



**Birinci evre cevherleşmesi**

Birinci evre cevherleşmesi

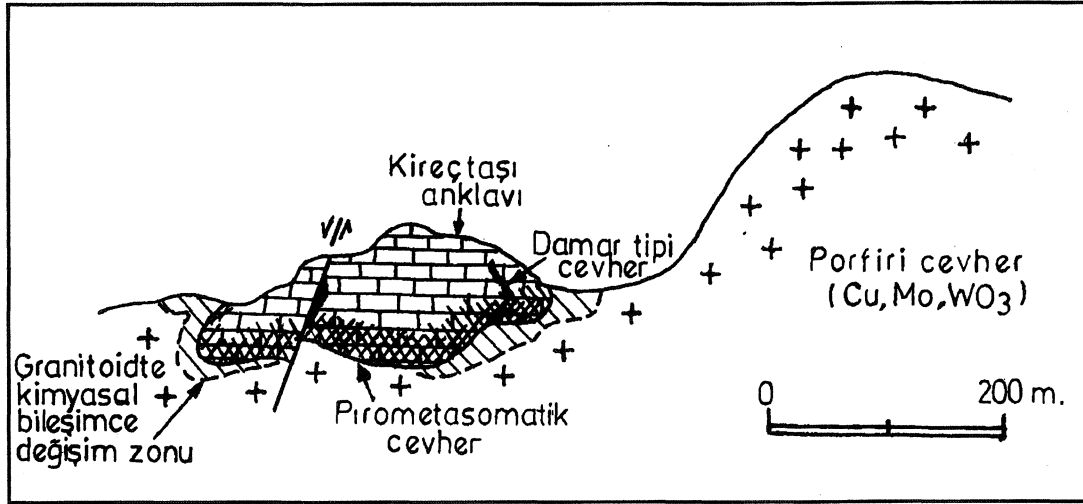
Şekil 9. Şükrüpaşa sahasında bazı doğrultularda oluşturulmuş kesitlerin Cu içeriğinin değişimi ve kontaklarda gelişen cevherleşmeler (Kesit hatları için Şekil 1'e bakınız).

Figure 9. Some cross sections showing the variation of Cu content and the pirometasomatik ore formed at the contacts in the study area (See Figure 1 for the cross sections).

leri bulunmuştur. Cu-Mo, Cu-derinlik ve Mo-derinlik çiftleri arasında saptanan regresyon doğrulan ve korelasyon katsayıları Şekil 12'de verilmiştir. Bu sonuçlara göre gerek Cu-Mo gerekse de element-derinlik çiftleri ara-

**İkinci evre cevherleşmesi (abartılmış)**

sında anlamlı bir ilişkinin bulunduğu söylenemez. Örneklerin tamamına yakın kesiminde Mo saptanmış olmakla birlikte, Cu değerleri ile Mo değerleri arasında çok zayıf ta olsa negatif bir ilişki mevcuttur. Benzer şe-

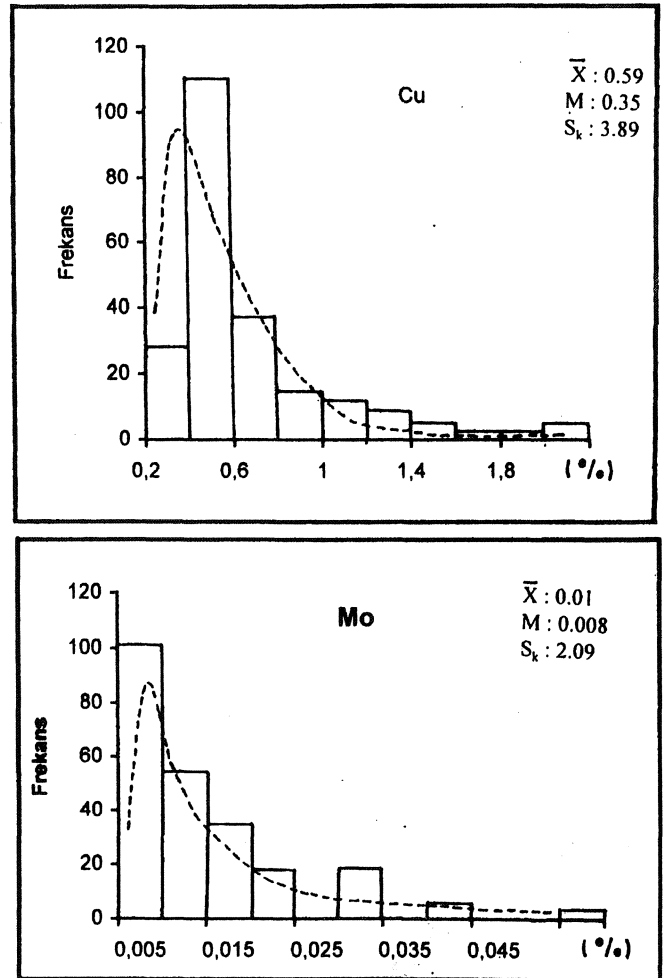


Şekil 10. Istranca masifinde granitoidlerle ilişkili cevherleşmelerin şematik gösterimi.

Figure 10. The various types of Cu-Mo mineralizations associated with granitoids in the Istranca massif

kilde artan derinlikle birlikte Cu değerlerinde zayıf bir azalma meydana gelirken, Mo değerlerinde pozitif bir ilişkinin bulunduğu saptanmıştır.

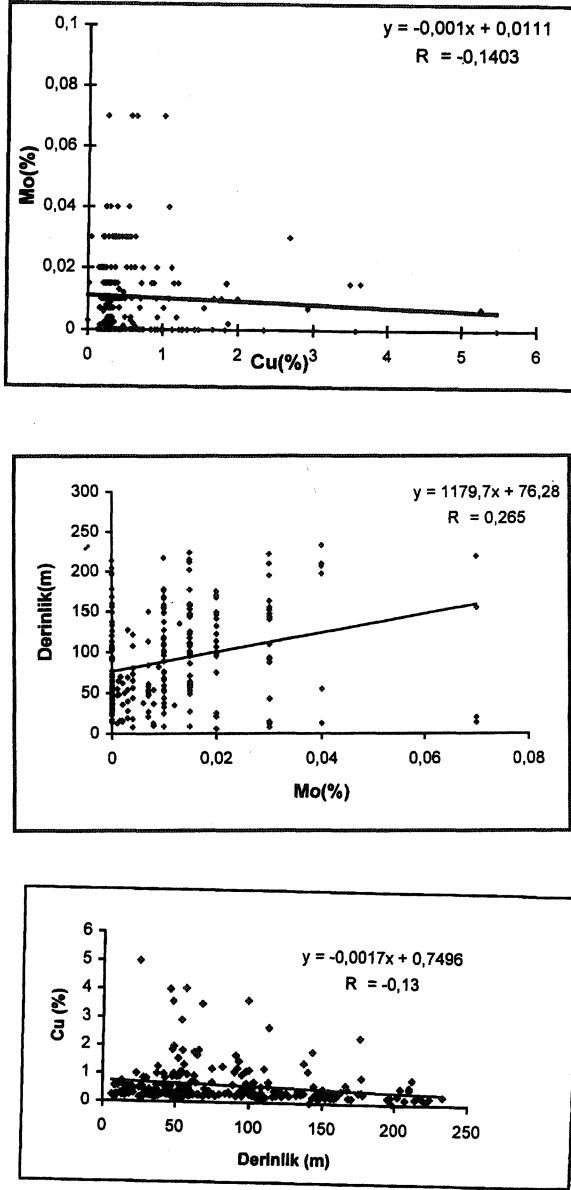
Şükrüpaşa sahasında yüzeyden alınan örneklerin Cu içeriğinin nasıl değiştiğinin daha iyi anlaşılabilmesi amacı ile, analiz değerlerinden hareketle lineer, kuadratik ve kübik yönelim yüzeyleri oluşturulmuş, sonuçlar Şekil 13'de bir arada verilmiştir. İstatistiksel bir yöntem olan yönelim yüzeyi (Polinoma uyarlama) analizi, yerel veya bölgesel cevherleşme alanlarının belirlenmesinde ve yönelimlerin ortaya konmasında yaygınca kullanılmaktadır (Gültekin ve diğ. 1996). Bu tür bir yöntemde bölgesel değişken olarak kabul edilen ve amaca göre tenor, kalınlık gibi herhangi bir büyüklük olabilen değerlerin dağılımını yansıtan basit bir geometrik şekil elde edilmektedir. Bu şekil iki veya daha fazla bağımsız değişken değerinden (örneğin değerler x, y koordinatı) bağımlı bir değişken (örneğin tenor, kalınlık v.b.) değerinin saptandığı polinom eşitliklerinden gidilerek, ara değerler atanması suretiyle oluşturulmaktadır. Yönelim yüzeyi analizi en basit şekli ile birinci dereceden lineer bir eşitlik ile ifade edilir ve eşitliğin ortaya koyduğu düzlem doğrular ile temsil edilir. İkinci dereceden yönelim yüzeyi bir parabol gösterir ve kuadratik yönelim yüzeyi olarak adlandırılır. Kübik yönelim yüzeyi analizinde ise dağılımı temsil eden yüzey içbükey veya dışbükey eğrilerle temsil edilmekte olup, çukur veya tepe alanlar ya da kapalı veya açık elipsoidler ortaya çıkmaktadır. Şükrüpaşa sahası lineer yönelim yüzeyi sonuçlarına göre kuzeybatıya doğru gidildikçe Cu değerlerinde bir artışın bulunduğu görülmektedir. Kuadratik yönelim yüzeyi ise



Şekil 11. Cu ve Mo değerleri histogramları.

Figure 11. Histograms of the Cu and Mo values.

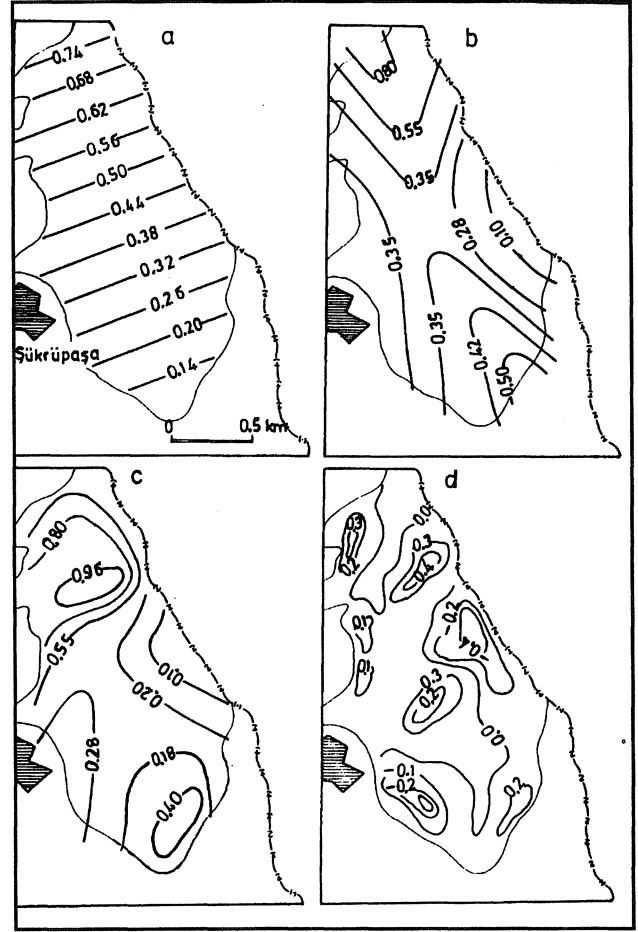
## ŞÜKRÜPAŞA SOKULUMU (KIRKLARELİ) İLE İLİŞKİLİ Cu-Mo CEVHERLEŞMESİ



Şekil 12. Cu-Mo, element-derinlik çiftleri regresyon doğrulan, korelasyon katsayıları.

Figure 12. The regression analysis and correlation coefficients for the Cu-Mo and element-depth pairs.

farklı alanlarda ana eksenini güneydoğu ve -kuzeybatı'ya yönelimli olan pozitif kapanmamış iki elipsoidin bulunduğunu ortaya koyar. 3. dereceden polinom eşikliğinin ortaya koyduğu yönelim yüzeyi esas olarak sahanın ku-



Şekil 13. Şükrüpaşa cevherleşmesi Cu değerlerine ait (a) doğrusal, (b) kuadratik, (c) kübik ve (d) kuadratik kalıntı yüzeyleri.

Figure 13. (a) Linear, (b) quadratic, (c) cubic trend surface and (d) quadratic residual trend surface map for Cu values in the Şükrüpaşa area.

zeyinde ve güneyinde ortayı çıkan kapanmış pozitif iki elipsoid şeklindedir. Tüm sonuçlar açıkça göstermektedir ki en yüksek değerlerin bulunduğu alanlar büyük çoğunlukla skarn zonlarının yayılımları ile çakışmaktadır. Diğer yandan birinci ve ikinci dereceden yönelim yüzeyi değerlerinde kuzeybatıya doğru izlenen artışların çalışılan saha dışında da yüksek Cu içeren alanların bulunabileceğini göstermesi yönüyle ilgi çekicidir.

Çizelge 4. Şükrüpaşa Cu-Mo cevherleşmesine ait sondaj değerleri

Table 4. Drill hole results for the Şükrüpaşa Cu-Mo mineralization

| Sondaj No | Kalınlık (m) | Ortalama Cu %'si | Ortalama Mo %'si | Analiz edilen örnek sayısı |
|-----------|--------------|------------------|------------------|----------------------------|
| 1         | 13.25        | 0.27             | 0.008            | -                          |
| 2         | 11.75        | 0.89             | 0.001            | 8                          |
| 3         | 59.2         | 0.7              | 0.024            | 45                         |
| 4         | 17.95        | 0.38             | 0.008            | 7                          |
| 5         | 14.03        | 2.0              | 0                | 5                          |
| 6         | 64.85        | 0.38             | 0.001            | -                          |
| 7         | 54.5         | 0.75             | 0.011            | 31                         |
| 8         | 55.58        | 0.95             | 0.013            | 22                         |
| 9         | 23.55        | 0.44             | 0.013            | 9                          |
| 11        | 33.18        | 0.49             | 0.008            | 15                         |
| 12        | 26.45        | 0.3              | 0.001            | -                          |
| 13        | 0            | 0                | 0                | -                          |
| 14        | 0            | 0                | 0                | -                          |
| 15        | 7.2          | 0.6              | 0.027            | 3                          |
| 16        | 11.6         | 0.36             | 0.065            | 6                          |
| 17        | 57.8         | 0.39             | 0.019            | 27                         |
| 18        | 69.33        | 0.42             | 0.02             | 26                         |
| 19        | 54.3         | 0.29             | 0.13             | 34                         |

(-): Analiz edilen örnek sayısı bilinmiyor.

Jeokimyasal araştırmalarda yönelim yüzeyi kalıntılarının incelenmesi cevherleşmeyi göstermesi yönüyle önem arz eder. Genel bir kural olarak, orijinal  $\hat{Z}_i$  değerleri ile hesaplamalar sonucu bulunmuş olan  $Z_i$  değerleri arasındaki farkların toplamının  $(\hat{Z}_i - Z_i)$  minimum olması arzu edilir. Ancak, orijinal değerler ile polinom eşitliğinden gidilerek bulunmuş olan değerler arasında bir miktar fark bulunmaktadır. Kalıntı olarak ifade edilen bu farklar yeni bir veri topluluğu olarak kabul edilerek konturlanmaktadır. Bu amaçla kalıntı Cu değerlerinin yalnızca kuadratik yüzey yönelimi oluşturulmuş, sonuç Şekil 13 d'de gösterilmiştir. Sunulmuş olan kuadratik kalıntı yüzeyinde pozitif anomalilerin bulunduğu alanlar yerel zenginleşme noktaları göstermesi yönüyle önem arz eder ki bu sonuç esas olarak skarnların yayılımı ile uyum içindedir.

## SONUÇLAR

Şükrüpaşa cevherleşmesi, kalk-alkali karakterli yaymağmatizması ürünleri granitoid porfirler içinde saçılımlı ve damar-damarcık ile sokulum-tortul örtü kayaç dokanaklarında pirometasomatik tip oluşumlar şeklindedir. Bulgaristan'daki Doğu Rodop-Srednogorie yapısal-metalojenik zonların Türkiye uzantısı içinde yer alan Kretase granitoidlerine bağlı saçınımlı cevherleşme esas olarak kayacın kristalleşme periyodunun bir parçasını oluşturur ve daha sonraki bir evrede sokulmuş dayk şekilli nötr-asitik sokulumlardan etkilenmiştir. Şükrüpaşa sahasında asıl cevherleşme esas olarak bu tür mikrogranodiyorit porfirlerin sokulumu ile gelişmiştir.

Şükrüpaşa sahası sokulum kayaçları içindeki cevherleşme, içerdiği cevher mineralleri türü, cevherin nötr-asitik tür kayaçlarla olan ilişkisi, düşük bakır içeriği, buna karşın yüksek rezervli oluşu yönüyle porfiri tip cevherleşme özellikleri yansıtır. Bu esas özellikler dışında, kayaç içerisinde saçılımlı bakır minerallerinin nispetten düzenliliği ve kenar kesimlerinde damar ve damarcıklar şeklinde mineralizasyonlar ve cevherleşmenin Bulgaristan'da Sofya'dan Azerbaycan ve İran'a kadar uzanan porfiri tip cevherleşmelerin görüldüğü bir kuşak üzerinde bulunması bu fikri destekler görünen diğer verileri oluşturur. Buna karşın, porfiri bakır yataklarının tanınmasında önemli bulgulardan biri olan hidrotermal değişimlere uğramış yankayaçta alterasyon zonlarının izlenmemesi ya da bunlara ait verilerin zayıf olması porfiri yataklarda yaygınca izlenen kalkopirit ve pirit ornatmasının izlenmemesi, anakaya içinde cevherleşmenin belirgin bir şekilde KB-GD ve D-B doğrultulu bazı çatlaklarla ilişkisi porfiri tip bir cevherleşmenin zayıf yönlerini oluşturur. Diğer yandan, kalk-alkali plutonik kayaların dağılımı ile porfiri Cu yataklarının bölgesel konumları arasındaki ilişki dikkate alındığında porfiri Cu yataklarının bulunduğu kıta kenarları ve ada yaylan esas olarak kalk-alkali volkanizma ile tanımlanmakta olup, benzer şekilde Şükrüpaşa sokulumu da yaymağmatizması karakteri göstermektedir. Tüm veriler bir arada düşünüldüğünde Şükrüpaşa sahasında granitoidler içindeki saçınımlı birincil cevherleşmenin esas olarak porfiri tip olduğu, ancak daha sonraki bir evrede sokulum yapan ve kayaçta yer yer etkili silisleşme ve serizitleşmeye de neden olan mikrogranodiyorit porfirlerle bağlı çözeltilerle etkilendiği, sülfürlerin remobilize olması ile ikincil cevher damar ve damarcıklarının oluştuğu söylenebilir. Sokulum-örtü kayaç kontaklarında ise ortalama yüksek ısı sıcaklık koşulları altında Cu içeriği daha yük-

## ŞÜKRÜPAŞA SOKULUMU (KIRKLARELİ) İLE İLİŞKİLİ Cu-Mo CEVHERLEŞMESİ

sek pirometasomatik tip cevher gelişmiştir. Genel olarak, granitoidler içindeki cevher düşük bakır ve molibden içerikli olup bugün için ekonomik olmaktan uzak görünmektedir. Buna karşın skarnlar içindeki cevherleşme ikincil sokulum yapan mikrogranodiyorit porfirlerin hidrotermal eriyiklerin ürünü olarak da zenginleşme gösterdiklerinden daha fazla ekonomik önem arz ederler.

Genel olarak, Istranca masifi kontakt cevherleşmeleri içerdikleri şelit ve bizmut mineralleri ile ilgi çekicidir. İçerikleri, molibdenitten daha az olan bu mineraller, bazı yerlerde kısmen zenginleşmiş olmakla birlikte ekonomik bir önem arz etmezler. Yatakların oluşum sıcaklıkları hakkında kesin veriler bulunmamasıyla birlikte, Trakya bölgesinde benzer yataklarda vallerit ve kübanitin varlığı 250-300°C arasında bir cevherleşme sıcaklığının hakim olduğunu, kalkopirit içinde sfalerit yıldızcıklarının gözlenmiş olması, kalkopirit ikiz lamellerinin varlığı yatakların meso-katatermal sıcaklık koşullarında oluştuğunun düşünülmesine yol açmıştır (Taner ve Çağatay 1983).

### DEĞİNİLEN BELGELER

- Abdel-Rahman, A. M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas, Jour. of Petrol., 35, 525-541.
- Acar, F. E. ve Taner, F., 1983. Kırklareli, Demirköy-Şükrüpaşa Köyü Cu-Mo yatağı ayrıntılı jeolojisi, M.T.A. Rap. No: 250.
- Aral, EL, 1976. Kırklareli, Demirköy, Karadere civarı jeolojisi ve bakır aramalarına ilişkin prospeksiyon raporu, M.T.A. Rap. No: 1519.
- Aral, H. ve Erler, A., 1981, Porfiri bakır yatakları, ODTÜ. Müh. Fakültesi yayını No: 67.
- Aykol, A., ve Toker, S., 1993. The geochemistry and tectonic setting of the Demirköy Plotun of the Srednogorie-Istranca granitoid chain, NW Turkey, Min. Magazine^ 55, 249-256.
- Batchelor ve Bowden, 1985. Petrogenetic interpetation of granitoid rocks series using multicationic parameters, Chem.Geol., 48,43-55.
- Bogdanov, B., Dachev, H., ve Vulchanov, A., 1974, Metallogeny of Bulgaria in the context of plate tectonics; International Association on the Genesis of Ore Deposit (4th Symposium of IAGOD), Varna, Bulgaria, 58-63.
- Boncev, E., 1974. General features of the geological structure of Bulgaria, International Association on the Genesis of Ore Deposit (4th Symposium of IAGOD), Varna, Bulgaria, 35-43.
- Brown, G. C, Thorpe, R. S., ve Webb, P. C, 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments of magma sources, Ö. Geol. Soc. Lond., 141,413-426.
- Bürküt, Y., 1969. Istranca kristalin Masifinin petrojenezi, Madencilik Dergisi, Cilt VIII, Sayı 4,165-180.
- Çağatay, A. ve Çağatay, N., 1978. Porfiri bakır yatakları, Yer-yuvarı ve İnsan, Şubat, 32-37.
- Chappel, B. W. ve White, A. J. R., 1974. Two contrasting granite types, Pacific Geol., 8, 173-174.
- Çubukçu, E., 1979, Jeokimya prospeksiyon neticeleri, M.T.A. Maden Etüd Rap. No: 1712.
- Debon, F., Le Fort, P., 1982. A chemical mineralojigal classification of the plutonic rocks and association, Transaction of the Royal Soc. Edinburgh, Earth Sci., 73, 135-149.
- Gültekin, A. H., Yavuz, F., ve Budakoğlu, M., 1996. Çiniyeri-Küre (Tire, İzmir) plaser titanyum sahasından alınan toprak ve dere kumları titanyum içeriklerinin yönelim yüzeyi yöntemiyle incelenmesi; (Menderes Masifi-Batı Anadolu), Tr.J. of Earth Sciences, 5,1-10.
- Heinrich, E. W., 1946. Studies in the Mica group, the biotite-phlogopite series, Amer. J. Sci., 244, 836-848.
- Irvine, T. N. ve Baragar, W. R. A., 1971, A guide to the chemical classification of common volcanic rocks, Can. J. Earth Sci, 8, 523-48.
- Karagjuleva, J., Kostadinov, V. ve Boncev, E., 1979. The Carpat-Balkan sigmoid in the context of shearing transite Wrench fault Lines, Geologica Balkanica, 10.1,3-14.
- Peacock, M. A., 1931. Classification on igneous rocks, V. Geol., 39,65-67.
- Pearce, J. A. Harris, N. G. W. ve Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, J. Petrol., 25,956-983.
- Streckeisen, A. L., 1976. To each plutonic rock its proper name, Earth Sci, Rev., 12, 1-33.
- Taner, M. F. ve Çağatay, A., 1983. Istranca masifindeki maden yataklarının jeolojisi ve mineralojisi, T.J.K. Bülteni, Cilt 26, Sayı 1,31-40.
- Taner, M. F., 1981. Şükrüpaşa (Demirköy-Kırklareli) çevresinde jeolojik, petrografik inceleme ve Cevherleşme üzerine görüşler, M.T.A. Rap. No: 1777.

Makalenin geliş tarihi: 30.09.1997

Makalenin yayma kabul edildiği tarih: 11.08.1998

Received: September 30, 1997

Accepted: August 11, 1998







# Ayvacık (Çanakkale) bentonit yataklarındaki baydellit oluşumu

## *Occurrence of beidellite in Ayvacık (Çanakkale) bentonite deposits*

Fazlı Çoban İTÜ Maden Fakültesi Jeoloji Bölümü, Maslak, 80626 İstanbul.

### Öz

Baydellit, oktahedral katmanında esas olarak alüminyum içeren bir dioktaedral smektit mineralidir. Miyosen yaşlı volkanik kayalar içinde bulunan Ayvacık (Çanakkale) bentonit yataklarında baydellit oluşumu saptanmıştır. Bölgedeki volkanik kayalar başlıca bol kırıklı andezit, trakiandezit ve çok gözenekli türlerden meydana gelir. Çalışma bölgesinde; hidrotermal sıvılar kırık sistemleri boyunca yükselerek volkanik kayaları bentonitleştirmiştir. Baydellit minerali, bentonitleşme arasında özellikle andezitik kayalardaki plajyoklasların ve camlı türlerin alterasyon ürünü olarak meydana gelmiştir. X-ışınları incelemelerinde baydellitin düzensiz yapılı olduğu, montmorillonit ile birlikte bulunduğu ve kil boyutu diğer mineraller olarak illit, kaolinit, halloysit ve kristobalit varlığı tespit edilmiştir.

Anahtar sözcükler: Ayvacık bentoniti, baydellit, hidrotermal alterasyon.

### Abstract

*Beidellite is a dioctahedral smectite mineral, which contains principally (Al) ions in octahedral site. Beidellite mineral was found in the Ayvacık bentonite deposits, which were formed within Miocene volcanic rocks. In the Ayvacık region; volcanic rocks are composed of mainly highly fractured andesite, trachyandesite and highly porous tuffs. In the study area, hydrothermal solutions ascended through the fracture systems and altered volcanic rocks to bentonite. During bentonitization, beidellite mineral was occurred as an alteration product of plagioclase in andesitic rocks and vitric tuffs. X-ray diffraction data indicate an unusually ordered layer stacking arrangement of beidellite. Minor amount of illite, halloysite, kaolinite and cristobalite were determined during X-ray diffraction analysis of clay size.*

**Key words:** Ayvacık bentonite, beidellite, hydrothermal alteration.

### GİRİŞ

Dioktaedral smektit grubuna ait bir kil minerali olan baydellit ilk kez 1925 yılında Larsen ve Wherry tarafından Beidell (Colorado) bölgesinde tanımlanmıştır (Weir ve Greene-Kelly, 1962). Daha sonra, Nagelschmidt (1938), Grim ve Rowlands (1942), Greene-Kelly (1957), Weir ve Greene-Kelly (1962) tarafından baydellitin değişik özellikleri (optik, DTA, XRD, SEM vb.) incelenmiş ve oluşumu üzerinde çalışılmıştır. Bentonit yatakları içindeki baydellit oluşumu ile ilgili araştırmalar ise, Anderson ve Reynolds (1966), Nadeau ve diğ. (1985), Post (1995) ve Post ve diğ. (1997) gibi araştırmacılar tarafından yapılmıştır.

Batı Anadolu'da Ayvacık (Çanakkale) ilçesi güney-

doğusunda Ahmetçe, Hüseyinfakı ve Kayalar köyleri çevresinde Miyosen yaşlı volkanik kayalar ile ilişkili bentonit yatakları bulunmaktadır. Bölgedeki bentonit yataklarının jeolojisi, mineralojisi ve oluşumuna yönelik ayrıntılı çalışmalar Ece ve Çoban (1993) ve Çoban (1997a, b) tarafından gerçekleştirilmiştir.

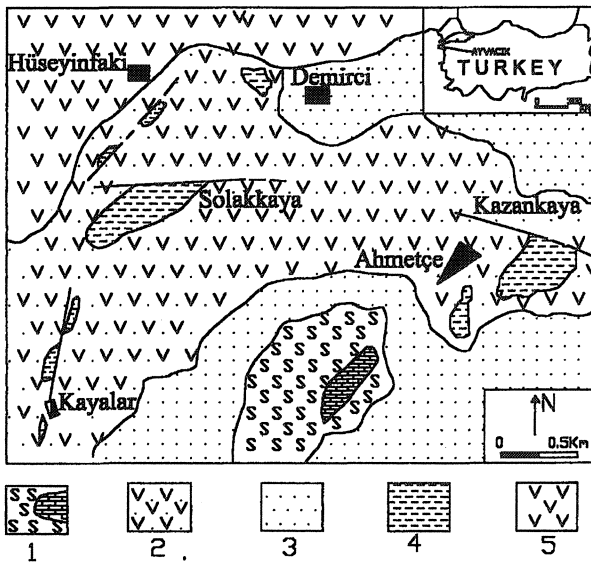
Bu çalışmada; ilgili bentonit yataklarında saptanan baydellit mineralinin özellikleri incelenmiş ve oluşumu ortaya konmaya çalışılmıştır.

### JEOLOJİ-PETROGRAFI

Bentonit yataklarının bulunduğu Ayvacık (Çanakkale) güneydoğusunda; karbonat bloklu spilit, kumtaşı ve piroklastiklerden meydana gelen Alt Triyas yaşlı birim

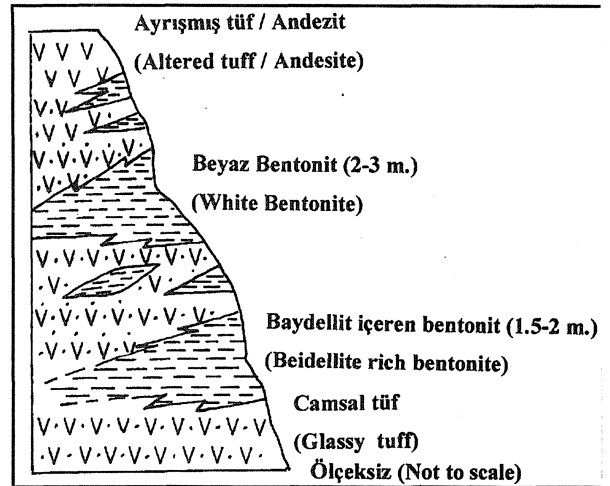
bölgedeki en yaşlı birimdir. Alt Triyas üzerine uyumsuz olarak gelen Miyosen yaşlı litolojik topluluk, eşyaşı görsel çökeller (kumtaşı, silttaşı, kiltası ve killi kireçtaşı) ve bentonit oluşumları kapsayan volkanitlerden meydana gelmiştir. Volkanitler alt kesimlerde andezit, trakiandezit, aglomera ve tüfler; üst kesimlerde ise bazaltik andezit ve bazaltlar ile temsil edilmiştir (Şekil 1). Miyosen yaşlı volkanik istifin orta seviyelerinde bulunan ve değişik kalınlıklar (5-20 m) gösteren bentonit oluşumları; yapısal olarak yaklaşık doğu-batı ve kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu faylar ile ilişkili olarak düzensiz mercekler ve cepler şeklinde yataklanmış olup, faylar boyunca yükselen hidrotermal sıvıların andezitik kay açları ve camlı tüfleri yerinde ayrıştırması ile meydana gelmiştir. Baydellit içeren Kayalar köyü yöresi bentonit oluşumuna ait kesit Şekil 2'de verilmiştir.

Yapılan optik mikroskop incelemelerinde bentonitleşme ile ilişkili volkanik kayaların büyük çoğunluğunun mikrolitik porfirik dokulu andezit, trakiandezit ve



Şekil 1. İnceleme alanının jeoloji haritası (Bingöl ve diğ., 1973 ve Çoban, 1997'a'dan sadeleştirilerek alınmıştır). 1: Alt Triyas (spilit, kumtaşı, piroklastikler), 2: Orta Miyosen (andezit, trakiandezit, tüf, aglomera), 3: orta Miyosen (kumtaşı, kiltası, silttaşı, kireçtaşı), 4: Bentonit, 5: Orta-Üst Miyosen (bazaltik andezit, bazalt).

Figure 1, Geological map of the studied area (Simplified from Bingöl et al., 1973 and Çoban, 1997a). 1: Lower Triassic (spilite, sandstone, pyroclastics), 2: Middle Miocene (andesite, trachyandesite, tuff, agglomerate), 3: Middle Miocene (sandstone, clastone, siltstone, limestone), 4: Bentonite, 5: Middle-Upper Miocene (basaltic andesite, basalt).



Şekil 2. Kayalar köyü yöresi bentonit oluşumunu gösteren dikme kesit.

Figure 2. Columnar section to illustrate the bentonite occurrence near Kayalar village.

camlı tüf bileşimli oldukları, bentonitleşmenin yoğun olarak izlendiği kesimlerde andezitik kayalardaki plajiyoklasların tümüyle ayrışarak killeştiği, benzer biçimde camlı tüflerde de camsal malzemenin büyük oranda killeştiği bazen de kuvars ve feldspat bileşimli sferolitlere dönüştüğü saptanmıştır (Çoban, 1997 a). Diğer taraftan özellikle baydellit saptanan Hüseyinfakı ve Kayalar köyü yöresindeki bentonit oluşumlarından derlenen bentonit örneklerinin mikroskop incelemesinde plajiyoklas, biyotit ve nadiren kalsit mineralleri saptanmış, plajiyoklasların aşın derecede kırık ve ayrışmış oldukları, çok küçük biyotit kristallerinin de büyük oranda ayrışarak demir açığa çıkardıkları saptanmıştır.

## ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ

Bentonitlerden derlenen baydellit içeren örnekler; X ışınları toz difraksiyonu (XRD), infrared (ER) spektrometre ve diferansiyel termik analiz (DTA) yöntemleri ile incelenerek inceleme konusu baydellit mineralinin özellikleri ortaya konmaya çalışılmış, uygun örneklerden de kimyasal analiz yapılarak baydellit mineralinin kimyasal bileşimi hesaplanmıştır.

XRD incelemesi yapılacak örnekler önce mekanik yolla öğütülmüş, daha sonra deiyonize su ile yıkanmış ve sedimentasyon yolu ile boyutlandırılarak Stokes yasası uyarınca ayrılan kil boyutu (<2µm) taneler santrifüjlenerek elde edilmiştir (Jackson, 1958). Elde edilen bu kil fraksiyonuna malzemeden XRD kayıtları almak üzere

## AYVACIK (ÇANAKKALE) BENTONİT YATAKLARINDAKİ BAYDELLİT OLUŞUMU

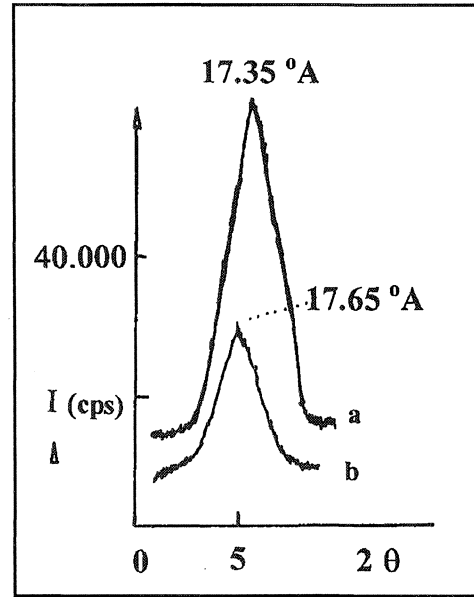
yönlenmiş örnekler hazırlanmıştır. Baydellit mineralinin kesin tespiti için hazırlanan bu malzemeden iki ayrı XRD kaydı alınmıştır. Örnekler ilk olarak 60°C'de 12 saat süreyle etilen glikol ile muamele edilmiş ve sonra ilk XRD çekimi yapılmıştır. İkinci işlem olarak örnekler Greene Kelly (1953) yöntemine göre (incelenecek örnek LiCl ve %80'lik ethanol ile karıştırılarak 3000°C'de 12 saat bekletilme) hazırlanmış ve 12 saat süreyle (90°C'de) gliserol ile muamele edilerek ikinci XRD kaydı alınmıştır. XRD kayıtlarının tümü, bilgisayarlı otomatik Rigaku Dmax-2200 kayıt cihazı ile Türkiye Şişe ve Cam Fabrikaları Araştırma Merkezi Laboratuvarlarında elde edilmiştir. DTA incelemesi; ısıtma hızı 10°C/dakika, kağıt hızı: 10mm/dakika şartlarında Netzsch STA Model 429 cihazı ile; İR incelemesi ise KBr tekniği kullanılarak Perkin-Elmer 983 cihazı ile, İTÜ Fen Edebiyat Fakültesi kimya laboratuvarlarında yapılmıştır. XRD, DTA ve İR incelemeleri sonucunda baydellit varlığı saptanan örneklerin kil boyutu kimyasal analizleri ise "Acme Analytical Laboratories Ltd. (Canada)" laboratuvarlarında yapılmıştır. Baydellit'in elektron mikroskop fotoğrafı Türkiye Şişe ve Cam Fabrikaları Araştırma Merkezindeki JEM-T330 tip elektron mikroskobu ile elde edilmiştir.

### X IŞINLARI İNCELEMELERİ

İnceleme konusu bentonitlerin kil boyutu bileşiminin esas minerali dioktaedral smektit (montmorillonit-baydellit)'tir. Bu bileşenlerin yanında değişik oranlarda kristobalit, kuvars, opal-CT, halloysit, kaolinit ve illit bulunabilmektedir. (Çoban, 1997a). Bu mineralojik bileşime, nadiren klorit eşlik edebilmektedir. Montmorillonit-baydellit saptanan Ayvacık bentonitine ait örneklerde, baydellit mineralinin montmorillonitten ayrılması için ayrıntılı XRD incelemesi yapılmıştır.

Baydellit ile montmorillonit mineralleri arasındaki ayırım, x-ışınları (XRD) çalışmaları ile yapılabilmektedir (Greene Kelly, 1953; Weir ve Greene Kelly, 1962; Lim ve Jackson, 1986). Etilen glikol ile işlem görmüş baydellit için d(001) mesafesi 16.8°A (Weir ve Greene-Kelly, 1962), 17°A (Weir ve Greene-Kelly, 1962), 17.7°A (Brindley ve Brown, 1984), 17.8°A (Malla ve Douglas, 1987) ve 17.85°A (Post ve diğ., 1997) olarak verilmektedir. Montmorillonit için d(001) aralığı ise, etilen glikollü olarak 17°A (Yamada ve diğ., 1991) ve Greene-Kelly yöntemi ile hazırlanarak gliserol ile işlem görmüş halde 9.6°A (Yamada ve diğ., 1991), 9.5°A (Malla ve Douglas, 1987) şeklindedir.

Montmorillonit-baydellit saptanan Ayvacık bentonitinde, Kayalar köyü yöresindeki oluşumdan derlenen bir örnek üzerinde baydellit mineralinin özelliklerini ortaya koyabilmek amacıyla ayrıntılı XRD incelemesi yapılmıştır. Buna göre incelenen örneğin etilen glikolu XRD kayıtlarında d(001) mesafesi 17.35°A, Greene Kelly yöntemi uygulanmış ve gliserol ile işlem görmüş durumda ise d(001) mesafesi 17.65°A değerine ulaşmaktadır (Şekil 3). Ayvacık baydellitine ait XRD sonuçları, Black Jack Mine (Weir ve Greene-Kelly, 1962) ve De Lamar



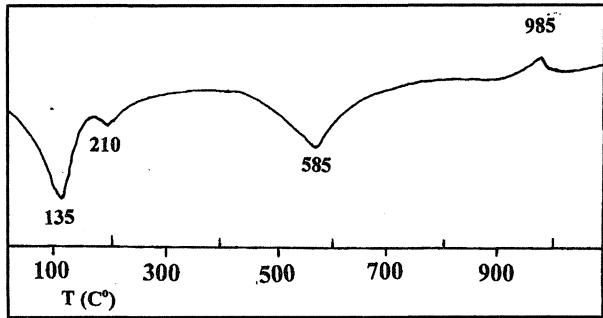
Şekil 3. Ayvacık baydellit örneğine ait X-ışın difraktogramı. a) Etilen glikollü çekim, b) Greene-Kelly yöntemi ile hazırlanmış ve gliserol ile işlem görmüş çekim.

Figure 3. X-ray diffractograms from Ayvacık beidellite. A) Ethylene glycolated, b) Greene-Kelly and glycerol treated.

Mine (Post ve diğ., 1997) baydellitine ait XRD verileri ile karşılaştırmalı olarak Çizelge 1'de verilmiştir. Çizelge 1'den de görüleceği gibi Ayvacık baydelliti diğer örnekler ile büyük benzerlikler göstermektedir. Diğer taraftan yapılan XRD incelemeleri (Çoban, 1997a, b) baydellitinin saf olmadığını, montmorillonit (%3) ile birlikte bulunduğunu göstermektedir.

### DTA İNCELEMELERİ

İnceleme konusu baydellitinin termal karakteristiklerinin ortaya konabilmesi amacıyla Kayalar köyü yöresi bentonit oluşumuna ait örnekler üzerinde DTA incelemesi yapılmıştır (Şekil 4). Baydellit minerali ile ilgili



Şekil 4. Ayvacık baydelliti DTA eğrisi.

Figure 4. DTA curve of Ayvacık beidellite.

DTA incelemelerinde düşük sıcaklıklarda (140°C ve 210°C) iki endotermik pik görülür. Bu iki endotermik pik baydellite ait tabakalararası suyun çıkışını (dehidrasyon) ifade eder (Weir ve Greene-Kelly, 1962) ve bu aralıktaki piklerin yerleri aynı zamanda tabakalararası değişebilir katyonların cins ve miktarına bağlı olarak değişik yerlerde oluşmaktadır. (Mac Kenzie, 1950; Greene-Kelly, 1957; Post, 1995). Buna göre değişebilir katyon Na ise 136°C, K ise 148-150°C civarında, Ca ise 161°C'de ve Mg ise 172-174°C arasındadır (Post ve diğ., 1977). Bu özellik, dehidroksilasyon pikleri 600-700°C aralığında oluşan montmorillonitin baydellitten ayırmını sağlar. Baydellitteki yeni faz oluşumunu veren ekzotermik pikler ise 970°C (Weir ve Greene Kelly, 1962) ve 100-1040°C civarındadır (Post ve diğ., 1997). İnceleme konusu Ayvacık baydellit örneğine ait tabakalararası suyun çıkışını (dehidrasyonu) ifade eden endotermik pikler 135 ve 210°C leredir. 135°C'deki endotermik pik yukarıda değinildiği gibi tabakalararası değişebilir katyonun K olabileceğini göstermektedir. Bu özellik kimyasal analizler ile de çakışmaktadır. 210°C'deki derin olmayan ikinci endotermik pik ise tabakalararası suyun çıkışının ikinci aşamasını yansıtmak-

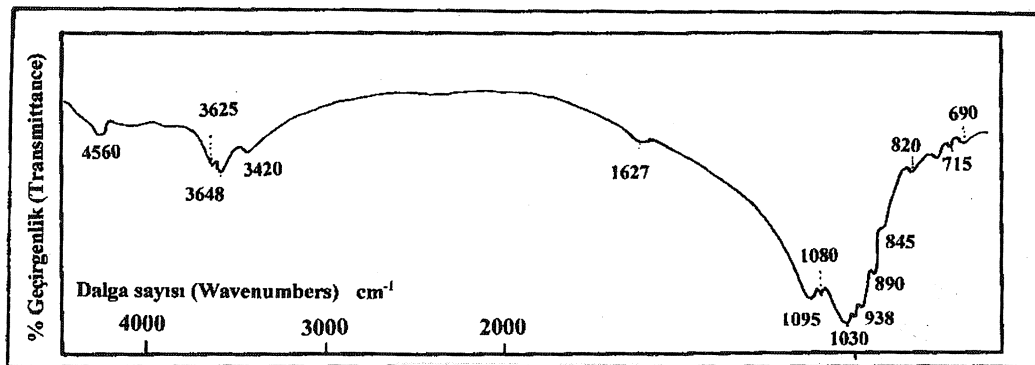
tadır. 585°C'deki derin olmayan üçüncü endotermik pik ise Ayvacık baydellitine ait kristal yapı suyunun çıkışını (dehidroksilasyon) belirtir. İncelenen örnekteki yeni mineral faz oluşumun yansıtan ekzotermik reaksiyon ise 985°C'de meydana gelmektedir.

Yapılan DTA incelemeleri sonucunda Ayvacık baydellit örneğinin termal özelliklerinin tipik baydellit özellikleri gösterdiği ve diğer bazı baydellit örnekleri ile (Weir ve Greene Kelly, 1962; Post ve diğ., 1997) benzer olduğu saptanmıştır.

### İNFRARED (İR) SPEKTROMETRE ANALİZİ

Baydellit minerali için yapılan İR incelemelerinde temel hidroksil (OH) bağının gerilme titreşimini ifade eden absorpsiyon bantları 3660 cm<sup>-1</sup> (Farmer, 1974), 3650 cm<sup>-1</sup> (Post ve Noble, 1993) ve 3625 cm<sup>-1</sup> (Vander Marel ve Beutelspacher, 1976) olarak verilmektedir. Benzer olarak (Al-OH) bükülme titreşimini ifade eden ilk absorpsiyon bandı 4548 cm<sup>-1</sup> ve 4585 cm<sup>-1</sup>, ikincisi ise 940 cm<sup>-1</sup>, civarında ortaya çıkar. Mineralin %Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> miktan ile ilişkili olan bu ilk Al-OH absorpsiyon bant değerleri aynı zamanda baydellit ile montmorillonit arasındaki ayırmı da belirleyen bir özelliktir (Post ve Noble, 1993). Buna göre mineralin %Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> oranı arttıkça Al-OH absorpsiyon bant değeri de artış gösterir ve 4550 değerinden daha yüksek değerdeki (4560 cm<sup>-1</sup>, 4585 cm<sup>-1</sup>, vb.) absorpsiyon bantları baydellit için, daha düşük değerli (4540 cm<sup>-1</sup>, 4475 cm<sup>-1</sup>, vb) absorpsiyon bantları ise montmorillonit için tipiktir. Diğer taraftan 818cm<sup>-1</sup> ve 770<sup>-1</sup> absorpsiyon bantları da baydellit mineraline ait (Si-O-Al) arasındaki karakteristik bükülme titreşimi olarak değerlendirilmektedir (Farmer ve Russel, 1967; Nadeau ve diğ., 1985).

Şekil 5'te görüldüğü gibi Ayvacık baydellit örneğine ait infrared (İR) grafiğinde sırasıyla 4560, 3648, 3625,



Şekil 5. Ayvacık baydelliti İR grafiği.

Figure 5. Infrared scan of beidellite from Ayvacık.

## AYVACIK. (ÇANAKKALE) BENTONİT YATAKLARINDAKİ BAYDELLİT OLUŞUMU

Çizelge 1.. Black Jack Mine (Weir ve Greene Kelly, 1962). De Lamar Mine (Post ve diğ., 1997) ve Ayvacık. Baydelliiti XRD verileri.,  
Takk 1.. XRD results of Black Jack Mine (Weir and Greene-Kelly, 1962). De Lamar Mine (Post et al., 1997) and Ayvacık Bentonite.

| (hkl)                           | d(A°)           |               |              |
|---------------------------------|-----------------|---------------|--------------|
|                                 | Black Jack Mine | De Lamar Mine | Ayvacık      |
| (110)                           | 4.42            | 4.471         | 4.41         |
| (022)                           | 3.95            | 4.055         | 3.98         |
| (023)                           | 3.54            | 3.524         | 3.53         |
| (200)                           | 2.57            | 2.565         | 2.56         |
| (202)                           | 2.52            | 2.508         | 2.50 (geniş) |
| (203)                           | 2.36            | 2.348         | 2.35 (geniş) |
| (040)                           | 2.24            | 2.234         | 2.24         |
| (041)                           | 2.19            | -----         | 2.20         |
| (240)                           | 1.693           | 1.696         | 1.69         |
| (243)                           | 1.623           | 1.652         | 1.635        |
| (060)                           | 1.498           | 1.491         | 1.500        |
| (001)(Normal Çekim)             | 15.1            | 15.10         | 15.05        |
| (001)(Etilen Glikollü)          | 16.8            | 17.00         | 17.35        |
| (001)(Greene Kelly +Gliserollü) | 17.6            | 17.85         | 17.65        |

3420,1627,1095, 1080, 1030, 990, 938, 890, 845, 820, 770,715 ve 690 cm<sup>-1</sup> absorpsiyon bandan saptanmıştır. Buna göre ilgili grafikteki 3648 cm<sup>-1</sup> ve 3625 cm<sup>-1</sup> absorpsiyon bantları, Ayvacık bentonitine ait temel hidroksil (OH) bağının gerilme titreşimini, 4560 cm<sup>-1</sup> ve 938 cm<sup>-1</sup> bandan (Al-OH)<sup>+</sup> a ait temel bükülme titreşimlerini ifade etmektedir. Benzer biçimde 3420 cm<sup>-1</sup> ve 1627 cm<sup>-1</sup> bandan ise absorpsiyon suyuna (H<sub>2</sub>O) ilişkin. H-O-H bağı bükülme titreşimine aittir. Aynı şekilde 820 cm<sup>-1</sup> ve 770 cm<sup>-1</sup> absorpsiyon bantları da Ayvacık bentonitine ait Si-O-Al arasındaki bükülme titreşimlerini tanımlamaktadır. Diğer taraftan 840 cm<sup>-1</sup>, bölgesindeki absorpsiyon bandı dioktaedral smektitlerdeki AlMgOH'e ait (Madejova ve diğ., 1992; Cuadros ve diğ., 1994) ve 845 cm<sup>-1</sup> bandı da montmorillonit mineralini karakterize eden (Nadeau ve diğ., 1985) absorpsiyon bandı olarak değerlendirilmektedir.

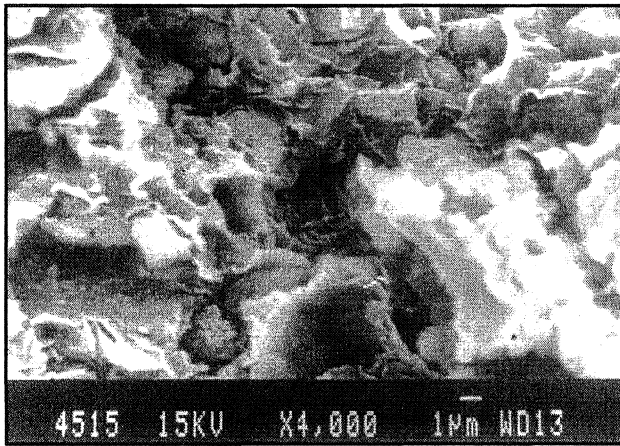
Ayvacık bentoniti için elde edilen IR sonuçları, tipik bentonit IR verileri ile uyumludur. İncelenen örnekte montmorillonit<sup>1</sup> ve 845 cm<sup>-1</sup> absorpsiyon bandının bulunması ise Ayvacık bentonitinin saf olmaması, diğer bir ifade ile eser<sup>1</sup> miktarda montmorillonitin bulunması ile ilişkili olmalıdır;

### TARAMALI ELEKTROMİKROSKOP İNCELEMESİ

Ayvacık bentoniti içindeki baydellit mineralinin morfolojik özelliklerinin belirlenebilmesi için Taramalı Elektron Mikroskop (SEM) incelemesi yapılmıştır.

2:1 tipi killerden olan dioktaedral smektitlerde (montmorillonit, baydellit, nontronit), kırılmı-dalgalı yapılı morfoloji tipiktir (Güven ve Pease 1975; Anderson ve Reynolds, 1966) ve baydellit ile montmorillonit mineralleri morfolojik yönden birbirleri ile büyük benzerlikler gösterir (Heneing ve Störr 1986). İnce şeritler, pillar, ince tabakalar (Weir ve Greene-Kelly, 1962), ksenomorfik levhalar (Henning ve Störr, 1986) şeklindeki morfoloji, baydellit mineralinin karakteristik morfolojik yapısını oluşturur. Benzer biçimde, üst üste yığılmış ve bükülmüş ince tabakaların biraraya gelmesinden oluşan gül (rosette) şekilli morfolojik yapı da baydellit için tipiktir (Nadeau ve diğ., 1985). Taramalı elektron mikroskop incelemelerinden baydellit ile montmorillonit arasındaki belirgin fark, baydellit mineraline ait bükülmüş-kırılmı ince levhaların montmorillonit'e göre daha kısa hatlar ile sınırlandırılmış olması ve baydellit'in genellikle daha ince agregalar halinde bulunması şeklinde verilmektedir (Henning ve Störr, 1986). Ayvacık bentoniti-

tine ait SEM incelemelerinde; dioktaedral smektitlere ait karakteristik dalgalı şekilli yapraksal morfolojinin varolduğu belirlenmiştir. Ortalama 1-10 mikron büyüklüğünde olan ince yapraklar oldukça kısa sınırlı olup, bükülmüş-kıvrılmış olarak izlenir (Şekil 6). Kenarları düzgün olmayan yapraklar oldukça kısa sınırlı olup, bükülmüş-kıvrılmış olarak izlenir (Şekil 6). Kenarları düzgün olmayan yapraklar yer yer de gül şekilli (rosette-shaped) morfoloji meydana getirmiştir. Diğer taraftan, yapılan



Şekil 6. Ayvacık baydellit SEM fotoğrafı.

Figure 6. Scanning Electron Microscope photograph of Ayvacık beidellite.

incelemelerde baydellit ile birlikte gözlenen montmorillonit'in özellikle volkanik camdan itibaren oluştuğu ve SEM incelemelerinde baydellit'e göre daha uzun hatlar ile sınırlandırılmış olduğu saptanmıştır (Çoban, 1997a).

## KİMYASAL ANALİZLER

XRD, DTA ve İR incelemeleri sonucunda baydellit olduğu belirlenen ve Kayalar köyü yöresindeki bentonit oluşumundan alman ve XRD incelemelerine göre baydellit olduğu saptanan bir adet örneğin tüm kayaç ana ve eser element ile kil boyutu ana element kimyasal analizi yapılmış ve baydellit için 11 oksijen bazına göre (Weaver ve Pollard, 1973) yapısal formül hesaplanmıştır. Kimyasal analiz sonuçları Çizelge 2 ve 3'te verilmiştir.

Literatürde baydellit minerali için değişik kimyasal analiz sonuçları verilmektedir (Heystek, 1963; Weir, 1965; Nadeau ve diğ., 1985; Post ve Noble, 1993; Post ve diğ., 1997). Tüm baydellit kil boyutu analizlerinde  $Al_2O_3$  yüzde oranı yüksek (%24,76; %28,60; %30,60; %31,73; %36,11 vb.), buna karşın sodyum, potasyum,

Çizelge 2. Ayvacık baydellit tüm kayaç (%) ve eser element (ppm) kimyasal analizi.

Table 2. Whole rock (%) and trace element (ppm) chemical analysis of Ayvacık beidellite.

| Tüm Kayaç<br>(Whole Rock)(%)   |       | Eser Element<br>(Trace Element)(ppm) |      |    |       |
|--------------------------------|-------|--------------------------------------|------|----|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 56.21 | Ni                                   | 3500 | Cs | <1    |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.17  | Cr                                   | 3100 | Ta | <1    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 22.32 | Zn                                   | 127  | Br | <1    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 9.34  | Co                                   | 120  | Hg | <1    |
| MgO                            | 1.53  | Ba                                   | 100  | Sb | <0.9  |
| Na <sub>2</sub> O              | 1.95  | Sc                                   | 9.7  | Th | <0.5  |
| K <sub>2</sub> O               | 0.55  | Rb                                   | <30  | U  | <0.5  |
| CaO                            | 2.28  | AG                                   | <5   | Sn | <0.01 |
| KK                             | 5.54  | Mo                                   | <5   | Sr | <0.05 |
| Toplam<br>(Total)              | 99.89 | As                                   | <2   |    |       |

demir gibi elementler ise hayli düşüktür (binde 5-10 mertebesinde, bazen daha da düşük, Nadeau ve diğ., 1985; Post ve diğ., 1997).

İncelenen Ayvacık baydellit örneğine ait tüm kayaç analizinde  $Al_2O_3$  oranı %22,32 iken bu değer kil boyutunda %28,54 değerine ulaşmaktadır. Tüm kayaç incelemesinde yüksek olan toplam demir oksit (%9,34), hidrotermal solüsyonların bileşimi ve yüzey sularının etkisiyle oluşan bir kirlenme ile ilgili olmalıdır. Benzer biçimde yine tüm kayaç analizindeki yüksek sayılabilecek  $Na_2O$ : %1,95 ve  $CaO$ : %2,28 değerleri kayaç örneğindeki feldspat varlığı ile açıklanabilir. Diğer taraftan Çizelge 2'de de görüldüğü gibi tüm kayaç eser element analizinde diğer elementlere göre oldukça yüksek Ni (3500 ppm) ve Cr (3100 ppm) değerleri saptanmıştır. Bu yüksek Ni ve Cr değerleri, Biga Yanması'nda Okay ve diğerleri (1990) tarafından "Denizgören Ofiyoliti" olarak adlandırılan birimden hidrotermal solüsyonlar ile Ayvacık bentonit oluşumları içine kazandımlı olmalıdır.

Kil boyutu incelemesinde ise  $Al_2O_3$  oranı %28,54,  $Na_2O$ : %0,08 ve  $K_2O$  oranı ise %0,55 olup (Çizelge 3), literatürde verilen değerler ile benzerlik göstermektedir. Yapısal formül incelendiğinde, oktaedrdaki egemen katyon hemen hemen sadece Al'dir. Değişebilir katyon olarak ise sırasıyla Mg, K, Na bulunmaktadır ve DTA incelemeler bu özelliği destekler niteliktedir. Oktaedrik bileşim esas alınarak değerlendirildiğinde Ayvacık baydellitinin, tipik "baydellit" bölgesinde (Güven, 1988) bulunduğu görülmektedir (Şekil 7).

## AYVACIK (ÇANAKKALE) BENTONİT YATAKLARINDAKİ BAYDELLİT OLUŞUMU

Çizelge 3. Ayvacık baydelliti kil boyutu kimyasal analizi (%) ve yapısal formülü

**Table 3.** Structural formula and clay fraction chemical analysis (%) of Ayvacık beidellite.

| SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | KK    | Toplam |
|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|------|------|-------------------|------------------|-------|--------|
| 56.80            | 28.54                          | 0.10             | 0.45                           | 0.80 | 0.10 | 0.08              | 0.55             | 12.10 | 99.52  |

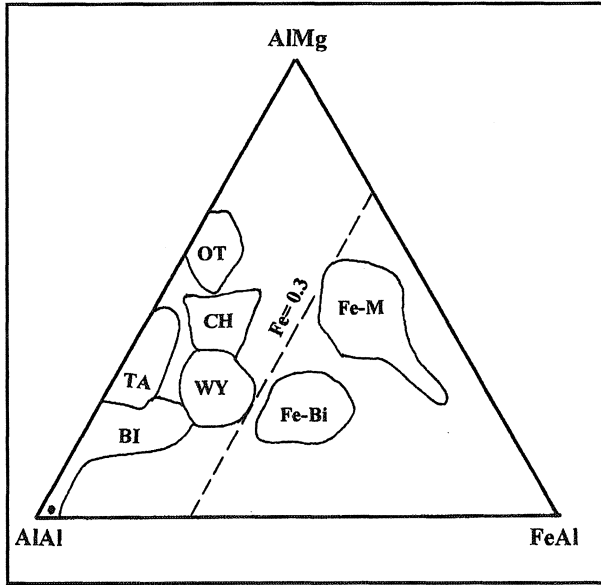
KK: Kızdırma Kaybı (Loss of ignition)

| Tetraedral Katyonlar<br>(Tetrahedral Cations) | Oktaedral Katyonlar<br>(Octahedral Cations) | Değişebilir Katyonlar<br>(Exchangable Cations) |
|-----------------------------------------------|---------------------------------------------|------------------------------------------------|
| Si: 3.76                                      | Al: 1.98                                    | Na: 0.01.                                      |
| Al: 0.24                                      | Fe <sup>3+</sup> : 0.02                     | K: 0.04                                        |
|                                               |                                             | Mg: 0.07                                       |

Tetraedral Yük<Tetrahedral Charge): 0.24Aktaedral Yük (Octahedral Charge): 0.00

Toplam Aktaedral Katyon Miktarı (Total Octahedral Cation): 2.00

Toplam Yaprak Yükü (Total Charge): 0.24



Şekil 7. Ayvacık Baydelliti'nin oktaedral bileşimi (Güven, 1988). TA: Tatatilla montmorillonite, OT: Otay tip montmorillonite, CH: Cheto tip montmorillonite, WY: Wyoming tip montmorillonite (Fe-M: Demirce zengin tip), BI: Baydellit (Fe-BI: Demirce zengin baydellit). o: Ayvacık baydellit örneği.

Figure 7. Octahedral composition of Ayvacık beidellite (Güven, 1988). TA: Tatatilla montmorillonite, OT: Otay tip montmorillonite, CH: Cheto montmorillonite, WY: Wyoming montmorillonite (Fe-M: Fe-rich type), BI: Beidellite (Fe-BI: Fe rich beidellite). o: Ayvacık beidellite.

## SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Toprak profilinde detrital mikanın (Güven, 1988), bazik magmatik kayalarındaki plajiyoklas ve amfibollerin bozulması (Velde, 1985) sonucunda baydellit oluşumu, tipik baydellit oluşum mekanizmaları olarak verilmektedir. Ayrıca, değişik bileşimdeki volkanik kayaların hidrotermal alterasyonu ile oluşan birçok bentonit yatağının baydellit minerali kapsadığı (Grim ve Güven, 1978; Nadeau ve diğ., 1985; Post ve diğ., 1997), benzer olarak volkanik camın devitrifikasyonu ile oluşan bentonit yataklarında da baydellitin bulunduğu bilinmektedir (Grim ve Güven, 1978). Hidrotermal alterasyon sonucunda oluşan bentonitlerdeki baydellit saf olmayıp, montmorillonit ile birlikte bulunur ve bu birlikteliğe değişik oranlarda kaolinit, hallosit, illit gibi kil mineralleri eşlik edebilir. Diğer taraftan, deneysel olarak hidrotermal alterasyon koşullarında volkanik camdan itibaren [zaman, pH(>8) ve sıcaklığa (150-200°C) bağlı olarak] önce "allofan" daha sonra ise "baydellit" bileşiminde kil elde edilebilmektedir (Yamada ve diğ., 1991; Kawano ve Tomita, 1992; Kawano ve diğ., 1993). Saha incelemelerinde gözlenen volkanik camın erken bozulma evresinde allofan, ileri bozulma evresinde de baydellit oluşur (Kawano ve Tomita, 1992) gözlemi, yapılan deneysel çalışmalar ile çakışmaktadır.

Ayvacık (Çanakkale) güneydoğusunda bulunan bentonit yatakları Erken-Orta Miyosen yaşlı kalkalkalen volkanizma (Ercan ve diğ., 1995) ürünü andezitik kayalar ile camsı tüflerin hidrotermal sıvıların etkisi ile ye-

rinde (in-situ) bozuşması sonucunda oluşmuştur (Çoban, 1997a). Arazi gözlemleri ve petrografik incelemeler bentonitleşen andezitik kayalardaki plajiyoklasların hemen hemen tümünün, camsı tüflerin de yoğun biçimde killeştiğini (bentonitleşme) göstermektedir. Yapılan ayrıntılı XRD incelemelerine göre, montmorillonit bölgedeki tüm bentonit oluşumlarında esâs kil boyutu bileşen olarak izlenirken, volkanik kay açlarının (ana kay aç) farklılaşmasına bağlı olarak baydellit, Hüseyinfakı ve Kayalar köyleri çevresindeki oluşumlarla saptanmıştır. Mineralojik incelemeler, montmorillonit ve baydellit dışında kaolinit, halloysit ve illit gibi kil minerallerinin de değişik oranlarda bentonit bileşimine girdiğini göstermektedir (Çoban, 1997a).

Ayvacık baydellitinde toplam oktaedral katyon miktarı 2.00, yapraklararası yük ise 0,19 olarak tespit edilmiştir. Değişebilir katyonlar ise sırasıyla Mg, K ve Na şeklinde belirlenmiştir. Diğer taraftan kil boyutu kimyasal analiz sonuçlarına bakıldığında, inceleme konusu Ayvacık baydellitinin literatürde verilen kimyasal analiz sonuçları ile benzerlik gösterdiği saptanmıştır.

Ayvacık baydellitinde yapılan ayrıntılı jeolojik, mineralojik ve kimyasal incelemeler sonucunda baydellit oluşumunun, bölgedeki kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu faylara bağlı olarak gelişmiş çatlaklar içinde yükselen ve 150-225°C sıcaklığa sahip (Gevrek ve diğ., 1984) hidrotermal sıvıların etkisiyle meydana geldiğini göstermektedir. Hidrotermal sıvılar özellikle bol kırılgı ve gözenekli andezitik kayalardaki plajiyoklaslar (labradorandezin) ve camsal tuf seviyelerini ayırtmış, ayrışmanın ileri safhasında da baydellit oluşmuştur.

#### KATKI BELİRTME

Bu çalışma sırasında yapıcı eleştiri ve yönlendirici katkılarından dolayı Prof. Dr. M. YeniyoFa (İstanbul Üniversitesi), Prof. Dr. A. Mermut'a (Saskatchewan University-Canada) teşekkürü borç bilirim. Ayrıca, laboratuvar incelemeleri sırasında yardımlarını esirgemeyen Prof. Dr. S. Akman (İTÜ) ve Jeo. Yük. Müh. B. Arman'a (Şişe Cam-İstanbul), yayın derlemesinde yardımcı olan Jeo. Yük. Müh. A. Polat'a (Saskatchewan University-Canada) teşekkür ederim.

#### KAYNAKLAR

- Anderson, M. D. ve Reynolds, C. R., 1966, Umiat bentonite: An unusual montmorillonite from Umiat, Alaska. *The American Mineralogist*, 51,1443-1456.
- Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmaz, B., 1973, Biga Yarım-

dası'nın jeolojisi ve Karakaya formasyonunun bazı özellikleri. Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Kitabı. Özetler, 70-76.

- Borchardt, G. A., 1977, Montmorillonite and other smectite minerals: in *Minerals in Soil Environments*, J.B. Dixon and S. B. Weed (ed.), Soil Science Society American, Madison, Wisconsin, 293-330.
- Brindley, G. W. ve Brown, G., 1984, X-Ray Diffraction procedures for clay minerals identification, *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*, G. W. Brindley and G. Brown (ed.). Mineralogical Society, London, 232-233.
- Cuadros, J., Delgado, A., Reyes, E. ve Linares, J., 1994, Kaolinite/Montmorillonite resembles beidellite. *Clays and Clay Minerals*, 42/5,643-651.
- Çoban, F., 1997a, Ayvacık (Çanakkale) bentonitinin jeolojisi, mineralojisi ve oluşumu. *Osmangazi Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Dergisi*. 10(1), 22-37.
- Çoban, F., 1997b, Ayvacık (Çanakkale) bentonit yataklarının mineralojik özellikleri. *Selçuk Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi 20. Yıl Jeoloji Sempozyumu. Özetler Kitabı*, 20.
- Ece, Ö. I. ve Çoban, F., 1993, Comparison of hydrothermal alteration of two different parent rocks for the occurrence of Ca-Bentonite deposits in the Western Turkey. 2<sup>nd</sup> International Meeting on "Red Mediterranean Soils". University of Çukurova, Adana. *Short Papers and Abstracts*, 91-93.
- Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sanfakıoğlu, E., Adis, C., Walter, J. H. ve Yıldırım, T., 1995, Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının özellikleri. *MTA Dergisi*, 117, 55-86.
- Farmer, V. C., 1974, Layer silicate. In: Farmer, V.C. (ed.): *Infrared Spectra of Minerals*. Mineralogical Society, London, 331-363.
- Farmer, V. C. ve Russell, J. D., 1967, Infrared absorption spectrometry in clay studies. *Clays and Clay Minerals*, 15,121-142.
- Gevrek, I. A., Şener, M. ve Ercan, T., 1984, Çanakkale-Tuzla jeotermal alanının hidrotermal alterasyon etüdü ve volkanik kayaların petrolojisi. *MTA Dergisi*. 103-104, 55-81.
- Greene-Kelly, R., 1953, The identification of montmorillonoids in clays. *Journal of Soil Science*. 4,233-237.
- Greene-Kelly, R., 1957, The montmorillonite minerals (smectites). In: MacKenzie R. C. (ed.). *The differential thermal investigation of clays*. Mineralogical Society, London, 103-104.



## AYVACIK (ÇANAKKALE) BENTONİT YATAKLARINDAKİ BAYDELLİT OLUŞUMU

- Grim, R. E. ve Rowlands, A. R., 1942. Differential thermal analysis of clay minerals and other hydrous minerals: The American Mineralogist, 27, 801.
- Grim, R. ve Güven, N., 1978, Bentonites: Geology, mineralogy, properties and uses. Developments in Sedimentology, 24. Elsevier, New York, 256 p.
- Güven, N. ve Pease, R. W., 1975, Electron-optical investigations on montmorillonites. II. morphological variations in the intermediate members of the montmorillonite-beidellite series. Clays and Clay Minerals, 23, 187-191.
- Güven, N., 1988, Smectites. Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas). S. W. Bailey (ed.). Reviews in Mineralogy, 19, Mineralogical Society of America, 497-559.
- Henning, K. H. ve Störr, H., 1986. Electron Micrographs (TEM, SEM) of Clays and Clay Minerals. Akademia-Varlag, Berlin, 350 p.
- Hystek, H., 1963, Hydrothermal rhyolitic alteration in the Castle Mountains, California. Clays and Clay Minerals. 11,158-168.
- Jackson, M. L., 1958, Soil Chemical Analysis. Prentice Hall, New Jersey, USA, 498 p.
- Kawano, M. ve Tomita, K., 1992, Formation of allophane and beidellite during hydrothermal alteration of volcanic glass below 200°C. Clays and Clay Minerals, 40/6, 666-674.
- Kawano, M., Tomita, K. ve Kamino, Y., 1993, Formation of clay minerals during low temperature, experimental alteration of obsidian. Clays and Clay Minerals, 41/4, 431-441.
- Lim, C. H. ve Jackson, M. L., 1986, Expandable phyllosilicate reactions with lithium on heating. Clays and Clay Minerals, 34,346-352.
- Mac Kenzie, R. C., 1950, The hydration of montmorillonite. Clay Minerals Bulletin. 1,115-119.
- Mac Kenzie, R. C., 1970, Simple phyllosilicates based on gibbsite, and brucite-like sheets: in Differential thermal analysis. Volume 1, R. C. Mackenzie, (ed.), Academic Press, New York, 504-511.
- Madejova, P., Komadel, P. ve Cicel, B., 1992, Infrared spectra of some Czeck and Slovak smectites and their correlation with structural formulas. Geological Carpathica Clays, Series: 1,9-12.
- Malla, B. P. ve Douglas, A. L., 1987, Problems in identification of montmorillonite and beidellite. Clays and Clay Minerals, 35-3, 232-236.
- Nadeau, H. P., Farmer, C. V., McHardy, J. W. ve Bain, C. D., 1985, Compositional variations of the Unterrupsthal Beidellite. The American Mineralogist, 70,1004-1010.
- Nagelschmidt, G., 1938, On the atomic arrangement and variability of the members of the montmorillonite group. Mineralogical Magazine, 25,140.
- Okay, A. İ., Siyako, M. ve Burkan, A. K., 1990, Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve tektonik evrimi. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 2/1, 83-121.
- Post, L. J., 1995, Alteration minerals of the De Lamar-Silvercity mining area, Idaho. In: Kharako, Y. K., Chudoev, O. V., (eds), Balkema, Rotterdam, 103-104.
- Post, L. J. ve Noble, N. P., 1993, The near-infrared band frequencies of dioctahedral smectites, micas and illites. Clays and Clay Minerals, 41/6, 639-644.
- Post, L. J., Cupp, L. B. ve Madsen, T. F., 1997, Beidellite and associated clays from the De Lamar Mine and Florida Mountain area, Idaho. Clays and Clay Minerals, 45/2, 240-250.
- Weaver, E. C. ve Pollard, D. L., 1973, The Chemistry of Clay Minerals. Developments in sedimentology, 24, Elsevier, Amsterdam, 213 p.
- Weir, A. H. ve Greene-Kelly, R., 1962, Beidellite. The American Mineralogist. 47, 137-146.
- Weir, A. H., 1965, Potassium retention in montmorillonite. Clays and Clay Minerals, 6,17-22.
- Van der Marel, H. W. ve Beutelspacher, H., 1976, Atlas of IR Spectroscopy of Clay Minerals and Their Admixtures. Elsevier, Amsterdam.
- Velde, B., 1985, Clay minerals, A physico-chemical explanation of their occurrence. Developments in sedimentology. 40, Elsevier, Amsterdam, 427 pp.
- Yamada, H., Nakazawa, H., Yoshioka, K. ve Fujita, T., 1991, Smectites in the montmorillonite-beidellite series. Clay Minerals, 26, 359-369.

Makalenin geliş tarihi: 15.12.1997

Makalenin yayma kabul edildiği tarih: 01.10.1998

Received: December 15, 1997

Accepted: October 01, 1998





# Kadınhanı (Konya) K'ca zengin metatrakiandezitinin jeokimyası ve petrojenezi: Devoniyen(?) volkanizmasının gelişimi

## *Geochemistry and petrogenesis of Kadınhanı (Konya) K-rich metatrachyandesite: The evolution of Devonian (?) volcanism*

Hüseyin Kurt  
Mehmet Arslan

Selçuk Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 42100 Konya.  
Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 61080 Trabzon.

### Öz

Kadınhanı (Konya) yöresinde yüzeyleyen K'ca zengin metavolkanitler, serisitleşme, kloritleşme ve albitleşme ile karakterize edilen düşük dereceli metamorfizmaya maruz kalmışlardır. Bu metavolkanitler, alkali-toleyitik geçiş karakterli, trakiandezit bileşimli ve levha-içi lavlarının kimyasal özelliklerini yansıtır. Kayaçlar, aşın derecede K'ca zengin (%6,5-11.1 K<sub>2</sub>O) olup, büyük iyonlu litofil ve hafif nadir toprak elementleri bakımından zenginleşme göstererek, muhtemelen zenginleşmiş bir kaynağa işaret ederler. Ayrıca, Nb fakirleşmesi ana magma kaynağında bir dalma-batma bileşiminin varlığını belirtir. Söz konusu element zenginleşmeleri, ana magmanın oluşumundan önce muhtemelen kaynak bölgesinde meydana gelmiştir. Ana magma, ekstansiyonel bir rejimde oluşmuş olup, az oranda dalma-batma bileşeni içeren kıta-altı litosferden türemiştir. Ana magmanın türediği manto kaynağının, jeokimyasal olarak K'ca zengin materyal sağlayabilecek kapasitede olduğu düşünülmektedir.

Anahtar Kelimelec: Kadınhanı, metatrakiandezit, metavolkanit; Orta Anadolu

### Abstract

*The K-rich metavolcanites of Kadınhanı (Konya) have undergone low grade metamorphism characterized by sericitization, chloritization and albitization. The rocks are transitional between alkaline and tholeiitic, trachyandesite in composition and have within-plate lava characteristics. They are extremely K-rich (6.5-11.1 wt. % K<sub>2</sub>O) and show also strong enrichments in LILE and LREE, implying possibly an enriched source. In addition, depletion in Nb indicates the presence of a subduction component in magma genesis. These enrichments probably occurred in the source region prior to magma generation. The parental magma of the rocks was formed in an extensional regime and derived from subcontinental lithosphere involving a small amount of subduction component. Their mantle source was geochemically capable of supplying the K-rich material.*

*Key Words: Kadınhanı, metatrachyandesite, metacolcanics, Central Anatolia*

### GİRİŞ

İnceleme alanı, Kadınhanı (Konya) ilçe sınırları içerisinde yer almaktadır. Ketin (1966)'e göre "Anatolidler", Özgül (1976)'e göre "Toridler" içindeki "Bolkardağ Birliği", Okay (1986)'a göre geniş ölçüde "Afyon-Bolkardağ zonu" ve Özcan vd. (1988)'ne göre ise "Kütahya-Bolkardağ kuşağı" içinde yer alan inceleme alanı

nda yeşilşist-mavişist fasiyesinde gelişen metamorfik ve metamagmatik kayaçlar bulunmaktadır. Afyon-Bolkardağ kuşağının kayaçları, tabanda kuyars-feldispat gnaynlar ve bunları örten yer yer metabazik ve kalsit mermer seviyeleri içeren 1500 m'den fazla kalınlığı olan metapsammit ve pelitlerden oluşmaktadır. Metaklastiklerin alt seviyelerinde, Devoniyen fosilleri bulunmakta

buna karşın istif yukarı doğru tedrici olarak Karbonifer ve Permiyen kireçtaşlarına geçiş göstermektedir. Bunların üzerindeki Mezozoyik kay açları, tabanda Triyas klavtikleri olan esasen platform karbonatlarından oluşmaktadır. Karbonatlar erken Maastrihtiyen'e kadar uzanmaktadır. Geç Maastrihtiyen ve Paleosen, Permiyen, Jura ve Kretase kireçtaşı bloklarıyla vahşi-fliş özelliğinde gelişmiştir. Yoğun bir şekilde deforme olmuş volkano-sedimanter kompleks ve peridotit napı tektonik olarak Afyon-Bolkardağ Zonu kayaçlarını üzerler (Okay, 1984).

Yörenin geniş ölçekli stratigrafisi (Özcan vd., 1988; Eren, 1993; Kurt, 1994), metamagmatik kay açların petrografik ve jeokimyasal özellikleri (Kurt, 1996) önceki araştırmacılar tarafından verilmiştir. Kurt (1996) tarafından yöredeki metavolkanitler iki gruba ayrılmıştır; kıtasal yay lavlarının özelliğini gösteren metabazaltik andezitler ve levha-içi lavlarının karakteristiklerine sahip olan metatrakiandezitler. Bu çalışmada, iki grub metavolkanitlere ilaveten Kadınhanı (Konya) ilçesinin güneybatısında K'ca zengin metatrakiandezitlerin varlığı ortaya çıkartılmış olup, bu kayaçların petrografisi, jeokimyası, petrojenezi ve yörenin diğer metavolkanitleriyle ilişkisini dikkate alarak gelişimi açıklanmıştır.

## GENEL JEOLJİ

İnceleme alanında, Bağnkurt Formasyonu en yaşlı birim olup, fillit, şist, mermer, kuvarsit, metaçört, psammit, kuvars damarları, metakonglomera ve metakireçtaşı bloklarından oluşmaktadır. Bu birim, Devoniyen Alt Karbonifer fosilleri içeren Bozdağ Formasyonunun metakarbonatları tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 1). Bu nedenle, önceki araştırmacılar Bağnkurt Formasyonunun muhtemelen Devoniyen yaşlı olduğunu ileri sürmüşlerdir (Eren, 1993; Kurt, 1994).

Bağnkurt Formasyonu içerisinde küçük alanlarda yayılım gösteren metavolkanitler bulunmaktadır (Şekil 1). Bunlardan metabazaltik andezitler, çevre kayacın ana şistozitesine uygun bir şekilde sil olarak gözlenmektedir. Bu çalışmaya konu olan K'ca zengin tipi de içine alan metatrakiandezitler ise yankayaçla uyumlu olarak iyi foliasyon sunarlar. Metavolkanitlerin, arazi ilişkilerine göre Devoniyen yaşında olabileceği düşünülmektedir. Ayrıca, inceleme alanının dışında yüzey ley en KB uzanımlı Devoniyen-Erken Karbonifer yaşlı Bozdağ Formasyonuna ait metakarbonatları kesen metagabro ve metadolerit daykan bulunmaktadır (Kurt, 1996). İnceleme alanındaki, metamorfik kayaçlar, ayırtman stratigrafik ve metamorfik özellikler gösterirler. Kil, tuf, kumtaşı,

konglomera, marn ve killi kireçtaşlarından oluşan Geç Pliyosen-Kuvaterner yaşlı Topraklı Formasyonu tüm birimleri uyumsuz olarak örtmektedir.

## ANALİTİK METODLAR

K'ca zengin metatrakiandezit örneklerinin tüm kay ana ve iz element içerikleri X-ışınları floresans (XRF) yöntemi ve mineral analizleri Cambridge Instrument Microscan 5 (EDS) mikroprob aleti kullanılarak, Glasgow Üniversitesi, Jeoloji ve Uygulamalı Jeoloji Bölümünde gerçekleştirilmiştir. Nadir toprak element içerikleri ise ICP-MS aletiyle İskoç Üniversiteleri Araştırma ve Reaktör merkezi (SURRC)'nde yapılmıştır.

## PETROGRAFI

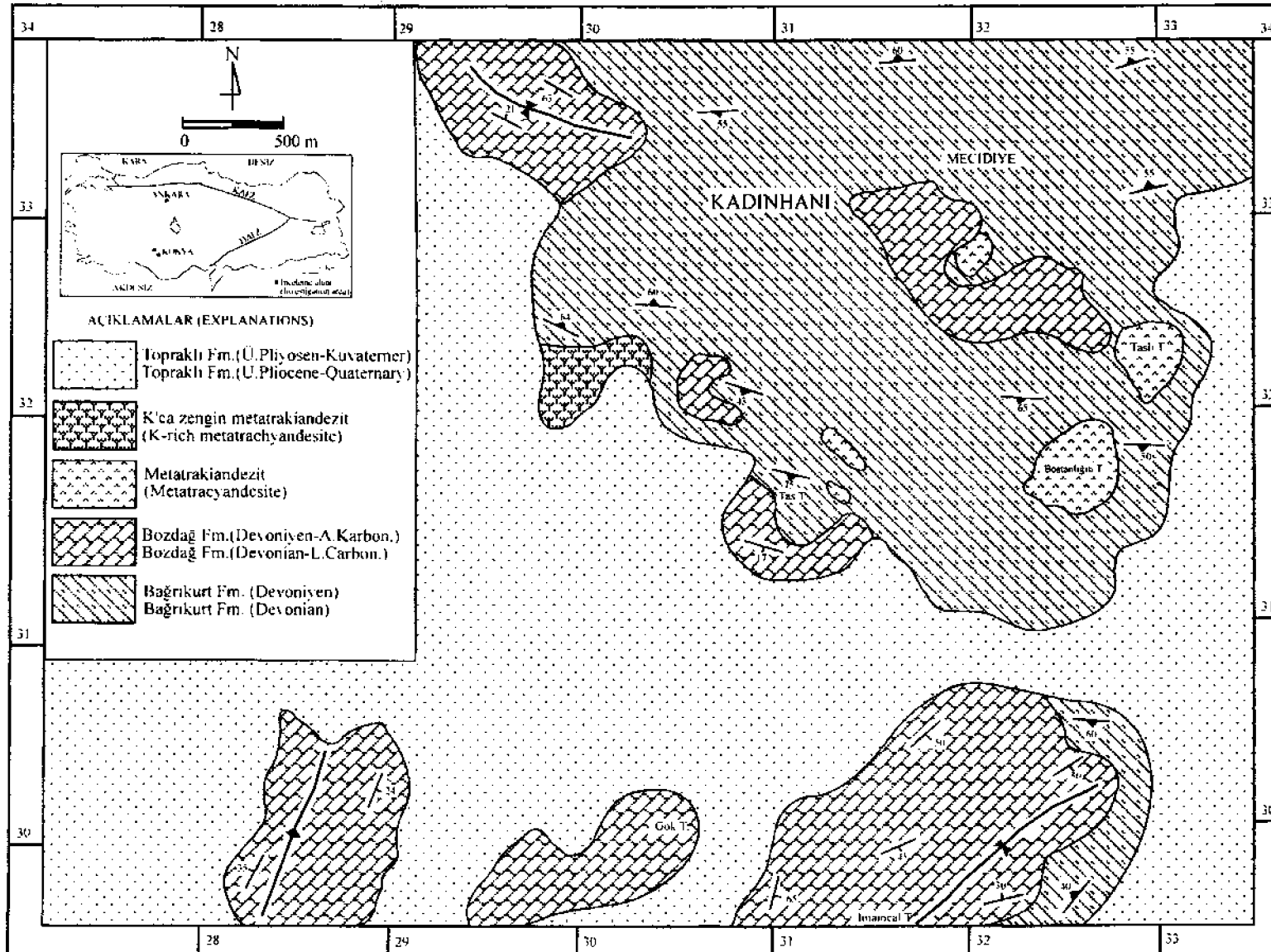
İncelen kayaçlar, yeşilimsi renkli, ince taneli olup, belirgin bir şistozite gösterirler. Modal mineralojisinde sanidin, plajiyoklas, hornblend, aktinolit, muskovit, serisit, klinopiroksen, kuvars, kalsit, epidot, opak mineraller ve aksesuar sfen, zirkon ve apatit içerirler. Hamur, ince lif si açık yeşil amfibol, açık yeşil-renksiz klorit, sanidin, kalsit, serisit, epidot, sfen ve opak minerallerden oluşmaktadır.

Plajiyoklas kristalleri rezorbe olmuş ve bol miktarda inklüzyon içermektedir (Şekil 2). Yaygın olarak bulunan büyük sanidin kristalleri (Çizelge 1) kısmen serisite dönüşmüştür. Beyaz mika, sanidin ve açık yeşil klorit kristalleri, kalsit, sefen ve demir oksitlerle birlikte gözlenmektedir. Beyaz mikalar fenjitik olup, bileşimi paragonit (0-3.4), margarit (0-0.7) ve muskovit (92.2-97.8) arasında değişmektedir (Çizelge 2). Fe-Ti oksitler, yarı özsekilli-özsekilli taneler oluştururlar.

Kayaçlar, yoğun bir metamorfizma göstermelerine karşın bazı primer mineraller halen ayrılabilirler. En iyi korunmuş mineral, 1 cm'ye varan fenokristaller şeklinde gözlenen klinopiroksendir. Bunlar, opak mineral inklüzyonları içermekte ve bazen diğer mineraller tarafından sarılmaktadır. Apatit, magnetit ve ilmenit diğer primer mineralleri oluşturur. Primer feldispatlar genelde sanidine dönüşmüştür. Sanidin kristalleri, hamur içerisinde uzayarak büyümüş ve poikloblastik olarak hamur minerallerini içine almıştır (Şekil 2). Mineraller arası dokusal ilişkiler gözönüne alındığında bunların çoğunun, bölgesel metamorfizmanın son safhasında geliştikleri düşünülmektedir.

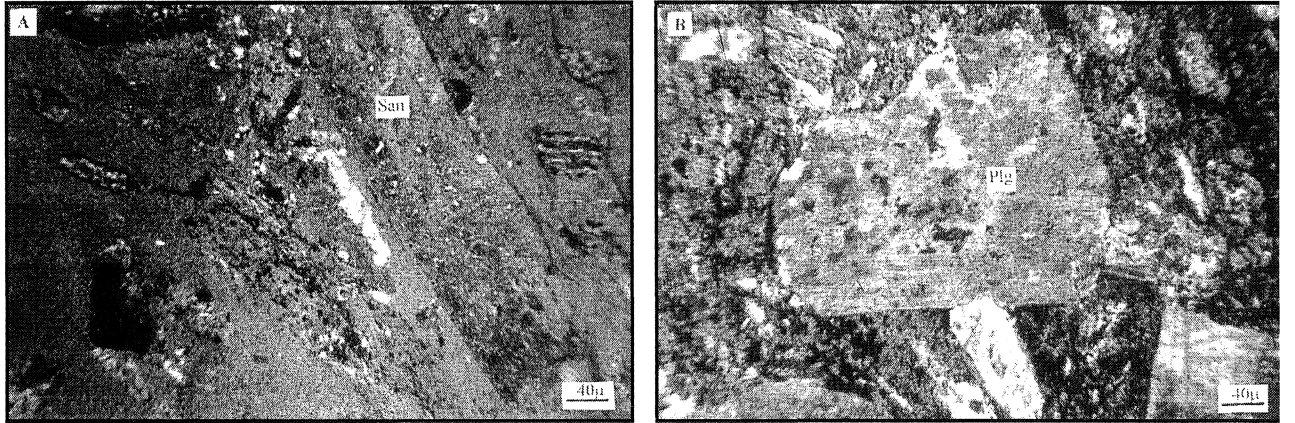
## JEOKİMYA

İncelenen kayaçların kimyasal analizleri (Çizelge 3)



**Şekil 1.** İnceleme alanının yer bulduru ve jeolojik haritası (Kurt, (1994)'dan değiştirilerek alınmıştır).

**Figure 1.** Location and geological map of the investigation area (modified from Kurt, (1994)).



**Şekil 2. a)** İnce taneli klorit, serisit, fenjit, kalsit ve opak minerallerden oluşan bir hamur içerisinde poikloblastik doku gösteren iri uzamış sanidin (San) kristali. **b)** İnce-orta taneli mika, kalsit, klorit ve opak minerallerden oluşan bir hamur içerisinde kısmen rezorbe olmuş iri plajiyoklas (Plg) kristali.

**Figure 2. a)** Poikloblastic, large sanidine (San) crystal within the fine-grained matrix containing chlorite, sericite, phengite, calcite and opaque minerals. **b)** Partially resorbed, large plagioclase (Plg) crystal within the fine medium-grained matrix of mica, chlorite and opaque minerals.

**Çizelge 1.** Kayaçlardaki feldispatların mikroprob analizleri.

**Table 1.** Microprobe analyses of feldspars in the rocks.

|                                                                    |               |              |              |              |              |              |              |               |              |
|--------------------------------------------------------------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|--------------|
| Örnek (Sample)                                                     | 446           | 446          | 446          | 446          | 446          | 446          | 446          | 446           | 446          |
| SiO <sub>2</sub>                                                   | 64.00         | 65.14        | 64.86        | 63.76        | 62.77        | 64.00        | 64.72        | 64.67         | 63.34        |
| TiO <sub>2</sub>                                                   | 0.11          | 0.24         | 0.52         | 0.62         | 0.98         | 0.89         | 0.50         | 0.31          | 0.90         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                                     | 18.39         | 18.62        | 18.37        | 18.52        | 19.33        | 19.81        | 19.00        | 18.73         | 19.00        |
| FeO                                                                | 0.71          | 0.07         | 0.71         | 0.08         | 0.20         | 0.17         | 0.06         | 0.04          | 0.60         |
| MnO                                                                | 0.00          | 0.03         | 0.02         | 0.07         | 0.07         | 0.17         | 0.00         | 0.00          | 0.02         |
| MgO                                                                | 0.55          | 0.17         | 0.16         | 0.89         | 0.00         | 0.08         | 0.03         | 0.04          | 0.94         |
| CaO                                                                | 0.08          | 0.00         | 0.02         | 0.01         | 0.68         | 0.73         | 0.22         | 0.03          | 0.22         |
| Na <sub>2</sub> O                                                  | 0.50          | 0.74         | 0.58         | 0.40         | 1.75         | 3.18         | 4.20         | 0.28          | 0.65         |
| K <sub>2</sub> O                                                   | 15.77         | 14.09        | 14.13        | 14.63        | 13.32        | 10.83        | 10.47        | 16.30         | 14.13        |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>                                      | 0.06          | 0.00         | 0.03         | 0.04         | 0.00         | 0.00         | 0.03         | 0.12          | 0.00         |
| <b>Toplam</b>                                                      | <b>100.17</b> | <b>99.12</b> | <b>99.42</b> | <b>99.04</b> | <b>99.09</b> | <b>99.87</b> | <b>99.23</b> | <b>100.54</b> | <b>99.80</b> |
| Formül 32 oksijen üzerindedir (Formula on the basis of 32 oxygens) |               |              |              |              |              |              |              |               |              |
| Si                                                                 | 2.96          | 3.00         | 2.99         | 2.96         | 2.91         | 2.92         | 2.96         | 2.97          | 2.97         |
| Ti                                                                 | 0.00          | 0.01         | 0.02         | 0.02         | 0.03         | 0.03         | 0.02         | 0.01          | 0.01         |
| Al                                                                 | 1.00          | 1.01         | 0.99         | 1.01         | 1.06         | 1.06         | 1.02         | 1.02          | 1.02         |
| Fe <sup>+2</sup>                                                   | 0.03          | 0.00         | 0.03         | 0.00         | 0.01         | 0.01         | 0.00         | 0.00          | 0.00         |
| Mn                                                                 | 0.00          | 0.00         | 0.00         | 0.00         | 0.00         | 0.01         | 0.00         | 0.00          | 0.00         |
| Mg                                                                 | 0.03          | 0.01         | 0.01         | 0.06         | 0.00         | 0.01         | 0.00         | 0.00          | 0.00         |
| Ca                                                                 | 0.00          | 0.00         | 0.00         | 0.00         | 0.03         | 0.04         | 0.01         | 0.00          | 0.00         |
| Na                                                                 | 0.05          | 0.06         | 0.05         | 0.04         | 0.16         | 0.28         | 0.37         | 0.06          | 0.03         |
| K                                                                  | 0.93          | 0.83         | 0.83         | 0.87         | 0.79         | 0.63         | 0.61         | 0.96          | 0.96         |
| P                                                                  | 0.00          | 0.00         | 0.00         | 0.00         | 0.00         | 0.00         | 0.00         | 0.01          | 0.01         |
| <b>Toplam</b>                                                      | <b>5.02</b>   | <b>4.93</b>  | <b>4.89</b>  | <b>4.97</b>  | <b>4.99</b>  | <b>4.98</b>  | <b>5.00</b>  | <b>4.99</b>   | <b>4.99</b>  |
| An                                                                 | 0.40          | 0.00         | 0.10         | 0.00         | 3.40         | 3.60         | 1.10         | 0.10          | 1.10         |
| Ab                                                                 | 4.50          | 6.70         | 5.20         | 3.60         | 15.70        | 28.10        | 37.06        | 2.50          | 5.80         |
| Or                                                                 | 93.10         | 82.80        | 83.10        | 86.60        | 78.90        | 63.00        | 60.87        | 95.60         | 83.20        |

KADINHANI METATRAKİANDEZİTİNİN JEOKİMYASI, PETROJENEZİ

Çizelge 2. Kayaçlardaki fenjitik mikaların mikroprob analizleri.

Table 2. Microprobe analyses of phengitic micas in the rocks.

| Örnek (Sample)                                                     | 444   | 444   | 444   | 444   | 444   | 445   | 445   | 445   | 446   |
|--------------------------------------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>                                                   | 53.48 | 52.38 | 52.12 | 49.01 | 52.38 | 55.50 | 54.14 | 54.63 | 54.10 |
| TiO <sub>2</sub>                                                   | 0.13  | 0.21  | 0.17  | 0.58  | 0.11  | 0.09  | 0.16  | 0.20  | 0.23  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                                     | 18.64 | 19.5  | 18.90 | 17.05 | 18.70 | 19.70 | 19.12 | 19.10 | 18.98 |
| FeO <sub>3</sub>                                                   | 4.90  | 4.52  | 4.72  | 6.46  | 4.49  | 4.91  | 5.34  | 5.38  | 5.72  |
| FeO                                                                | 0.78  | 0.72  | 0.75  | 1.03  | 0.71  | 0.78  | 0.85  | 0.86  | 0.91  |
| MnO                                                                | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.03  | 0.07  | 0.05  | 0.04  | 0.01  | 0.04  |
| MgO                                                                | 4.65  | 4.73  | 4.46  | 6.38  | 4.58  | 4.95  | 5.11  | 4.98  | 3.97  |
| CaO                                                                | 0.01  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.08  | 0.10  | 0.06  | 0.00  |
| Na <sub>2</sub> O                                                  | 0.11  | 0.14  | 0.00  | 0.00  | 0.26  | 0.09  | 0.05  | 0.22  | 0.19  |
| K <sub>2</sub> O                                                   | 11.01 | 11.00 | 10.98 | 10.07 | 10.94 | 11.39 | 11.23 | 11.38 | 11.67 |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>                                      | 0.13  | 0.00  | 0.03  | 0.09  | 0.06  | 0.09  | 0.07  | 0.00  | 0.09  |
| Toplam                                                             | 93.51 | 92.85 | 91.66 | 90.08 | 92.06 | 97.23 | 96.02 | 96.38 | 95.37 |
| Formül 32 oksijen üzerindedir (Formula on the basis of 32 oxygens) |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| Si                                                                 | 7.32  | 7.22  | 7.28  | 7.03  | 7.29  | 7.29  | 7.24  | 7.27  | 7.29  |
| Ti                                                                 | 0.01  | 0.02  | 0.02  | 0.06  | 0.01  | 0.01  | 0.02  | 0.02  | 0.02  |
| Al <sup>IV</sup>                                                   | 0.69  | 0.78  | 0.72  | 0.97  | 0.71  | 0.70  | 0.76  | 0.73  | 0.71  |
| Al <sup>VI</sup>                                                   | 2.32  | 2.40  | 2.39  | 1.91  | 2.36  | 2.35  | 2.25  | 2.27  | 2.31  |
| Fe <sup>+3</sup>                                                   | 0.51  | 0.47  | 0.49  | 0.69  | 0.47  | 0.49  | 0.54  | 0.54  | 0.58  |
| Fe <sup>+2</sup>                                                   | 0.09  | 0.08  | 0.09  | 0.12  | 0.08  | 0.09  | 0.09  | 0.09  | 0.10  |
| Mn                                                                 | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.01  | 0.01  | 0.01  | 0.00  | 0.01  |
| Mg                                                                 | 0.95  | 0.97  | 0.93  | 1.36  | 0.95  | 0.97  | 1.02  | 0.99  | 0.79  |
| Ca                                                                 | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.01  | 0.02  | 0.01  | 0.00  |
| Na                                                                 | 0.03  | 0.04  | 0.00  | 0.00  | 0.07  | 0.02  | 0.01  | 0.06  | 0.05  |
| K                                                                  | 1.92  | 1.93  | 1.96  | 1.84  | 1.94  | 1.91  | 1.92  | 1.93  | 2.01  |
| P                                                                  | 0.01  | 0.00  | 0.00  | 0.01  | 0.01  | 0.01  | 0.01  | 0.00  | 0.01  |
| Toplam                                                             | 13.86 | 13.92 | 13.88 | 14.02 | 13.92 | 13.87 | 13.91 | 13.93 | 13.89 |
| Mus                                                                | 95.41 | 96.70 | 97.80 | 92.15 | 93.58 | 95.55 | 95.80 | 94.74 | 93.27 |
| Par                                                                | 1.44  | 1.90  | 0.00  | 0.00  | 3.42  | 1.15  | 0.65  | 2.79  | 2.28  |
| Mar                                                                | 0.05  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.55  | 0.75  | 0.39  | 0.00  |

\*Fe<sup>+3</sup>, Schumacher (1991)'e göre oranla hesaplanmıştır. Mus: Muskovit; Par: paragonit; Mar: margarit.

\*Fe<sup>+3</sup> is calculated by ratio according to Schumacher (1991). Mus: muscovite; Par: paragonite; Mar: margarite.

dikkatle yorumlanmalıdır. Zira kayaçların maruz kaldığı düşük dereceli metamorfizma ve alterasyon gibi olaylar bazı element (özellikle ana elementler) hareketlenmelerine neden olmuş olabilir. Söz konusu kayaçlar, genel olarak epidotlaşma, serisitleşme, silisleşme ve kloritleşme ile karakterize olunan metamorfizma etkisinde kaldıklarından element zenginleşmeleri gerçekleşebilir. Örneğin, serisitleşme kuvvetli K, Rb ve Ba, kloritleşme ise orta derecede Mg zenginleşmeleri ile karakterize edilir

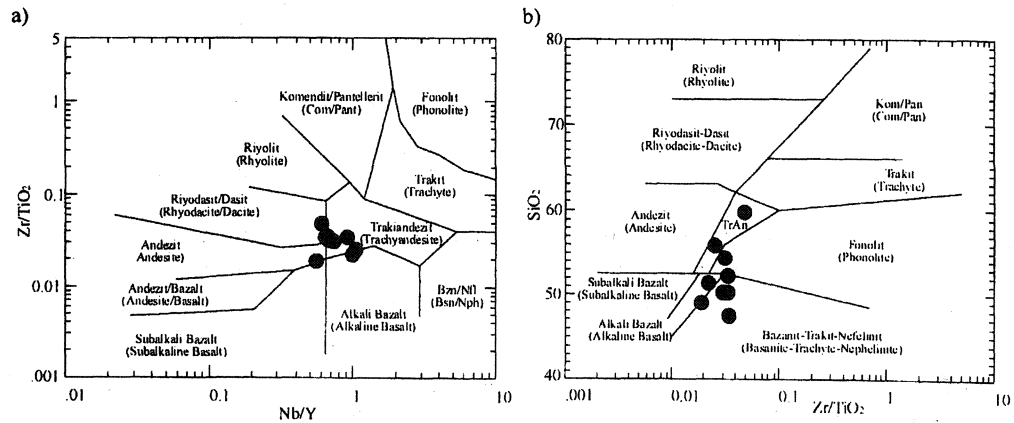
(Hard vd., 1974); Humphrist vd., 1978). Bu nedenle, metamorfizma ve/veya alterasyon esnasında az hareketli olarak bilinen Zr, Y, Nb, Ti, Ga, Cr, Ni, P, Th ve nadir toprak elementleri jeokimyasal ve petrolojik amaçlı olarak yaygın bir şekilde kullanılmaktadır (Pearce ve Cann, 1973; Floyd ve Winchester, 1975). Bununla beraber, bazı çalışmalar TH (Wood vd., 1979) ve nadir toprak elementlerinin de (Hellman, vd., 1979) belli şartlar altında hareketli olabileceklerini göstermiştir.

Çizelge 3. Kayaçların ana (% ağırlık) ve iz (ppm) element analizleri.

Table 3. Major (wt.%) and trace element (ppm) analyses of the rocks.

| Örnek (Sample)                 | 437   | 438    | 439   | 441   | 442   | 443   | 444   | 445   | 446   |
|--------------------------------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 50.29 | 54.34  | 51.42 | 49.06 | 50.23 | 47.53 | 59.80 | 55.79 | 52.11 |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.10  | 0.80   | 0.98  | 1.27  | 0.90  | 0.70  | 0.67  | 0.96  | 0.7   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15.11 | 14.63  | 14.08 | 15.28 | 15.28 | 12.19 | 10.95 | 15.60 | 14.53 |
| FeO                            | 1.28  | 1.20   | 1.95  | 1.00  | 2.56  | 0.80  | 3.63  | 3.20  | 2.00  |
| FeO <sub>3</sub>               | 1.32  | 0.65   | 5.99  | 4.55  | 3.10  | 0.44  | 1.58  | 3.40  | 3.10  |
| MnO                            | 0.07  | 0.04   | 0.09  | 0.06  | 0.28  | 0.03  | 0.03  | 0.03  | 0.09  |
| MgO                            | 2.90  | 5.45   | 3.05  | 3.51  | 3.51  | 2.37  | 1.75  | 4.32  | 1.80  |
| CaO                            | 6.18  | 7.53   | 3.97  | 4.54  | 5.55  | 13.78 | 5.95  | 1.91  | 4.20  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.72  | 1.05   | 0.14  | 0.49  | 0.50  | 0.82  | 0.44  | 0.14  | 0.30  |
| K <sub>2</sub> O               | 11.01 | 11.13  | 8.63  | 10.28 | 10.28 | 9.66  | 6.50  | 8.86  | 9.00  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.75  | 0.54   | 0.69  | 0.72  | 0.72  | 0.61  | 0.52  | 0.57  | 0.50  |
| LOI                            | 8.40  | 3.00   | 8.38  | 8.59  | 7.68  | 10.46 | 7.62  | 4.90  | 11.00 |
| Toplam                         | 99.13 | 100.36 | 99.37 | 99.35 | 99.87 | 99.39 | 99.44 | 99.68 | 99.80 |
| Co                             | 13    | 4      | 10    | 6     | 23    | 3     | 18    | 19    | 14    |
| Cr                             | 141   | 236    | 194   | 240   | 193   | 139   | 137   | 158   | 160   |
| Ce                             | 123   | 90     | 163   | 166   | 127   | 131   | 110   | 103   | 150   |
| Ba                             | 2506  | 2520   | 1252  | 3015  | 1802  | 1394  | 1390  | 891   | 2650  |
| La                             | 56    | 48     | 83    | 79    | 56    | 64    | 50    | 49    | 70    |
| Zr                             | 336   | 252    | 219   | 242   | 307   | 244   | 322   | 241   | 240   |
| Nb                             | 22    | 21     | 20    | 22    | 16    | 16    | 18    | 21    | 20    |
| Y                              | 30    | 31     | 20    | 40    | 25    | 24    | 30    | 20    | 22    |
| Sr                             | 225   | 84     | 182   | 179   | 356   | 127   | 60    | 81    | 250   |
| U                              | 3     | 4      | 7     | 11    | 5     | 11    | 8     | 8     | 5     |
| Rb                             | 135   | 53     | 65    | 10    | 146   | 61    | 198   | 122   | 250   |
| Th                             | 44    | 40     | 37    | 45    | 51    | 37    | 38    | 42    | 50    |
| Pb                             | 11    | 4      | bdl   | 9     | bdl   | 13    | bdl   | 8     | 10    |
| Ga                             | 15    | 13     | 16    | 13    | 22    | 13    | 21    | 23    | 17    |
| Zn                             | 11    | 18     | 14    | 3     | 49    | bdl   | 48    | 29    | 30    |
| Cu                             | 3     | bdl    | bdl   | bdl   | bdl   | 1     | 1     | bdl   | 70    |
| Ni                             | 24    | 15     | 21    | 9     | 34    | 4     | 23    | 34    | 22    |

bdl= aletin ölçüm sınırının altında (below the detection limit).

Şekil 3. Kayaçların a) Zr/TiO<sub>2</sub>-Nb/Y ve b) SiO<sub>2</sub>-/TiO<sub>2</sub> diyagramları (Winchester ve Floyd, 1977).Figure 3. a) Zr/TiO<sub>2</sub> versus Nb/Y and b) SiO<sub>2</sub> versus Zr/TiO<sub>2</sub> plots of the rocks (Winchester and Floyd, 1977).



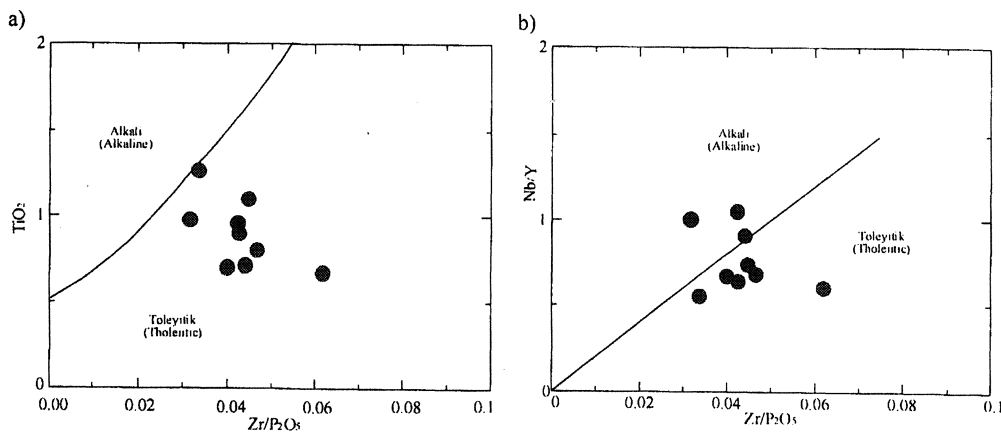
## KADINHANI METATRAKİANDEZİTİNİN JEOKİMYASI, PETROJENEZİ

Çizelge 4. Kayaçların nadir toprak element (ppm) analizleri.

Table 4, Rare earth element analyses (ppm) of the rocks.

| Ö.No<br>(S.No) | La   | Ce    | Pr   | Nd   | Sm  | Eu  | Gd  | Tb  | Dy  | Ho  | Er  | Tm  | Yb  | Lu  |
|----------------|------|-------|------|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 408            | 36.1 | 85.0  | 9.4  | 37.2 | 7.8 | 2.5 | 6.8 | 0.9 | 4.4 | 0.7 | 2.0 | 0.3 | 1.7 | 0.2 |
| 323            | 52.0 | 134.5 | 15.7 | 57.0 | 9.8 | 2.8 | 7.6 | 0.9 | 4.4 | 0.7 | 1.9 | 0.2 | 1.6 | 0.2 |
| 445            | 47.8 | 100.0 | 12.9 | 47.2 | 9.0 | 2.2 | 6.3 | 0.8 | 3.9 | 0.7 | 1.8 | 0.3 | 1.6 | 0.3 |

Metabazaltik andezit (408) ve metatrakiandezit (323) örnekleri Kurt (1996)'dan, K'ca zengin metatrakiandezit (445) ise bu çalışmadandır. Samples are metabasaltic andesite (408), metatracyandesite (323) from Kurt (1996), and K-rich metatracyandesite (445) from this study.

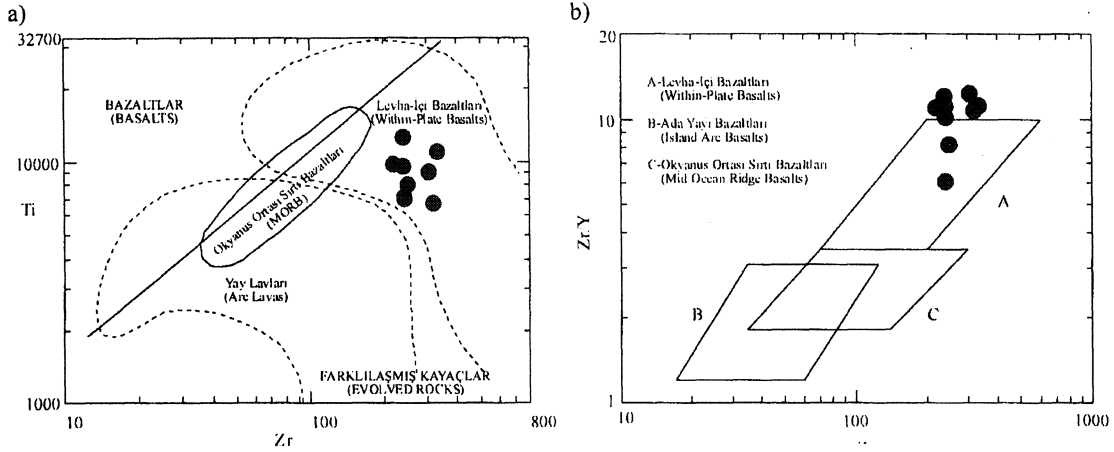


Şekil 4. Kayaçların a)  $Zr/P_2O_5$  göre  $TiO_2$  ve b)  $Nb/P_2O_5$  diyagramları (Floyd ve Winchester, 1975; Winchester ve Floyd, 1976).  
Figure 4. a)  $Zr/P_2O_5$  versus  $TiO_2$  and b)  $Nb/P_2O_5$  plots for the rocks (Floyd and Winchester, 1975; Winchester and Floyd, 1976).

Kay açlarda, yukarıda değinildiği üzere düşük dereceli de olsa metamorfizma etkisi altında element hareketlenmeleri olması nedeniyle volkanik kayaçların kimyasal olarak sınıflandırılmasında ve adlandırılmasında yaygın olarak kullanılan  $SiO_2$ 'ye karşı toplam alkali diyagramı (Le Maitre vd., 1989) uygulanamamıştır. Ancak daha az hareketli veya hareketsiz olarak bilinen iz elementler kullanılarak kayaç adlandırılmasına gidilmiştir. Buna göre  $Zr/TiO_2-Nb/Y$  adlama diyagramında (Winchester ve Floyd, 1977), örnekler trakiandezit alanında yer almaktadır (Şekil 3a). Ancak  $SiO_2-Zr/TiO_2$  diyagramında (Winchester ve Floyd, 1977) ise trakiandezit ve buna yakın alanlarda dağılım göstermektedir (Şekil 3b). Örneklerin yüksek  $K_2O$  (% 6.5-11.1) içeriklerine sahip olmaları ve bu özellikleriyle yöredeki diğer metavolkanitlerden farklılık göstermeleri nedeniyle de bu çalışmada K'ca zengin metatrakiandezit olarak tanımlanmıştır.  $TiO_2-Zr/P_2O_5$  diyagramında (Winchester ve Floyd, 1976) kay açlar toleyitik alanda gözlenmektedir (Şekil 4a).  $Nb/Y-Zr/P_2O_5$  diyagramında ise alkali-toleyitik ayırım çizgisine yakın düşmektedirler (Şekil 4b). Winches-

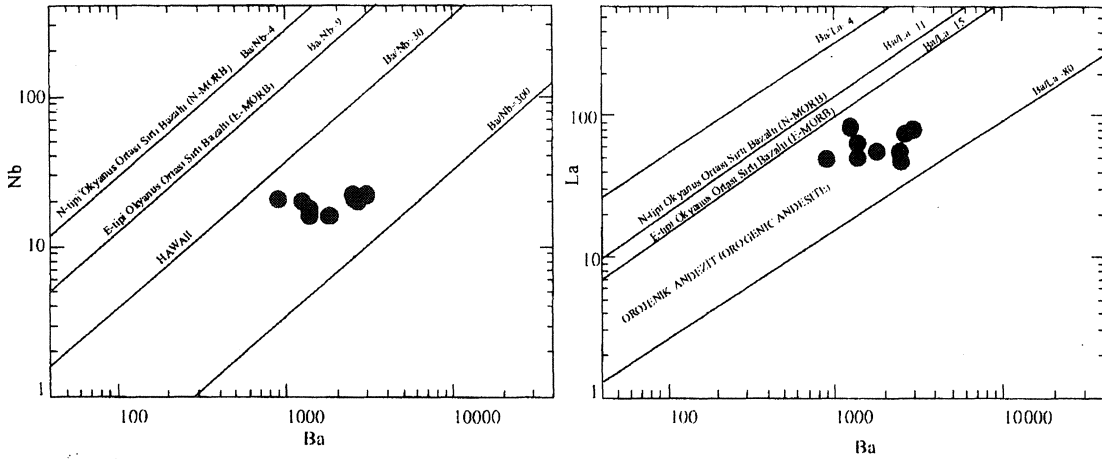
ter ve Floyd (1976)  $Zr/P_2O_5$  oranının, P'nin mobilitesi nedeniyle progresif alterasyon sonucu değişebileceğini ortaya koyarak aşırı derecede altere kayaçlara  $TiO_2-Zr/P_2O_5$  diyagramının uygulanması konusunda dikkatli olunması gerektiğini belirtmişlerdir. Buna ilaveten Morrison (1978) zeolit ve yeşilist fasiyesinde metamorfize olmuş bazaltlarda  $TiO_2-Zr/P_2O_5$  ve  $Nb/Y-Zr/P_2O_5$  diyagramlarının alkali-toleyitik ayırımında başarısız olduğunu buna karşın Smith ve Smith (1976) ise prehnit-pumpellyit fasiyesinde metamorfize olan bazaltların alkali-toleyitik ayırımında  $Nb/Y-Zr/P_2O_5$  diyagramının uygulanabileceğini ortaya koymuştur. Bu nedenlerden dolayı iki ayırtman diyagram göz önüne alındığında kayaçların afinitesinin alkali-toleyitik geçişli olduğunu belirtmek daha doğru olacaktır.

Ti-Zr diyagramında (Pearce, 1982), kay açlar levha içi (WP) lavları alanında yer almaktadırlar (Şekil 5a). Benzer yorumlar  $Zr/Y-Zr$  diyagramında (Pearce ve Norry, 1979) da elde edilmiştir (Şekil 5b). Bununla beraber  $Ti-Zr-Yx3$  diyagramında, kayaçlar oldukça potasik olmaları nedeniyle tanımlanan alanların dışında kalmış-



Şekil 5. a) Kayaçların Ti-Zr diyagramında (Pearce, 1982) bileşimleri. Kalın çizgi, bazaltlar ve farklılaşmış kayaçlar arasındaki sınırı belirlemektedir. b) Kayaçların Zr-Zr/Y diyagramı (Pearce ve Norry, 1979).

Figure 5. a) Compositions of the rocks on Ti-Zr diagram (Pearce, 1982). Solid line marks boundary between basalts and evolved rocks. b) Zr versus Zr/Y plot (Pearce and Norry, 1979) of the rocks.



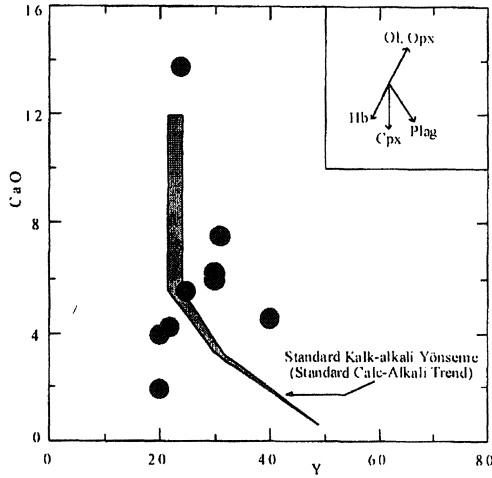
Şekil 6. K'ca zengin metatrakiandezitlerin Ba/Nb ve Ba/La değişimi. Alanlar, Perfit vd. (1980) ve Gill (1981)'e göre belirtilmiştir. Figure 6. Ba/Nb and Ba/La variation of the K-rich metatrachyandesites. Fields are from perfit et al. (1980) and Gill (1981).

lardır. Kayaçlar, genel olarak yüksek Ba/La (>15) ve Ba/Nb (>25) oranlarıyla orojenik volkanitlere (Gill, 1981) benzerlik sunmaktadırlar (Şekil 6). Ayrıca, düşük Nb (16-22 ppm) ve Nb/Y (0.55-0.90) oranlarıyla da subalkalin volkanik kayaçların Nb/Y<1.1 (Pearce ve Cann, 1973) veya 1.2 (Floyd ve Winchester, 1975) tipik özelliğini gösterirler.

Lambert ve Holland (1974) kalkalkali seriler standardına göre Y zenginleşmesini ve fakirleşmesini dikkate alarak J- ve L-tipi yönsmeler tanımlamıştır (Şekil 7). Buna göre J- ve L-tipi yönsmeler sırasıyla hornblend-(±granat) ve piroksen-kontrollü diferansiyasyona işaret etmektedir. İncelenen kayaçlar, standart kalkalkali seri-

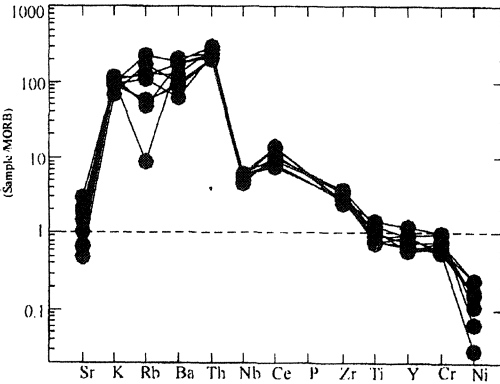
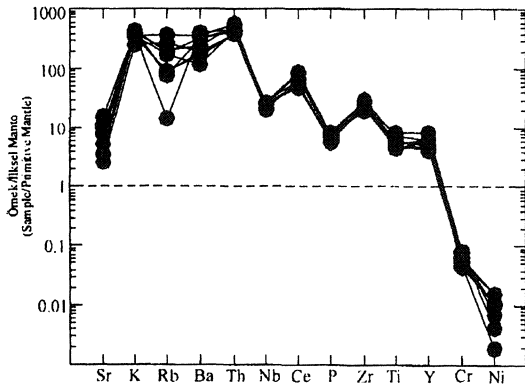
ye yakın veya düşük oranda bir Y zenginleşmesi ile J-tipi bir yönseme göstererek kayaçların gelişiminde klinopiroksen ve hornblend kontrollü fraksiyonlaşmanın etkili olduğunu belirtmektedir (Şekil 7). Ayrıca kayaçların genel olarak düşük Y içerikleri (22-40 ppm) ve yüksek La/Y oranları (1.5-4.1) dikkate alındığında ana magmada granatın fraksiyonlaşan veya kalıntı bir faz olarak önemli bir rol oynamadığı söylenebilir.

Kayaçların iz element ortalamasının Okyanus Ortası Surti Bazaltı (MORB) ve İlkel Manto (PM) değerlerine oranlanmasıyla elde edilen dağılımlarında, büyük ionlu litofil elementlerde (LILE) kuvvetli bir zenginleşme olduğu görülmektedir (Şekil 8). Buna ilaveten, MORB'la-



Şekil 7. Kayaçların CaO'e karşı Y diyagramı (Lambert ve Holland, 1974).

Figure 7. CaO versus Y plot the rocks, following Lambert and Holland (1974).



Şekil 8. Kayaçların ilksel manto ve okyanus ortası sirtı bazaltlarına göre normalleştirilmiş iz element dağılımları. Normalleştirme değerleri Sun ve McDonough (1989) ve Pearce (1982)'den alınmıştır.

Figure 8. Primitive Mantle-and MORB-normalised trace element patterns of the rocks. Normalising values are from Sun and McDonough (1989), and Pearce (1982).

ra göre Sr, K, Rb ve Th'da genel, Ce ve P bakımından ise seçici bir zenginleşmeyle karakterize edilirler. Bu zenginleşmeler dalan okyanusal kabuktan gelen sıvıların girişine bağlanabilir (Pearce, 1982). Dağılımlarda ortaya çıkan negatif Nb anomalisi, dalma-batmayla ilişkili kaynak materyalinin bileşimini temsil etmektedir. LILE zenginleşmesi kabuk kontaminasyonundan da meydana gelebilir (Pearce, 1983). Bununla beraber, dalan levhanın dehidratasyonu sırasında türeyen LILE'ce zengin sıvılar ve/veya alkalik, düşük sıcaklık kısmi ergiyikleri tarafından manto kamasının metazomatizması (Pearce, 1983; Sun ve McDonough, 1989) ile söz konusu zenginleşmelerin olduğu düşünülmektedir. Çünkü dalan okya-

nusal levha, yüksek LILE/LREE (Ba/La) ve yüksek LILE/HFSE (Ba/Nb) oranlarıyla karakterize edilmektedir (Rogers vd., 1985).

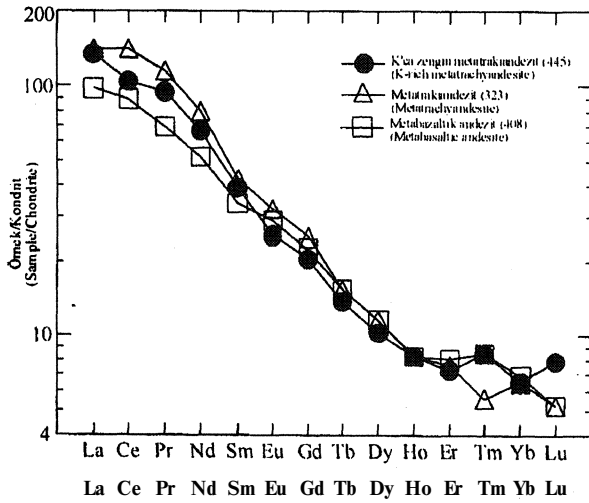
Kayaçların kondrite göre normalleştirilmiş nadir toprak elementleri,  $(La/Lu)^j=20$  oranıyla kuvvetli fraksiyonlaşmış bir dağılım sergileyerek, yöredeki diğer metavolkanitler olan metabazaltik andezit ve metatrakiandezitlere (Kurt, 1996) benzerlik sunmaktadırlar (Şekil 9). Kayaçlar, belirgin bir şekilde hafif nadir toprak element (LREE) zenginleşmesi ve daha az derecede ağır nadir toprak element (HREE) zenginleşmesi göstermektedir. Böyle bir nadir toprak element dağılımı amfibol ve piroksen fraksiyonlaşmalarının etkili olduğu bir differansiyasyona işaret etmektedir. Diğer bir ifadeyle incelenen kayaçlar daha bazik bir ana magmanın diferansiyasyonu sonucu oluşmuşlardır. Bu nedenle ana magma LREE, LILE ve HFSE'ce zenginleşmiş bir kıta altı litosferik kaynaktan türemiş olmalıdır. Söz konusu zenginleşme-

ler, ana magmanın oluşumundan önce genel olarak kaynak bölgesinde gerçekleşmiştir.

#### VOLKANİZMANIN GELİŞİMİ VE PETROJENEZ

İncelenen K'ca zengin metatrakiandezitler, yapısal, mineralojik ve jeokimyasal özellikleri bakımından homojen bir grup oluştururlar. Fiziksel ve kimyasal özellikleri bakımından Kurt (1996) tarafından ayırt edilen metatrakiandezitlere benzerlik sunarlar. Bu metavolkanitlere eşlik eden benzer yaşlı metasedimanter kayaçlar bölgede yaygın bir şekilde gözlenmektedir (Kurt, 1997).

Metavolkanik kayaçların tamamı, muhtemelen De-



Şekil 9. Kayaçların kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element dağılımları, metabazaltik andezit ve metatrakiandezitle (Kurt, 1996) karşılaştırılmıştır. Normalleştirme değerleri ise Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır.

Figure 9, Chondrite-normalised rare element patterns of the rock, compared with metabasaltic andesite and metatrachyandesite from Kurt (1996). Normalising values are from Sun and McDonough (1989).

voniyen yaşlı olan Bağkurt Formasyonunun metasedimenter kayaçları ile birlikte bulunmaktadır. Bu nedenle yöredeki metavolkanitler en erken Devoniyen'de gelişmiş olmalıdırlar. Bu dönem muhtemelen kıta altı litosferden türeyen volkanitlerin de yaygın olarak yerleştiği sedimantasyonla karakterize edilmekteydi. Metavolkanitlerin jeokimyasal özelliklerinin tekdüzeliği ve kısmen ince taneli karakterleri, bunların hızlı bir şekilde yükseldiğini, aşırı derecede fraksiyonlaşma ve kabuk kontaminasyonu altında kalmadıklarını ortaya koymaktadır. Bu düşüncelere dayanarak, bölgenin Devoniyen'de ekstansiyonel bir rejimde sürekli dolan bir havza ile temsil edilmekte olduğu söylenebilir. Söz konusu havza, kıtasal tip bir volkanik-sedimenter istifin gelişmesiyle belirgin bir açılma evresine girmiştir.

Daha önce belirtildiği gibi kayaçların jeokimyasal özellikleri bunların kıta altı litosferden, büyük bir ihtimalle de bir zamanlar yay magmatizmasma yolaçan dalma/batma olayından etkilenmiş ve halen bunun izlerini taşıyan bir manto kaynağından türediği sonucuna götürmektedir. Bu özellikleriyle, incelenen K'ca zengin metatrakiandezitler ile yöredeki diğer metavolkanitlerin (metabazalt ve metatrakiandezit) ortak bir kaynaktan geldikleri düşünülmektedir. Söz konusu volkanitler kısa bir zaman aralığında ana bir magmadan fraksiyonel kris-

talleşmenin etkili olduğu ayrılaşma ile birbirlerini takiben gelişmiş olmalıdırlar. Metavolkanitlerle metasedimentlerin stratigrafik olarak birlikteliği, iki litolojik grubun aynı metamorfik-yapısal olaylara maruz kaldıklarını göstermektedir.

## SONUÇLAR

İncelenen K'ca zengin metatrakiandezitler, yöredeki diğer metavolkanitlerle birlikte düşük dereceli metamorfizmaya maruz kalmış olup, yaygın olarak serisitleşme, kloritleşme ve epidotlaşma göstermektedirler. Kay açlar, alkali-toleyitik geçiş karakterli olup, levha-içi lavlarının jeokimyasal özelliğini göstermektedirler. Jeokimyasal analizler sonucunda yüksek oranda LILE (Rb, Ba) ve LREE içerdikleri saptanmıştır ki, bu özellikler esasen kaynak zenginleşmesine dayandırılmaktadır. Volkanitlerin ana magması yay magmatizmasma yolaçan dalma/batma olayından etkilenmiş bir kıta altı litosferden türemiştir. Diğer bir ifadeyle bunlar, manto içerisinde veya kabuk-manto sınırına yakın zenginleşmiş bir kaynaktan türeyen ana magmanın ekstansiyonel rejimdeki bir havza içine yerleşen ayrılaşma ürünleri olarak gelişmişlerdir.

## KATKI BELİRTME

XRF ve mikroprob analizlerinin yapılmasını sağlayan Glasgow Üniversitesi (İngiltere) Jeoloji ve Uygulamalı Jeoloji Bölümü personeline ve nadir toprak elementleri analizlerinin yapılmasındaki yardımları için ise İskoç Üniversiteleri Araştırma ve Reaktör Merkezi (SURRC) laboratuvarı (İngiltere) görevlilerine teşekkür ederiz.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Eren, Y., 1993. Eldes-Debent-Tepeköy-Söğütözü (Konya) arasının jeolojisi. Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya, Doktora Tezi, 224s (yayımlanmamış).
- Floyd, P. A. ve Winchester, J. A., 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, 27,211-218.
- Gill, J. B., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer-Verlag, New York, 370 pp.
- Hart, S. R., Erlant, A. J. ve Kable, E. J. D., 1974. Sea floor basalt alteration: some chemical and Sr isotopic effects. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 44, 219-230.
- Hellman, P. L., Smith, R. E. ve Henderson, P., 1979. The mobility of the rare earth elements: evidence and implica-

## :ADINHANI METATRAKİANDEZİTİNİN JEOKİMYASI, PETROJENEZİ

- tions from selected terrains affected by burial metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71,23-44.
- lumphris, S. E., Morrison, M. A. ve Thompson, R. N., 1978. Influence of rock crystallization history upon subsequent lanthanide mobility during hydrothermal alteration of basalts. *Chemical Geology*, 28,125-137.
- Çetin, L., 1966. Anadolunun Tektonik Birlikleri. *MTA Dergisi*, 66,20-34.
- Curt, H., 1994. Petrography and Geochemistry of Kadınhanı (Konya) area, Central Turkey. Glasgow Üniversitesi, Glasgow, Doktora Tezi, 19İs (yayımlanmamış).
- Curt, H., 1996. Geochemical characteristics of meta-igneous rocks near Kadınhanı (Konya), Turkey. *Geosound*, 28,1-22.
- Curt, H., 1997. Geochemistry of meta-sedimentary rocks of the Kadınhanı (Konya) area, Turkey. *Geosound*, 31,1-21.
- ^ambert, R. J. ve Holland, J. G., 1974. Yttrium geochemistry applied to petrogenesis utilizing calcium-yttrium relationships in minerals and rocks. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 38,1393-1414.
- ue Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wooley, A. R. ve Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, 193pp.
- Morrison, M. A., 1978. The use of "immobile" trace elements to distinguish the paleotectonic affinities of metabasalts: applications to the Paleocene basalts of Mull and Skye, northwest Scotland. *Earth and Planetary Science Letters*, 39,407-416.
- Okay, A., 1984. Distribution and characteristics of the northwest Turkish blueschist. In: J. E. Dixon and A. H. F. Robertson (eds). *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geological Society Special Publication, 17,455-466.
- Okay, A., 1986. High-pressure/low temperature metamorphic rocks of Turkey. In: B. W. Evans and E. H. B. Brown (eds). *Blueschists and Eclogites*. The Geological Society of America Memoir, 164,338-348.
- Özcan, A., Göncüoğlu, M. Cu., Turan, N., Uysal, Ş., Şentürk, K. ve Işık, A., 1988. Late Paleozoic evolution of the Kütahya-Bolkardağ Belt. *METU Journal of Pure and Applied Sciences*, 21,211-220.
- Özgül, N., 1976. Toroslar'ın bazı temel jeolojik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 19,65-78.
- Pearce, J. A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R. S. (ed). *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. Wiley, Chichester, 525-548.
- Pearce, J. A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Pearce J. A. and Norry M. J. (eds). *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Cheshire, 230-249.
- Pearce, J. A. ve Cann, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 290-300.
- Pearce, J. A. ve Norry, M. J. G., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 33-47.
- Perfit, M. R., Gust, D. A., Bence, A. E., Arculus, R. J. ve Taylor, S. R., 1980. Chemical characteristic of island-arc basalts: Implications for mantle sources. *Chemical Geology*, 30,227-256.
- Rogers, N. W., Hawkesworth, C. J., Parker, R. J. ve Marsh, J. S., 1985. The geochemistry of potassic lavas from Vulturni, central Italy and implications for mantle enrichment processes beneath the Roman region. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90,244-257.
- Schumacher, Ö. C., 1991. Empirical ferric iron correction: necessity, assumptions, and effects on selected geothermobarometers. *Mineralogical Magazine*, 55, 3-18.
- Smith, R. E. ve Smith, S. E., 1976. Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 32,114-120.
- Sun, S. S. ve McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A. D. Saunders and M. J. Norry (eds). *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, 42, 313-345.
- Winchester, J. A. ve Floyd, P. A., 1976. Geochemical magma type discrimination application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 28,459-469.
- Winchester, J. A. ve Floyd, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation product using immobile elements. *Chemical Geology*, 20,325-343.
- Wood, D. A., Gibson, I. L. ve Thompson, R. N., 1979. Elemental mobility during zeolite facies metamorphism of the Tertiary basalts of Eastern Iceland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 55,241-254.

Makalenin geliş tarihi: 20.04.1997

Makalenin yayma kabul edildiği tarih: 04.10.1998

*Received: April 20, 1997*

*Accepted: November 04, 1998*





## Zile (Tokat) batısında Uzunköy çevresinin stratigrafisi *Stratigraphy of Uzunköy and its surroundings west of Zile (Tokat)*

Ayhan Üstüntaş Cumhuriyet Üniversitesi, Divriği Meslek Yüksekokulu, Divriği/Sivas.

Murat İnceöz Fırat Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 23119 Elazığ.

### Öz

Çalışma alanında yaşlıdan gence doğru Permo-Triyas yaşlı Tokat Masifi, Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Amasya Grubu'na ait Ferhatkaya ve Carcurum formasyonları, Orta Eosen yaşlı Çekerek formasyonu ve Miyo-Pliyosen yaşlı Kemerkaş formasyonu yüzeylemektedir.

Tokat Masifi, inceleme alanında filit, mermer, metavolkanitler, metatortullar ve mikaşistler ile temsil edilmektedir.

Tokat Masifi üzerine uyumsuz olarak gelen Amasya Grubu, litolojik ve fasiyes özelliklerine göre Ferhatkaya ve Carcurum formasyonlarından oluşmaktadır. Ferhatkaya Formasyonu, metamorfik gereçlerden yapılmış ince bir konglomera seviyesi ile başlar. Formasyon, taban kısmı dışında egemen olarak kireçtaşlarından yapılmıştır. Yaygın oolitik ve psödooolitik doku ile yer yer breşik doku izlenmektedir. Carcurum Formasyonu ise, genel olarak, altta kilitaşı ve çamurtaşı düzeylerinden, üste doğru çört tabaka ve mercekleri içeren kireçtaşlardan oluşmaktadır.

Çekerek Formasyonu, alttan üste doğru Kozluca üyesi, yaygın olarak çakiltası, kumtaşı, çamurtaşı, kilitaşı ve marn araldanmasından oluşmaktadır. Kozluca üyesi üzerinde uyumlu olarak izlenen Kuzalan kireçtaşı üyesi, bazı seviyelerde bol Nummulites sp. fosilleri içeren kireçtaşı litolojisindedir. Göynücek aglomera üyesi ise, genel olarak volkanik gereçlerden oluşmuş bir matriks ve bu matriks içerisinde yer alan bazalt ve andezit çakıl ve bloklarından oluşmuş bir aglomera niteliğindedir. Birim içerisinde, silisleşmiş ağaç fosilleri, metamorfik kayaç parçaları, rekristalize kireçtaşı ve kireçtaşı blokları, çamurtaşı ve kilitaşı topakçıkları ve kömür damarları da gözlenmektedir.

Uyumsuz bir dokanakla Çekerek formasyonu üzerinde yer alan Kemerkaş Formasyonu, genel olarak konglomera, çakiltası, kaba kumtaşı araldanması, çamurtaşı, jips ara tabakaları ve travertenlerden oluşmaktadır.

**Anahtar Sözcükler:** Amasya Grubu, Çekerek fm., Kemerkaş fm., stratigrafi, Tokat Masifi, Zile.

### Abstract

*The rock units, observed in the area from bottom to top, are the Permo-Triassic Tokat Massif, Late Jurassic-Early Cretaceous Ferhatkaya and Carcurum formations of Amasya Group, Middle Eocene Çekerek formation and Mio-Pliocene Kemerkaş formation.*

*Tokat Massif is represented by phyllites, marble, metavolcanites, metasediments and mica schists.*

*Amasya Group, which overlies Tokat Massif with an unconformity, is composed of Ferhatkaya and Carcurum formations on the basis of its lithologic and facies properties. Ferhatkaya formation starts with a thin layer of conglomerate derived from metamorphic materials. The formation is composed mainly of limestones except lower levels. In places brecciated fabric and often oolitic and pseudoolitic fabrics are seen. Carcurum formation is, generally, composed of claystone and mudstone layers in lower levels, while limestones with chert layers and lenses occur in upper levels.*

*Çekerek formation is divided into three members. These are, from bottom to top; Kozluca, Kuzalan limestone and Göynücek agglomerate members. Kozluca member generally consists of pebblestone, sandstone, mudstone, clay stone and marl alternation. Kuzalan limestone member contains limestone lithology with high amount of Nummulites sp. fossils in some levels. Göynücek agglomerate member is composed of a matrix made of volcanic materials and basalt and andesite pebbles-blocks. In this unit, silicified wood, metamorphic rock fragments, recrystallized limestone and limestone blocks, mudstone and clay stone lumps and coal seams are commonly observed.*

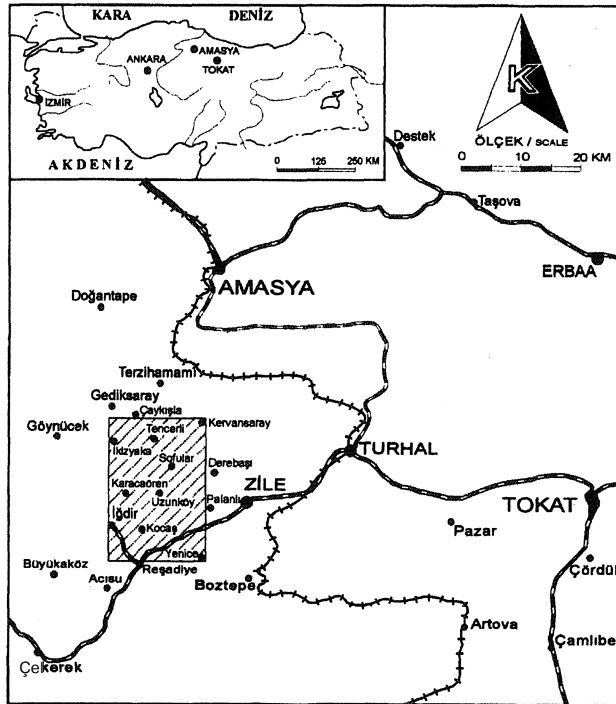
*Kemerkaş formation overlying Çekerek formation with an angular unconformity, is composed mainly of alternating conglomerate and pebblestone-rough sandstone, mudstone, gypsum interlayers and travertines.*

**Key words:** Amasya Group, Çekerek fm., Kemerkaş fm., stratigraphy, Tokat Massif, Zile.

## GİRİŞ

Çalışma alanı Tokat iline bağlı Zile ilçesinin 6 km batısında yer almaktadır (Şekil 1). Yaklaşık 345 km<sup>2</sup>lik bir alanı kapsayan inceleme alanı ve yakın çevresinde, 1947 yılından bu yana değişik araştırmacılar farklı konularda çalışmışlardır. Bunlardan; Baykal (1947), Blumenthal (1950), Okay (1955), Alp (1972), Seymen (1975, 1993), Özcan ve diğ. (1980), Temiz ve diğ. (1993), Tüysüz (1993,1996) Yılmaz (1981) genel jeolojik amaçlı, Koçyiğit (1979) tektonik amaçlı Gökçe (1983) ve Minaz (1984) maden jeolojisi amaçlı çalışmalar yapmışlardır. Çalışma alanı ve komşu bölgelerde yapılan bu konulara ilişkin özgün çalışmalar, geniş şekilde Üstüntaş (1997)'da değerlendirilmiştir.

Çalışma kapsamında, inceleme alanında görülen değişik yaş ve litolojilerdeki birimlerin stratigrafik özelliklerinin ortaya konulması amaçlanmıştır. Bu amaçla, çalışma alanında yüzeyleyen birimlerin 1/25.000 ölçekli ayrıntılı harita düzeyinde birbirleriyle olan ilişkileri belirlenmeye çalışılmıştır. Ayrıca, bölgede yer alan kaya birimlerini jeolojik, mikroskopik ve kimyasal yöntemlerle incelemek, dağılımlarını, bağlı oldukları jeolojik özellikleri, yataklanma şekillerini, mineralojik bileşimlerini, mikro yapı ve doku özelliklerini saptamak



Şekil 1. Çalışma alanının yer buldum haritası.

Figure 1. Location map of the studied area.

ve elde edilen bulguları değerlendirerek kayaçların oluşum ve kökenlerini açıklayıcı yaklaşımlarda bulunmaktadır.

## STRATİGRAFI

Çalışma alanında yüzeyleyen en yaşlı birim Tokat Masifi'dir. Temeli oluşturan bu kayaçlar üzerine uyumsuzlukla kireçtaşlardan oluşan Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Amasya Grubu'na ait formasyonlar gelmektedir. Amasya Grubu, birbirine yanal yönde geçişli Ferhatkaya ve Carcurum formasyonlarından oluşmaktadır. Tokat Masifi ve Amasya Grubu'na ait kayaçlar, çalışma alanında yer alan Orta Eosen yaşlı Çekerek formasyonu üzerine tektonik bir dokanakla gelmektedirler. Metamorfitlemin alt dokanağı çalışma alanı içerisinde gözlenmemiştir. Ayrıca, Çekerek formasyonunun bu yaşlı birimler üzerinde yer aldığı kesimler de çalışma alanı sınırları içerisinde gözlenmemiştir. Çalışma alanı içerisinde gözlenmemesine karşın, yakın çevrede Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Amasya Grubu üzerine, Orta Eosen yaşlı Çekerek formasyonunun geldiği bilinmektedir. Çekerek formasyonu, en altta genel olarak kumtaşı-çamurtaşı-marn ardalanmasından yapıları Kozluca üyesi, kireçtaşı litolojisinden oluşan Kuzualan kireçtaşı üyesi ve en üstte de aglomera ve tüflerden yapıları Göynücek aglomera üyesi olarak adlandırılmış olan volkano-tortullardan oluşmaktadır. Bütün bu birimleri de, Miyo-Pliyosen yaşlı Kemerkaş formasyonu ve alüvyonlar uyumsuz olarak örtmektedir (Şekil 2 ve Şekil 3).

## Tokat Masifi

## Tanım

Çalışma alanında başlıca, fillit, mermer, metavolkanitler, metatortullar ve mikaşistlerden oluşan birim, inceleme alanının en yaşlı kayalarını oluşturur (Şekil 2). Bölgede yer alan bu metamorfitlemin, doğuda Erzincan kuzeyine, batıda Amasya'ya kadar uzanan, geniş bir bölgede yüzeyleyen Tokat Masifi kayaçlarının batı kısmını oluşturmaktadır. Birim, değişik bölgelerde yapılan çalışmalarda farklı şekillerde adlandırılmıştır, çalışma alanında yüzeyleyen metamorfitlemin, Baykal (1947) tarafından "Paleozoyik Yaşlı Metamorfitlemin", Blumenthal (1950) tarafından "Tokat Kristalin Masifi", Okay (1955) tarafından "Paleozoyik Metamorfitlemin", Ketin (1962) tarafından "Tokat Masifi", Alp (1972) tarafından "Silüriyen öncesi temel kayaçlar", Seymen (1975) tarafından "Tozanlı Grubu", Özcan ve diğ. (1980) tarafından "Turhal Grubu", Gökçe (1983) tarafından "Turhal Meta-



## ZİLE (TOKAT) BATISINDA UZUNKÖY ÇEVRESİNİN STRATİGRAFİSİ

morfit, Temiz ve diğ. (1993) tarafından "Tokat Kompleksi", Yılmaz ve diğ. (1995) tarafından "Tokat Masifi" olarak adlandırılan birimler ile yaş ve litolojik açıdan değerlendirilebilir.

Bu çalışmada» bölgesel çalışmalarla bütünlük sağlamak, amacıyla Tokat Masifi adı kullanılmıştır.

### Dağılımı ve Konumu

İnceleme alanında,, Orta Eosen, yaşlı Çekerek formasyonunun Göynücek aglomera üyesi, ve Miyo-Pliyosen yaşlı Kemerkaş formasyonu. çöksillerinden sonra eo geliş yayılımına sahip olan Tokat Masifi,, özellikle Kervansaray» Çayır ve Kepez, köyleri çevresinde,, Karakaya ve Sofular köylerinin, doğusunda geniş yayılımlar sunmaktadır (Şekil 3). Birim,, Yalınzköy'ün batısında,, Uzunköy'ün güneydoğusunda» Küçükbultu köyünün kuzeybatısında dar alanlarda, yüzelemektedir. Ayrıca, Uğurluöree köyü güneyinde ve doğusunda Miyo-Pliyosen yaşlı Kemerkaş formasyonu altından, deie içlerinde mostra vermektedir. Alt dokanağı çalışma alanında izlenemeyen birim, tektonik; bir hat boyunca yer- yer' Orta Eosen yaşlı Çekerek formasyonunun Kozluca üyesi, üzerine, yer yer de Göynücek aglomera. üyesi üzerine gelmektedir (Şekil 3), Birimin üzerine» Geç: Jura-Erken Kretase yaşlı Amasya Grubu \*na ait formasyonlar,, uyumsuz bir dokanatta gelmektedirler. Bu uyumsuz dokanağın en. iyi gözleendiği, yerler Kervansaray ve Çayır köyleri. çevreleridir' (Şekil 3). Çalışma alanında Tokat Masifi, yaklaşık 650 m'lik bir kalınlık sunmaktadır.

### Litoloji

Tokat Masifi'ni oluşturan kayaların büyük bir bölümünün İlksel tortul ve magmatik özellikleri kısmen korunmuştur. Ancak, köken kayaların taınmadığı bölümler de gözlenmektedir. Çalışma alanında, Tokat Masifi genel olarak, fillit, mermer; metavolkanitler, metatortullar ve mikaşitlerden oluşmaktadır. Birim içerisinde gözlenen kayaların türlerinin saha, gözlemleri ve laboratuvar incelemeleri, sırasında saptanan özellikleri aşağıda açıklanmaya çalışılacaktır.

Flüt: Tokat Masifi'nin yaygın kayadır türüdür., Koyu. gri» yeşilimsi renkli, ince taneli, dağınık, toprağımsı görünümde, bol çatlaklı, çatlaklarda kalsit ve kuvars dolguları gözlenmektedir., Fillitler, çok iyi gelişmiş ancak,, çok deforme olmuş şistozite düzlemleri göstermektedirler. Şistozite düzlemlerinin, konumları sıklıkla, değişmektedir. Bu birimden alınan örneklerden, yapılan ince kesitlerde, kuvars ve serizit en çok izlenen minerallerdir. Az oranda da klorit ve epidot grubu mineralleri gözlenmek-

tedir. Fillitler içerisinde gözlenen, mineraller, genellikle yan öz şekilli veya öz şekilsiz kristaller' şeklindedir. Genellikle birbirini kesen,, çok deforme- olmuş, yer yer' ise düzgün, gelişmiş, şistozite düzlemleri içerirler. Yer yer de düzgün gelişmiş şistozite düzlemlerinde kıvrımlanmalar izlenmektedir.,

Mermer: İnceleme, alanının kuzeydoğu kesimlerinde,, Karakaya ve Çayır' Köyleri, arasındaki bölgede, sarımsı, grimsi ve beyaz renkli, katmanlanmasız olarak, Tokat Masifi içerisinde, bant ve bloklar' şeklinde- yaygın olarak izlenmektedirler.. Önceki çalışmalarda. (Yılmaz, 1981; Temiz ve diğ., 1993), mermer bloklarından bazılarının Permiyen'e ait mikrofauna içerdiği belirtilmiş ise de, saha gözlemleri, sırasında, ve- yapılan ince kesitlerde herhangi bir fosile rastlanmamıştır, ince kesitlerde- yalnızca. kalsit içeren rekristalize kireçtaşı (mermer) özelliği, göstermektedir. İnceleme alanında, gözlenen bu bloklar,, bol kırıklı ve çatlaklıdır;.

**Metavolkanitler:** Tokat Masifi'ni oluşturan kayaların önemli, bir bölümü volkanik, kökenli metamorfittlerdir; Yaygın köken kaya türü bazaltlardır. Bazaltların yanında diyabaz,, volkanik, breş, bazaltik. tiff gibi köken kayaların türlerine de rastlanır., Metabazaltlar; yeşilimsi» sarımsı renkli,, bol kırıldı, gaz boşluklarına benzer yapılar- göstermektedir; İnce kesitlerinde, aşırı derecede altere oldukları ve gaz boşluklarının kloritler tarafından dolduruldukları saptanmıştır., Metadiyabazlar, kırmızımsı-kahve, sarımsı/renkli, ince yapraklanmalı olup,, gevşek dokulu olmaları nedeniyle dağınık ve topografyada düşük kotlu alanları oluşturmaktadırlar', Metatüf ve metavolkanikbreş niteliği taşıyan metamorfittler, metabazaltlara yakın bölgelerde,, onlarla geçişli olarak yer alırlar', Bu kayaların türlerinden bazılarının ilksel volkanik, dokuları çoğunlukla, tanınabilmektedir.

**Metatortullar:** Torkul kökenli, metamorfittlerin saha incelemelerinde çoğunlukla tortul yapı ve dokularının az çok korunduğu gözlenmiştir. Özellikle tane boyu,, tane dizilimi, tabaka içi yapılar kısmen, korunmuştur., Bu nedenle köken kaya türü çoğunlukla tanınabilmektedir; Metatortullar içerisinde en yaygın kaya türü silt ve kum boyu malzemenen oluşan kayalar ile rekristalize kireçtaşıdır. Metaçamurtaşları, mor renkli.» ince taneli, kolaylıkla levhalara ayrılabilir. Metakumtaşları, yeşil renkli,, bol kırıldı, düzgün, kenarlı, tane büyüklükleri, gözle izlenebilmektedir. Levha şeklindeki el örnekleri,, kırılma yüzeyleri, boyunca düzgün kenar' ve yüzeyler' sunmakta, alt ve üst yüzeyleri, metamorfizma etkisinden dolayı parıldayan pukcuklar şeklindeki, minerallerle kaplanmıştır.. Rekristalize kireçtaşları,, grimsi ayrışma renk-

| YAŞ<br>AGE              | GRUP/GROUP                                        | FORMASYON<br>FORMATION | ÜYE/ MEMBER | KALINLIK / THICK | SİMGE/SYMBOL | LİTOLOJİ<br>LITHOLOGY | AÇIKLAMALAR<br>EXPLANATIONS                                                                                                                                                                                                                                          |
|-------------------------|---------------------------------------------------|------------------------|-------------|------------------|--------------|-----------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                         |                                                   |                        |             |                  |              |                       | ÖLÇESİZ / NO SCALE                                                                                                                                                                                                                                                   |
| SENOZOYİK<br>CENOZOIC   | MIYO-PLİYOSEN<br>MIO-PLIOCENE                     | KEMERKAŞ               |             | 350              | Qal<br>TK    |                       | Alüvyon / Alluvium<br>—UYUMSUZLUK / UNCONFORMITY—<br>Traverten / Travertine<br>Jips aratabakaları / Gypsum interlayers<br>Çamurtaşı / Mudstone<br>Çakıltaşı-kaba kumtaşı ardalanması<br>Alternation of conglomerate-coarse sandstone<br>Konglomera / Conglomerate    |
| MESOZOYİK<br>MESOZOIC   | ÜST JURA-ALT KRETASE<br>U. JURASSIC-L. CRETACEOUS | FERHATKAYA<br>CARCURUM |             | 130<br>125       | JKaf<br>JKac |                       | —UYUMSUZLUK / UNCONFORMITY—<br><b>Ferhatkaya Fm.</b> <b>Carcurum Fm.</b><br>Gri-pembe renkli, kalın tabakalı, oolitik kireçtaşı.<br>Cream coloured, claystone, mudstone and chert intercalated limestone<br>Killi çört ve çamurtaşı<br>Clayey limestone and mudstone |
| PALEOZOYİK<br>PALEOZOIC | PERMO-TRİYAS<br>PERMO-TRIASSIC                    | TOKAT MAS.             |             | 650              | PMT          |                       | Fillit, metavolkanitler, mikaşistler, metadiyabaz ve mermer blokları.<br>Phyllit, metavolcanics, micachists, metadiabaze and marble blocks.                                                                                                                          |
|                         |                                                   |                        |             |                  |              |                       | ▲— BİNDİRME / OVERTHRUST                                                                                                                                                                                                                                             |
| SENOZOYİK<br>CENOZOIC   | ORTA EÖSEN<br>MIDDLE EOCENE                       | ÇEKEREK                |             | 800              | Tçg          |                       | Kömür damarları<br>Coal bands<br>Bazaltik ve/veya andezitik aglomera<br>Basaltic and/or andesitic agglomerate                                                                                                                                                        |
|                         |                                                   |                        |             | 160              | Tçkz         |                       | Gri beyaz renkli, bol <i>Nummulites sp.</i> fosilli kireçtaşı.<br>Gray-white coloured, abundant <i>Nummulites sp.</i> fossiliferous limestone.                                                                                                                       |
|                         |                                                   |                        |             | 450              | Tçkc         |                       | Çakıllı kumtaşı, kumtaşı, çamurtaşı, kiltası ve marl ardalanması.<br>Alternation of gravelly sandstone, sandstone, mudstone, claystone and marl.                                                                                                                     |
|                         |                                                   |                        |             |                  |              |                       | Üstüntaş and Inceöz, 1998                                                                                                                                                                                                                                            |

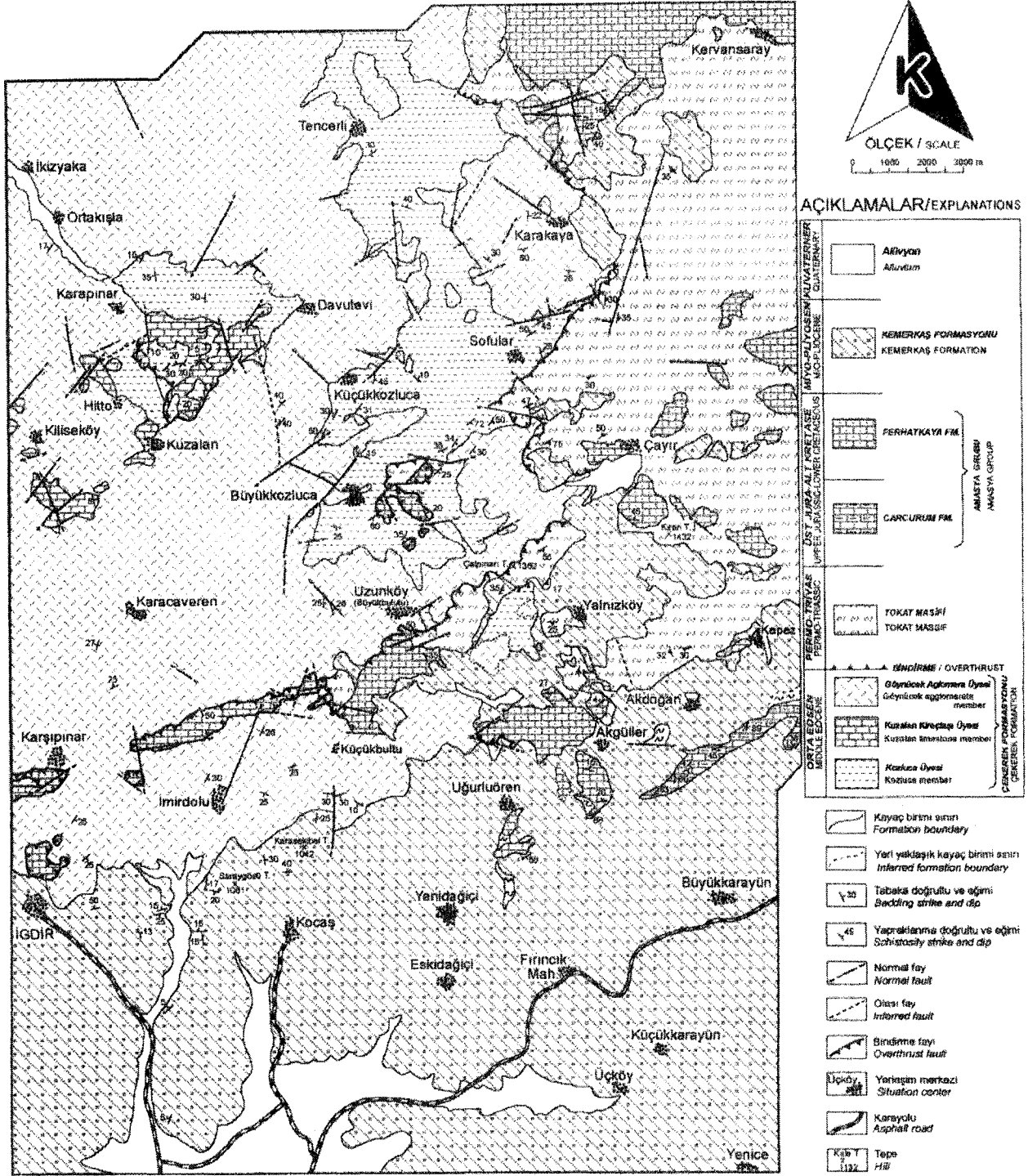
Şekil 2. İnceleme alanının genelleştirilmiş tektono-stratigrafik dikme kesiti.

Figure 2. Generalized tectono-stratigraphic columnar section of the studied area.

li, beyazımsı-kirli beyazımsı, bazı yerlerde koyu gri taze yüzey renkli, bol çatlaklı, çatlaklar kalsitle doldurulmuştur. Rekristalizasyonun belirgin olarak izlenemediği grimsi-kahverenkli bölgeler içeren bu kireçtaşlarında,

rekristalize bölgeler beyaz renkli ve iri kristallidir. Mikaşistler: Genellikle koyu gri, siyahımsı renkte gözlenen mikaşistlerde, şistozite iyi gelişmiştir. Yer yer ince kuvarsit damarları ile ardalanmalı gözlenen mikaşist-

# ZİLE (TOKAT) BATISINDA UZUNKÖY ÇEVRESİNİN STRATİGRAFİSİ



Şekil 3. Çalışma alanının jeolojik haritası.

Figure 3. Geological map of the studied area.

lerin yaygın parajenezi, muskovit-biyotit-kuvars-plajiyoklastır. Kuvars oranı çok değişik olup, bazen kuvarsit niteliği taşırlar. Düşük dereceli metamorfizma ürünü olan bu kayaların mikroskopik incelemelerinde, lepidogranoblastik doku gözlenmekte, killeşme ve opaklaşma izlenmektedir.

#### Fosil Topluluğu ve Yaş

Birim içerisinde, gerek saha çalışmalarında ve gerekse laboratuvar çalışmaları sırasında fosil bulunamamıştır. Ancak, çalışma alanı ve çevresinde çalışan Baykal (1947), Blumenthal (1950), Koçyiğit (1979) ve Yılmaz (1981), birim içerisinde yer alan mermer bloklarında Permiyen yaşını veren fosiller bulunduğunu belirtmektedirler. Araştırmacılar, buldukları fosillere dayanarak birimin yaşını Paleozoyik olarak kabul etmişlerdir. Ketin (1962), Paleozoyik yaşlı olarak düşündüğü Tokat Masifi kayaları içerisinde, Mesozoyik yaşlı olabilecek ofiyolitlerin ve rekristalize kireçtaşlarının bulunduğunu belirterek, metamorfitleerin en azından bir kısmının Mesozoyik yaşlı olabileceğini ileri sürmektedir.

Gökçe (1983), Permiyen yaşlı olduklarını düşündüğü mermerlerin bloklar şeklinde görüldüğünü ve metamorfitleerin üzerinde yer alan Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Buzluk Kireçtaşları'nın metamorfizma geçirmemiş olduklarını saptamıştır. Araştırmacı bu verileri gözönüne alarak, metamorfitleerin üst kısımlarının Permiyen-Orta Jura yaşlı olabileceğini ve Geç Jura öncesinde metamorfizma geçirdiklerini belirtmektedir. Temiz ve diğ. (1993), birim içerisinde bloklar şeklinde izlenen rekristalize kireçtaşı bloklarında Üst Permiyen yaşını veren fosilleri saptayarak birime Permo-Triyas yaşını vermişlerdir.

İnceleme alanında metamorfitleerin içinde gözlenen mermer bloklarının Permiyen yaşlı olması, metamorfitleeri uyumsuzlukla örten Amasya Grubu'na ait Ferhatkaya ve Carcurum formasyonlarının metamorfizma geçirmemiş olması, metamorfitleerin Permo-Triyas yaşlı olabileceği ve Üst Triyas-Liyas zaman aralığında metamorfizma koşullarının geliştiği söylenebilir.

#### Ortamsal Yorum

Koçyiğit ve Tokay (1985), Tokat Masifi'nin iki alt tektonik birimle temsil edildiğini belirterek, melanj niteliğindeki alt tektonik birimi yeşil-şist fasiyesi koşullarında metamorfizmaya uğramış yitim kuşağı prizması, ikinci alt tektonik birimin ise, genel olarak ada yayı ortamında (yay önü havzası, yay arası ve yay gerisi) gelişmiş ben-

zer fakat daha yüksek sıcaklıkta başkalaşım koşullarından etkilenmiş bir metavolkanotortul istif (Özcan ve diğ. 1980; Tekeli, 1981; Okay, 1983) olduğunu belirtmiştir Şengör ve diğ., (1985), Gölova (Agvanis) Metamorfitleeri'ni başkalaşmış ofiyolit, bunlarla birlikte bulunan diğer birimleri ise okyanusal ve kıtasal kayaç toplulukları olarak yorumlamaktadırlar.

Çalışma alanı ve yakın çevresinde görülen metamorfitleer yitim zonunda, yüksek basınç-düşük sıcaklıkta metamorfizmaya uğramış (Tekeli, 1981; Gökçe, 1983) ve metavolkanotortul bir istiften oluşmuşlardır.

#### Amasya Grubu

Amasya-Turhal arasında ve Amasya yöresinde yaygın olarak gözlenen kireç taşları Özcan ve diğ. (1980) tarafından Amasya Grubu adı altında toplanmıştır. Amasya Grubu'nu oluşturan kireçtaşları, litolojik ve fasiye özelliklerine göre, Özcan ve diğ. (1980) tarafından Ferhatkaya, Carcurum ve Helvacı formasyonlarına ayrılmışlardır. Araştırmacılara göre, Amasya Grubu'nu oluşturan bu formasyonlar aynı havzanın farklı çökeltme ortamlarında oluşmuş, farklı kireçtaşı kaya türlerini kapsarlar. Çalışma alanı içerisinde bu grubu ait yalnızca Ferhatkaya ve Carcurum formasyonları yüzeylenmektedir (Şekil 3).

#### Ferhatkaya Formasyonu

##### Tanım

Bu formasyonun ilk adlanması Alp (1972) tarafından Amasya yöresinde yapılmıştır. Birim, Blumenthal (1950) tarafından "Amasya Kireçtaşları", Baykal (1947) tarafından "Ayrılmamış Mesozoyik" ve Özcan ve diğ. (1980) tarafından "Amasya Grubu" içerisinde incelenmiştir. Ferhatkaya formasyonu, Seymen (1975,1993) tarafından adlandırılan "Hankırıtepesi formasyonu", Öztürk (1979) ve Temiz ve diğ. (1993) tarafından adlandırılan "Doğdu formasyonu" ve Gökçe (1983), tarafından adlandırılan "Buzluk Kireçtaşları" ile yaş ve litolojik açıdan deneştirilebilir. Bu çalışmada, stratigrafik açıdan herhangi bir karışıklığa meydan vermemek amacıyla Alp (1972) ve Özcan ve diğ. (1980) tarafından kullanılan "Ferhatkaya formasyonu" adı benimsenmiştir.

#### Dağılımı ve Konumu

İnceleme alanının Carcurum formasyonundan sonra en az yayılımı olan birimidir. Çalışma alanında, Kervan

## ZİLE (TOKAT) BATISINDA UZUNKÖY ÇEVRESİNİN STRATİGRAFİSİ

saray köyünün kuzeybatısında ve Çayır köyü çevresinde Tokat Masifi'ne ait kay açlar üzerinde uyumsuz olarak yer alır. Birim İğdir, İmirdolu ve Küçükbuldu köylerinin kuzeyinde yaklaşık doğu-batı doğrultulu bir hat boyunca, Çekerek formasyonunun Göynücek aglomera üyesi üzerinde, tektonik bir dokanakla yer alırken; Büyükkozluca köyünün doğusunda, aynı birimin Kozluca üyesi üzerinde bir klip şeklinde yer almaktadır. Ferhatkaya formasyonu çalışma alanının en genç birimi olan Kemerkaş formasyonu tarafından açılı uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 2 ve Şekil 3). Alp (1972) ve Özcan ve diğ. (1980), inceleme alanına yakın bölgelerde yaptıkları çalışmalarda birimin, Çekerek formasyonunun Kozluca ve Göynücek aglomera üyeleri tarafından açılı uyumsuz olarak örtüldüğünü belirtmektedirler. Ancak, bu ilişki çalışma alanında izlenememektedir. Birimin, Carcurum formasyonu ile ilişkisi çalışma alanında gözlenemesine rağmen Özcan ve diğ. (1980)'ne göre yanal geçişlidir. Birimin ölçülebilir kalınlığı 130 m'dir.

### Litoloji

Birim, egemen olarak kireçtaşlı yapıdır. Tabanda her yerde gözlenemeyen, malzemesini alttaki metamorfitten almış, ince bir konglomera ve kumtaşı seviyesiyle başlar. Formasyon, taban kısmı dışında tekdüze bir kireçtaşı kaya türünden oluşmuştur (Şekil 4). Taze yüzeyi gri, açık gri, sanmsı-krem ve bazen de pembemsi, ayrışma yüzeyi koyu gri, bej renklidir. Orta-kalın tabakalı yer yer masif görünümlüdür. Bol çatlaklı, çatlakların bir kısmı kalsit dolguludur. Oolitik, psödooolitik dokunun yaygın olarak izlendiği birim, yer yer breşik yapıdadır. Breşlerin boyutları 3-4 cm ve çok köşeli, keskin kenarlı, breş taneleri aralan karbonat çimento ile doldurulmuş, tane değişlidir. Çalışma alanında gözlenemesine rağmen, Özcan ve diğ. (1980) bölgede yaptıkları çalışmada, birim içerisinde ender olarak mikritik kireçtaşı ara tabakalarının varlığından söz etmektedirler. Yalnızköy'ün güneyinde Ferhatkaya formasyonunun tabanında iyi yuvarlaklaşmış, küresel çakıl, derecelenmesi ve boylanması iyi, bol kuvars taneli çakıltası ile kaba ve ince taneli kumtaşı seviyeleri görülür. Malzemesini metamorfitten alan bu ince seviye her yerde gözlenmektedir. Özcan ve diğ. (1980), benzer seviyelerin Amasya dolayında görüldüğünü belirtirler. Bunun dışında kalan bölgelerde, kireçtaşlı transgresif olarak doğrudan metamorfitten üzerinde yer alır.

### Fosil Topluluğu ve Yaş

Ferhatkaya formasyonundan derlenen örneklerde *Trocholina alpina* Leupold, *Trocholina palastiniensis* Herson, *Trocholina elengata* Leupoid, *Trocholina sp.*, *Pseudotextulariella sp.* ve *Miliolidea* fosillerinin varlığı saptanmış ve önceki çalışmalar da gözönüne alınarak (Alp, 1972; Özcan ve diğ. 1980), birime Geç Jura - Kre-tase yaşı verilmiştir.

### Ortamsal Yorum

Ferhatkaya formasyonu oolitik ve psödooolitik kireçtaşlarından oluşmaktadır. İçerisinde bol miktarda Mercan, Alg, Lamellibranch, Gastropod, Bryozoa, Hidrozoa, Skinit ve Sünger gibi fauna bulunduran kireçtaşları yer yer breşik (kırıntılı) niteliktedir. Gerek petrografik özellikleri ve gerekse fosil içeriğinden dolayı birim yer yer durgun, yer yer de enerjili sıg su ortamında çökelmiştir.

### Carcurum formasyonu

#### Tanım

Formasyon, ilk olarak Alp (1972) tarafından Amasya yöresinde tanımlanmıştır. Carcurum formasyonu, Seymen (1975,1993), tarafından adlandırılan "Hankırtepesi formasyonu", Öztürk (1979) ve Temiz ve diğ. (1993) tarafından adlandırılan "Doğdu formasyonu" ile yaş ve litolojik açıdan denestirilebilir.

#### Dağılımı ve Konumu

Çalışma alanında en az yayılımı olan birim, Akgüller ve Akdoğan köylerinin güneydoğusunda yüzeylenmektedir. Çalışma alanında birimin tabanı görülmemektedir. Tavanında ise Kemerkaş formasyonu tarafından açıl uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 2 ve Şekil 3). Özcan ve diğ. (1980), çalışma alanına komşu arazilerde yaptıkları çalışmada formasyonun, metamorfikler üzerine açıl uyumsuzlukla geldiği ve Ferhatkaya formasyonu ile de yanal yönde geçişli olduğunu belirtmektedirler. Birimin ölçülebilir kalınlığı 125 m'dir.

### Litoloji

Birim, genel olarak kireçtaşlı yapıdadır (Şekil 5). Kireçtaşlı; sert, dayanımlı, konkoidal kırılma yüzeyli, ammonit izi kalıplı, ince-orta tabakalıdır. Tabaka kalınlıkları yer yer 1-1.5 m'ye varmaktadır. Tabaka-

| FORMASYON<br>FORMATION | KALINLIK (m)<br>THICKNESS (m) | KAYA TÜRÜ<br>LITHOLOGY | AÇIKLAMALAR<br>EXPLANATIONS                                                                                                                                                                                          | FOSİL İÇERİĞİ<br>FOSSILS                                                                                                                                                     |
|------------------------|-------------------------------|------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                        |                               |                        | <b>KEMERKAŞ FORMASYONU</b><br><b>KEMERKAŞ FORMATION</b>                                                                                                                                                              |                                                                                                                                                                              |
| <b>FERHATKAYA</b>      | 78 m                          |                        | Gri-pembemsi renkli, orta-kalın tabakalı, masif görünümlü, çattıkları kalsit dolgulu, oolitik kireçtaşı.<br><i>Gray pinkish coloured, medium-thick bedded, like massive, oolitic limestone with calcite fillings</i> | <i>Trocholina alpina</i> LEUPOLD<br><i>Trocholina palantiniensis</i> HERSON<br><i>Trocholina elongata</i> LEUPOLD<br><i>Trocholina sp.</i><br><i>Pseudotextulariella sp.</i> |
|                        |                               |                        | Metamorfik bileşenli kumtaşı ve konglomera düzeyi<br><i>Sandstone and conglomerate layers with metamorphic components</i>                                                                                            | Miliolidea                                                                                                                                                                   |
|                        |                               |                        | <b>TOKAT MASIFI</b><br><b>TOKAT MASSIF</b>                                                                                                                                                                           |                                                                                                                                                                              |

Şekil 4. Akdoğan köyünün batısında ölçülmüş Ferhatkaya formasyonuna ait stratigrafik kesit.

Figure 4. Measured stratigraphic section of the Ferhatkaya formation in the west of Akdoğan village.

lar kıvrımlı, eğimleri yüksek tabakaların arasında çört, kiltası-çamurtaşı düzeyleri gözlenmektedir. Bunlardan kiltası ve çamurtaşı düzeyleri dayanımsız ve 1-3 cm arasında değişirken, girintileri oluşturmaktadır. Çört düzeyleri ise, yer yer kireçtaşları kadar kalınlaşmakta ve dayanımlı olduklarından çıkıntılar oluşturmaktadır. Kireçtaşları; sanmsı-gri, krem, şarabi ve pembemsi renklerde gözlenmektedir. Çörtler morumsu, siyah renklidir. Çamurtaşları mor-bordo renklidir. Formasyon, alt seviyelerde killi kireçtaşları ve çamurlu seviyelerce zengindir. Üstlere doğru, çört aratabakalı kireçtaşlarına geçmektedir. Carcurum formasyonu kireçtaşlarının en göze çarpan özelliklerinden birisi nodul, mercek ve levha biçimli çört oluşukları içermeleridir. Bu oluşuklar genellikle tabakalanmaya paraleldir. Çörtler, ince katmanlarda uzun mercekler durumunda olmalarına karşın, masif ve kalın kireçtaşı katmanlarında bir veya birden daha çok tabakalar durumundadırlar. Ender olarak kireçtaşı çekirdekli çörtlere de rastlanabilmektedir.

#### Fosil Topluluğu ve Yaş

Carcurum formasyonundan derlenen örneklerde *Neotrocholina valdensis* Reichel, *Neotrocholina inftagnulate* Noth, *Trocholina alpina* Leupold, *Trocholina*

*sp.*, *Pseudocyclemina sp.*, *Textularia sp.*, *Calpionella sp.* ve Verneulinidae fosilleri saptanmış ve birime Üst Jura-Alt Kretase yaşı verilmiştir.

#### Ortamsal Yorum

Carcurum formasyonunun bol çörtlü, mikritik kireçtaşı, killi ve çamurlu kireçtaşı litolojileri içermesi ve faunasının da genellikle planktonik nitelikte olması nedeniyle derin deniz ortamında çökeldiği söylenebilir.

#### Çekerek Formasyonu

##### Tanım

Çekerek formasyonu, inceleme alanında en geniş yayılımı olan birimdir. İlk kez Özcan ve diğ. (1980) tarafından adlandırılan formasyon, bu çalışmada alttan üste doğru; Kozluca, Kuzalan kireçtaşı ve Göynücek aglomera üyelerine ayrılarak incelenmiştir (Şekil 2). Çekerek formasyonunun Kozluca ve Kuzalan kireçtaşı üyeleri, Gökçe (1983) tarafından adlandırılan "Akçatarla Çökelleri" ile, Seymen (1993) tarafından adlandırılan birimlerden "Cevherli formasyonu" Kozluca üyesi ile, "Karaçaycağ bazalt üyesi" ise Göynücek aglomera üyesi ile denetirilebilir. Temiz ve diğ., (1993), tarafından adlandırılan birimlerden "Kabaklık formasyonu" Kozluca

## ZİLE (TOKAT) BATISINDA UZUNKÖY ÇEVRESİNİN STRATİGRAFİSİ

| FORMASYON<br>FORMATION | KALINLIK (m)<br>THICKNESS (m) | KAYA TÜRÜ<br>LITHOLOGY | AÇIKLAMALAR<br>EXPLANATIONS                                                                                                                                                                                                                                                                                                              | FOSİL İÇERİĞİ<br>FOSSILS                                                                                                                                                                                                                                                             |
|------------------------|-------------------------------|------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                        |                               |                        | <b>KEMERKAŞ FORMASYONU</b><br><b>KEMERKAŞ FORMATION</b>                                                                                                                                                                                                                                                                                  |                                                                                                                                                                                                                                                                                      |
| <b>CARCURUM</b>        | 125 m                         |                        | <p>Krem-şarabi renkli, bol çört yumrulu, kilitaşı ve çamurtaşı aratabakalı kireçtaşı</p> <p><i>Cream-wine coloured, abundant chert nodular claystone and mudstone interlayered limestone</i></p> <p>Killi kireçtaşı<br/><i>Clayey limestone</i></p> <p>Mor-bordo renkli çamurtaşı<br/><i>Violet bordeaux wine coloured, mudstone</i></p> | <p><i>Neotrocholina valdensis</i> REICHEL</p> <p><i>Neotrocholina infragranulate</i> NOTH</p> <p><i>Trocholina alpina</i> LEUPOLD</p> <p><i>Trocholina</i> sp.</p> <p><i>Pseudocyclonema</i> sp.</p> <p><i>Textularia</i> sp.</p> <p><i>Calpionella</i> sp.</p> <p>Vermuliniidae</p> |
|                        |                               |                        | <b>TOKAT MASIFI</b><br><b>TOKAT MASSIF</b>                                                                                                                                                                                                                                                                                               |                                                                                                                                                                                                                                                                                      |

Şekil 5. Kepez köyünün güneyinde ölçülmüş Carcurum formasyonuna ait stratigrafik kesit.

Figure 5. Measured stratigraphic section of the Carcurum formation in the south of Kepez village.

üyesi ile, "Hasanşeyh formasyonu" ise Göynücek aglomera üyesi ile yaş ve litolojik açıdan denestirilebilir.

### Dağılımı ve Konumu

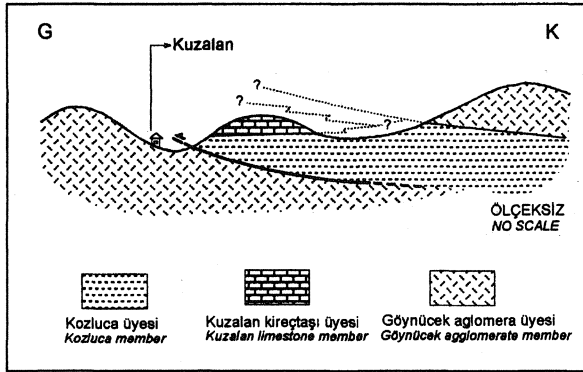
Çalışma alanının çoğunlukla orta ve kuzey kesimlerinde yüzeyleme veren birimin tabanı inceleme alanında gözlenememektedir. Formasyonu oluşturan üyeler, birbirleri üzerinde uyumlu olarak yer almaktadır. Ancak, Kuzalan kireçtaşı üyesi ortamsal koşullardaki yersel değişimler nedeniyle her yerde bu istifte yer almamaktadır (Şekil 6). İğdir İmirdolu ve Küçükbuldu köylerinin kuzeyinde yaklaşık doğu-batı doğrultulu bir hat boyunca Ferhatkaya formasyonu, Sofular köyünün doğusunda ve Karakaya köyünün kuzeyinde Tokat Masifi, Çekerek formasyonu üzerinde tektonik dokanakla yer almaktadır (Şekil 7). Büyükkozluca köyünün doğusunda Tokat Masifi ve Ferhatkaya formasyonu birim üzerinde klip şeklinde bulunurken, Kuzalan köyünün kuzeyinde birime ait üyeler arasında ekaylanmalar izlenir (Şekil 6). Formasyon, tavanında Kemertaş formasyonu tarafından aç-

lı uyumsuz olarak örtülür (Şekil 3). Çalışma alanında birimi oluşturan Kozluca üyesinin kalınlığı 450 m., Kuzalan kireçtaşı üyesinin kalınlığı 160 m ve Göynücek aglomera üyesinin kalınlığı 800 m'dir (Şekil 8).

### Kozluca üyesi

Genel olarak çakıllı kumtaşı, kumtaşı, çamurtaşı, kilitaşı, marn ve bunların ardanması şeklinde gözlenen üye, kahvems-kırmızımsı san ayrışma renkli, yeşilimsi-gri taze renkli, orta-ince tabakalı, yer yer laminalıdır (Şekil 8). Yer yer sert sağlam, yer yer gevşektir. İçerisindeki litolojilerde çoğunlukla küçük Nummulit'lere rastlanmaktadır. Birim içerisinde ayrıca iri Nummulit ve *Ostrea* fosilleri de gözlenmektedir. Birim içerisindeki farklı litolojiler aşağıda ayrı ayrı açıklanmıştır.

**Çakıllı Kumtaşı:** Yeşil renkli, içerisinde değişik boyutlarda çakıl ve bloklar gözlenmektedir. Çakıl türleri kireçtaşı, metamorfik kay aç parçalan ve kuvarsitten oluşmaktadır.



Şekil 6. Çekerek formasyonu üyelerinin stratigrafik ilişkileri ve üyeler arasında gelişen ekaylanmalar.

Figure 6. Stratigraphic relationship at the Çekerek formation members and its overthrust fault generations between members.

**Kumtaşı:** Gri-kirli beyazımsı renkli, sarımsı-kahverengi ayrışma renkli, tabakalanmaya dik yönde bol kıtıklıdır. Altta orta tabakalı, üstte doğru ince tabakalı ve laminalıdır. Yer yer ince kumtaşı aratabakalıdır. İnce taneli, alttan üste doğru tane boyunda incelleme gözlenir. Yer yer bol Gastropod, Lamellibranchiata, Brachiopod ve bol *Nummulites sp.* fosilleri gözlenmektedir. Kumtaşı içerisinde 1-2 cm çapında piritli kongresyonlar izlenmektedir.

**Çamurtaşı:** Yeşilimsi-gri renkli, sarımsı-kırmızımsı ayrışma renkli, bol küresel kırılma yüzeyli, yer yer çatlaklar demiroksitle sıvanmış, dayanımsız, dağılgan, Gastropod parçalı ve az oranda bitki kmntılı ve *Ostrea* fosilleri içermektedir. Çamurtaşlarının aglomeralara yakın üst seviyeleri içerisinde, yer yer 30-35 cm boyutlu metamorfik kay aç, rekristalize kireçtaşı ve mağmatik kay aç blokları gözlenmektedir. Yalnızköy'ün batısında kil ocağı olarak kullanılan mostradaki çamurtaşları tabakasız, masif ve *Nummulites sp.* fosilleri içermektedir. Bu yüzeylerdeki özellikleri nedeniyle, bunların olasılıkla düşük enerjili bataklik ortamı ürünü oldukları söylenebilir (Kerrey, 1995; sözlü görüşme).

**Kiltaşı:** Açık san, yeşilimsi renkli, tane boyu ince ve HCl asitte köpüren kilttaşları, ince tabakalı ve laminalıdır. Tabakalar arasında yer yer tabakalanmaya paralel seviyelerde demiroksit sıvanmaları gözlenmektedir.

**Marn:** Kirli beyaz-krem renkli, ince-orta tabakalı, yer yer düzlemsel laminalı olan marnlar, çekiçle laminalanmaya paralel vurulduğunda levhalar şeklinde ayrılırlar. Küçük Gastropod fosilleri ve küresel silis dolguları içermekte ve tuf gibi dili çekmektedirler.

#### Kuzalan kireçtaşı üyesi

Tamamen kireçtaşı litolojisinden oluşan Kuzalan kireçtaşı üyesi, grimsi, beyaz renkli, bazı seviyelerde bol oranda *Nummulites sp.* fosilleri içermektedir. Üyeyi oluşturan kireçtaşları dayanımlı, masif dokulu, kalın tabakalı, tabakalanma belirgin ve bol çatlaklıdır (Şekil 8). Kuzalan kireçtaşı üyesi, bazı seviyelerinde breşik doku göstermektedir. Bu breşik doku içerisinde gözlenen çakıllar, çok köşeli ve killi-kireçli bir matriks içerisinde tane değişimli olarak izlenmektedirler.

#### Göynücek aglomera üyesi

Birim, genel olarak volkanik gereçlerden oluşan bir matriks içerisinde yer alan volkanik çakıl ve bloklardan oluşmuş bir aglomera niteliğindedir. Aglomeraları oluşturan çakıl ve bloklar değişik boyutlarda, kırmızı, mor ve siyah renkli olup, bazalt ve andezit parçalarından oluşmaktadır. Bu litolojiye bazı bölgelerde seyrek olarak metamorfik kay aç parçaları, rekristalize kireçtaşı ve kireçtaşı blokları, kumtaşı düzeyleri, çamurtaşı ve kiltası topacıkları ve kömür damarları eşlik etmektedir. Ayrıca, birim içerisinde yer yer iyi korunmuş silisleşmiş ağaç fosilleri de gözlenmektedir. Birim, belirsiz ve çok kaim tabakalıdır (Şekil 8). Ortalama 25-30 cm çaplı bazalt ve andezit blokları ve yer yer aşırı derecede ayrılmış, yuvarlaklaşmış volkanik kay aç parçaları, daha küçük boyutlu malzeme ve tüflerden oluşmuş bir matriks içerisinde yer almaktadırlar. Matriksi oluşturan malzemenin oranı yerel olarak azalmakta veya çoğalmakta, yer yer de sıkı veya gevşek dokulu olabilmektedir. Aglomeraların matriksini oluşturan ve yer yer de ara katmanlı olarak izlenen tüfler, grimsi beyaz renkli, masif, kalın tabakalar şeklinde izlenir. Aglomeralar içerisinde ender olarak, masif görünümli bazaltlar da gözlenmektedir. Lav akıntısını andıran bu bazaltların tabanlarında yer alan tüfler hafif kırmızımsı, çamurtaşları ise kiremit kırmızısı renktedir.

#### Fosil Topluluğu ve Yaş

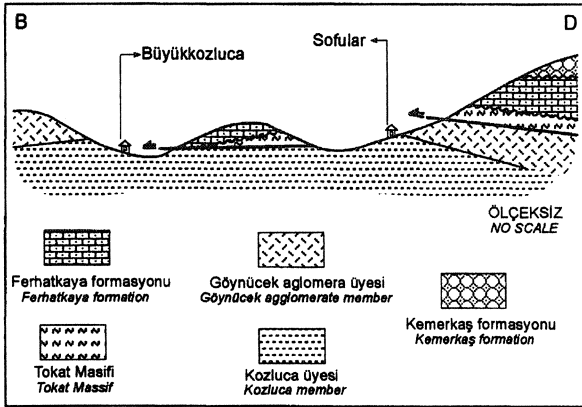
Çekerek formasyonunu oluşturan, Kozluca ve Kuzalan kireçtaşı üyelerinden derlenen örneklerde, *Nummulites uroniensis* Heim, *Discocyclina sp.*, *Nummulites sp.*, *Turritella sp.*, *Rimella sp.*, *Assüina sp.*, *Ostrea sp.* ve Miliolidae fosil topluluğu saptanmış ve bu üyelere Orta Eosen yaşı verilmiştir.

#### Ortamsa! Yorum

Çekerek formasyonunun oluşumu Orta Eosen'de sığ



## ZİLE (TOKAT) BATISINDA UZUNKÖY ÇEVRESİNİN STRATİGRAFİSİ



Şekil 7. Çalışma alanında yer alan birimlerin stratigrafik ve tektonik ilişkileri.

Figure 7. Stratigraphic and tectonic relationship of the units observed in the study area.

denizel bir havzada Kozluca üyesine ait kırıntılıların çökeliyle başlamıştır. Ortamın yersel olarak daha da sıklaşan kesimlerinde ise, Kuzalan kireçtaşı üyesi çökelmiştir. Orta Eosen'in sonlarına doğru volkanizmanın şiddetlenmesi ile bölge kara haline gelmiş ve bu süreçte, Göynücek aglomera üyesinin oluşumu gerçekleşmiştir.

### Kemerkaş formasyonu

#### Tanım

Çalışma alanında, geniş yüzeylemeler sunan Kemerkaş formasyonu, ilk kez Özcan ve diğ. (1980) tarafından bölgede tanımlanmış ve adlandırılmıştır. Birim, Alp (1972) tarafından Amasya yöresinde tanımlanan "Karasal Neojen çökelleri", Öztürk (1979) tarafından Ladik-Destek yöresinde tanımlanmış olan "Çerkeş formasyonu", Koçyiğit (1979) tarafından tanımlanan "Boynupınar formasyonu", Yılmaz (1981) tarafından tanımlanan "Kargın formasyonu", Seymen (1975) tarafından tanımlanan "Gökköy formasyonu" ve Barka (1984) tarafından tanımlanan "Alt Pontus formasyonu" ile denestirilebilir.

#### Dağılımı ve Konumu

İnceleme alanında Çekerek formasyonundan sonra en geniş yayılımı olan birimdir. Çalışma alanında, batıda İğdir ve doğuda Kepez köyleri arasındaki hattın güneyinde kalan alanlarda, Yalnızköy çevresinde yaygın olarak, Karakaya köyü çevresi ve kuzeyindeki alanlarda ise küçük örtüler şeklinde izlenir (Şekil 3). Birim, kendinden yaşlı tüm birimleri açılı uyumsuz olarak örter.

Çalışma alanının güneyinde Kuvaterner yaşlı alüvyonlar Kemerkaş formasyonu üzerinde yer almaktadır (Şekil 2 ve Şekil 3). Formasyon yaklaşık 350 m'lik bir kalınlık sunar.

#### Litoloji

Birim genel olarak konglomera, çakıltaşı-kaba kumtaşı araldanması, çamurtaşı, jips aratabakaları ve travertenlerden oluşur (Şekil 9). Birimin bu litolojisi, daha çok üzerinde yer aldığı temel kayaların litolojisi ile sıkı ilişkilidir. Bu nedenle birim, çalışma alanının farklı kesimlerinde farklı litolojik özellikler sergilemektedir. Dayanmış, düşük rölyefli bir topografya sunan birim, yer yer ince örtüler şeklinde taşlık arazi görünümündedir. Birim, yaygın olarak değişik boyutlarda çakıl, blok ve bunların etrafını saran matriksten oluşan bir konlomera görünümündedir. Matriks genel olarak, metamorfik ve volkanik malzemeden oluşmaktadır. Matriks içerisinde yer alan çakıllar, çoğunlukla köşeli ve örgütsüz bir iç yapı gösterirken, yer yer tabakalanmaya benzer seviyeler sunarlar. Matriks, yer yer her yerde gözlenmeyen gevşek karbonat çimentoludur. Birim içerisinde en bol bulunan çakıl ve blok bileşenleri; kireçtaşı, metamorfik kayalar, ayrılmış magmatik kayalar, çörtler ve ender olarak da kumtaşlarma ait olanlardır. Farklı özelliklerde olan kireçtaşı bloklarının büyük bir kısmı, Amasya Grubu'na ait Ferhatkaya ve Carcurum formasyonlarından kaynaklanmıştır. Yer yer iyi yuvarlaklaşmış ve küreselleşmiş olan bu çakıl ve bloklar diyajenetik olarak oluşan çörtler tarafından sıvanmış ve çatlakları doldurulmuştur. Kireçtaşı çakıl ve blokları yanında metamorfik kayalara ait çakıllar da gözlenmektedir. Metamorfik çakılların da yüzeylerinde diyajenetik yollarla oluşmuş çört sıvamaları gözlenmektedir. Bunların boyutları çoğunlukla küçük, bollukları kireçtaşlarına oranla azdır. Volkanik kayalara ait çakıl ve bloklar ise, çoğunlukla bazalt, andezit ve diğer mafik kayalara aittir. Çeşitli renklerde gözlenen çörtler, diğer çakıl ve bloklara göre daha az oranda bulunmaktadır. Bunlar çoğunlukla Carcurum formasyonu içerisinde yer alan çört damarlarından kaynaklanmıştır. Ayrıca, birimde yanal ve düşey yönde ortamsal koşulların farklılaşmasından dolayı da farklı litolojiler gelişmiştir, örneğin; birim, İmidolu köyünün 1700 m güneyinde yeşil-boz renkli, paralel tabakalı, çakıllı kumtaşı seviyeleri ile kahverengimsi-kırmızımsı renkli çamurtaşı seviyelerinin araldanmasından oluşmuştur. Bunlar geçici mevsimlik nehirler (ephemeral stream)'e ait çökellerdir. Yine, birim, Yalnızköy'ün yaklaşık 1400 m kuzeybatısında orta-iyi yuvarlaklaşmış ve küreselleşmiş, polijenik

| FORMASYON<br>FORMATION | ÜYE<br>MEMBER                             | KALINLIK (m)<br>THICKNESS (m) | KAYA TÜRÜ<br>LITHOLOGY | AÇIKLAMALAR<br>EXPLANATIONS                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                              | FOSİL İÇERİĞİ<br>FOSSILS                                                                                                                                                                                                          |
|------------------------|-------------------------------------------|-------------------------------|------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| ÇEKEREK                | GÖYNÜCEK AGLOMERA<br>GÖYNÜCEK AGGLOMERATE | 510                           |                        | <p>Aglomera / Agglomerate</p> <p>Tüf / Tuff</p> <p>Koyu gri-siyah renkli, soğuma çatlaklı bazalt<br/>Dark gray-black coloured, cooling fractured basalt</p> <p>Gri renkli, volkanik kumtaşı, çakıltaşı ardalanması.<br/>Gray coloured, volcanic sandstone, conglomerate alternation</p> <p>Aglomera / Agglomerate</p> <p>Grimsi-beyaz renkli, belirsiz tabakalı tüf<br/>Grayish-white coloured, weakly bedded tuff</p> <p>Aglomera / Agglomerate</p> <p>Tüf / Tuff</p> <p>Siyah-kahve renkli, kalın tabakalı, volkanik çakıl ve bloklu aglomera<br/>Black-brown coloured, thick bedded, agglomerate with volcanic gravel and block</p> <p>Tüf / Tuff</p> |                                                                                                                                                                                                                                   |
|                        | KUZALAN KIREÇTAŞI<br>KUZALAN LIMESTONE    | 160                           |                        | <p>Gri-beyaz renkli, kalın tabakalı, fosilli, bol çatlaklı, yer yer breşik dokulu kireçtaşı<br/>Gray-white coloured, thick bedded, fossiliferous, abundant fractured, partly breccial textured limestone</p>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | <p><i>Nummulites</i> sp.</p> <p><i>Discocyclina</i> sp.</p>                                                                                                                                                                       |
|                        | KOZLUCA                                   | 340                           |                        | <p>Yeşil renkli, fosilli çamurtaşı-geyl ardalanması<br/>Green coloured, fossiliferous, mudstone and shale alternation</p> <p>Orta ince tabakalı marl<br/>Medium thin bedded marl</p> <p>Grimsi-yeşil renkli, fosilli, orta ince tabakalı, kilitaşı, çamurtaşı ve kumtaşı ardalanması<br/>Grayish-green coloured, fossiliferous, medium-thin bedded, claystone, mudstone and sandstone alternation</p> <p>Metamorfik ve rekristalize kireçtaşı çakıllı kumtaşı<br/>Metamorphic and recrystallized limestone gravelly sandstone</p>                                                                                                                        | <p><i>Nummulites uroniensis</i> HEIM</p> <p><i>Nummulites</i> sp.</p> <p><i>Turritella</i> sp.</p> <p><i>Rimella</i> sp.</p> <p><i>Assilina</i> sp.</p> <p><i>Ostrea</i> sp.</p> <p><i>Discocyclina</i> sp.</p> <p>Miliolidae</p> |

Şekil 8. Kuzalan köyünün kuzeyinde ölçülmüş Çekerek formasyonuna ait stratigrafik kesit.

Şekil 8. Kuzalan köyünün kuzeyinde ölçülmüş Çekerek formasyonuna ait stratigrafik kesit.

Figure 8. Measured stratigraphic section of the Çekerek formation in the north of Kuzalan village.

çakıltaşı ve kaba kumtaşı ardalanmasından oluşmuştur. Karasal (flüvyal), kanal dolgusu ve menderesli nehir çö-kelleri, ince taneli taşkın ovası çökkelleri üzerinde yer al-maktadır. Dar bir alanda bu litolojide gözlenen birimi oluşturan çökkeller, akarsu ortamına ait çökkellerdir. Büt-ün bu litolojiler üzerine uyumlu olarak, ince-orta taba-kalarına sunan travertenler gelmektedir. Travertenler,

çok sınırlı alanlarda gözlenmekte ve Kemerkaş forma-syonunun üst seviyelerini oluşturmaktadır.

#### Fosil Topluluğu ve Yaş

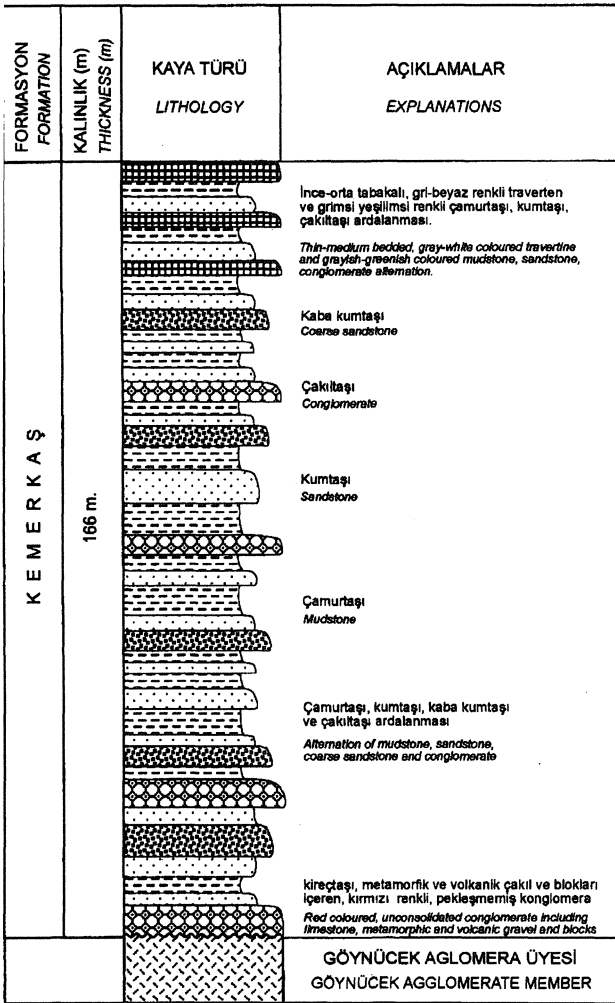
Çalışma alanında, formasyona kesin yaş verebilecek herhangi bir fosil bulunamamıştır. Bu nedenle, birime yaş verirken birimin sahadaki konumundan ve daha ön-

## ÜLE (TOKAT) BATISINDA UZUNKÖY ÇEVRESİNİN STRATİGRAFİSİ

deki yıllarda yapılmış olan çalışmalardaki bulgulardan /ararlanmıştır.

Özcan ve diğ. (1980), bölgede yaptıkları çalışmada, Dirimden alman örneklerin çoğunun fosilsiz çıktığını belirtmişlerdir. Yalnızca iki örnekte saptanan *Cloborotalia* ??, *Ostracoda sp.* ve *Chara sp.* mikrofosillerine ve derledikleri diğer *Campylaea cf. bolivari* Gomez ve *Cepa?a sp.* makrofosillerine dayanarak birime Miyo-Pliyosen /aşımı vermişlerdir.

İnceleme alanında Kemerkaş formasyonu daha yaşlı tüm birimleri uyumsuzlukla örtmektedir. Birim, çalışma alanının güneyinde İğdir ve Uğurluören köyleri arasındaki bölgede, yaşının Oligosen'e kadar çıktığı tahmin



Şekil 9. Karasekibel tepeden ölçülmüş Kemerkaş formasyonuna ait stratigrafik kesit.

Figure 9. Measured stratigraphic section of the Kemerkaş formation around Karasekibel hill.

edilen (Tüysüz, 1993), Çekerek formasyonunun Göynücek aglomera üyesi üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır. Dolayısıyla birimin yaşının, Oligosen'den genç olduğu sonucuna varılabilir. Gerek inceleme alanındaki stratigrafik konumu ve gerekse önceki çalışmalarda elde edilen bulgular gözönüne alınarak, bu çalışmada Kemerkaş formasyonunun Miyo-Pliyosen yaşlı olabileceği benimsenmiştir.

### Ortamsal Yorum

Travertenlerin karbonat açısından zengin, sıcak ve soğuk suların tortullaştığı birçok araştırmacı tarafından kabul edilmektedir. Bunlar, akarsu ortamlarının yaygın çökelleri olup, kurak ve yarı kurak iklimleri karakterize ederler. Çalışma alanında jipsli aratabakalar içeren ve en üst seviyelerinde travertenler bulunduran Kemerkaş formasyonu, sergilediği tortul yapılara göre sıcak ve yarı kurak iklim koşullarında dağ eteği, alüvyal yelpaze, geçişli örgülü nehir ve taşkın ovası ortamlarında çökelmiştir. Birimi oluşturan konglomeraların zayıf çimentolu olması, çakıl ve blokların gelişigüzel dağılımı ve boylansız olması, birimin hakim renginin sarımsı-kırmızımsı oksidasyon renklerinde olması, yer yer iyi yuvarlaklaşmış çakıl ve blokların gözlenmesi, kanal dolgusu ve ince taneli taşkın ovası düzlüğü çökelleri içermesi, bunların karasal ve yer yer yüksek enerjili bir ortamda çökdiklerini gösterir. Ayrıca, birim içerisinde gözlenen geçici mevsimlik nehir çökelleri (ephemeral stream) ortamın karasal olduğunu göstermektedir.

### Alüvyonlar

İnceleme alanının en genç çökellerini oluşturan alüvyonlar, güneyde geniş alanlarda, Çayır köyü çevresinde, İkiyaka ve Karapınar köyleri arasında haritalanabilecek boyutlardadır (Şekil 3). Bunun yanı sıra, sürekli akan dere yataklarında da izlenebilmektedir. Alüvyonların malzemesini irili-ufaklı çakıllar, kum boyu malzeme ve siltler oluşturmaktadır. Çalışma alanındaki yerli kayalar-dan beslenen bu malzemeler tamamen aynaktır.

### SONUÇLAR

Zile ilçesinin batısında yer alan Uzunköy (Büyükbuldu) çevresinin stratigrafik özelliklerini ortaya koyabilmek amacıyla gerçekleştirilen bu çalışmada, elde edilen belli başlı sonuçlar aşağıda maddeler halinde özetlenmiştir;

Permo-Triyas yaşlı Tokat Masifi inceleme alanının en yaşlı birimidir. Birim; fillit, mermer, metavolkanitler,

metatortullar ve mikaşistlerden oluşmuştur.

Tokat Masifi üzerinde uyumsuz olarak yer alan Amasya Grubu'na ait Ferhatkaya ve Carcurum formasyonları, Geç Jura-Erken Kretase yaşlıdır. Allokon konumlu olan bu formasyonlar, Tokat Masifi'nin oluşumunu tamamlamasından sonra pasif kıta kenarına, platform tipi olarak çökelmişlerdir. Ferhatkaya formasyonu, genellikle oolitik ve psödooolitik kireçtaşlarından, Carcurum formasyonu ise, çörtlü kireçtaşlarından oluşmuştur. Ferhatkaya formasyonu sığ denizel ortamda, Carcurum formasyonu ise, derin denizel ortamda çökelmiştir.

Çekerek formasyonu, bu çalışmada üç üyeye ayrılmıştır. Bunlar, alttan üste doğru çakıllı kumtaşı, kumtaşı, çamurtaşı, kiltası ve marn ardalanmasından yapılu Kozluca üyesi, yer yer fosilli kireçtaşlarından yapılu Kuzalan kireçtaşı üyesi ve volkano-tortullardan oluşan Göynücek aglomera üyesidir. Çekerek formasyonuna ait üyelerin, sığ denizel bir ortamda başlayan çökelişiyle, önce Kozluca üyesine ait kırıntılılar, ortamın yersel olarak daha da sığlaşan kesimlerinde ise, Kuzalan kireçtaşı üyesi çökelmiştir. Volkanizmanın şiddetlenmesiyle bölge kara haline gelmiş ve bu süreçte, Göynücek aglomera üyesinin oluşumu gerçekleşmiştir.

Karasal çökellerden oluşan Kemerkaş formasyonu, Miyosen'de beliren topografyaya bağlı olarak gelişmiş vadi dolguları ve yama şeklinde örtüler olarak izlenir. Jipsli aratabakalar içeren ve en üst seviyelerinde travertenler bulunduran Kemerkaş formasyonu, sergilediği tortul yapılara göre, sıcak ve kurak iklim koşullarında, dağ eteği, alüvyal yelpaze, geçişli örgülü nehir ve taşkın ovası ortamlarında çökelmiştir.

#### KATKI BELİRLEME

Yazarlar, saha çalışmalarına katkılanndan dolayı Prof. Dr. İ. Erdal KEREY ve Jeoloji Mühendisi Zeki Ünal YÜMÜN'e, çalışmalar sırasında bannma olanağı sağlayan Zile öğretmenevi müdürü Ahmet ÖZMEN, Zile öğrenci yurdu müdürü Ali ER, Kuzalan ve Kozluca köylerinin muhtarları Ali DİNÇ ve Hasan YILDIZ'a, inceleme alanına ulaşım ve şantiyeden yararlanma olanağı sağlayan Şantiye Şefi Maden Mühendisi Ömer OLGUN'a ve şantiye personeline, ince kesitlerin yapımı ve petrografik tanımlamalarda katkılanndan dolayı Doç. Dr. Hüseyin YALÇIN, Yrd. Doç. Dr. Sabah YILMAZ ve Yrd. Doç. Dr. Mehmet ALTUNSOY'a, içtenlikle teşekkür ederler.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

- Alp, D., 1972, Amasya yöresinin Jeolojisi: İstanbul Univ., Fe Fak. Monografileri, Doktora Tezi, 22,101 s.
- Barka, A., 1984, Kuzey Anadolu fay zonundaki bazı Neojen Kuvaterner havzalarının jeolojisi ve tektonik evrim Türkiye Jeoloji Kurumu, Ketin Sempozyumu, öz baskısı, Ankara, s. 209-227.
- Baykal, F., 1947, Zile-Tokat-Yıldızeli bölgesinin Jeolojisi: İstanbul Üniv. Fen Fak. Mecm., Seri B, Cilt 12, No : 191-209.
- Blumenthal, M. M., 1950, Beitrage zur Geologie des Landes<sup>1</sup> haften am Mittleren und unteren Yeşilirmak (Toka Amasya, Havza, Erbaa, Niksar) M.T.A. Yayınlan, Se d, No 4,153 s.
- Gökçe, A., 1983, Turhal antimon yataklarının maden jeolojisi H.Ü. Müh. Fak., Jeoloji Müh. Böl., Doktora Tezi, 12 s.
- Kerey, İ. E., 1995, Sözlü görüşme: İstanbul Univ., Müh. Fa] Jeoloji Müh. Böl., Avcılar, 34850-İstanbul.
- Ketin, İ., 1962,1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası izal namesi (Sinop): M.T.A. Ens. Yayını, Ankara, 111 s.
- Koçyiğit, A., 1979, Tekneli bölgesinin (Tokat güneyi) tektoni özelliği: Tübitak Proje No TBAG-262,63 s.
- Koçyiğit, A ve Tokay, M., 1985, Çatalçam (Zevker)-Erzinc2 arasında Kuzey Anadolu fay kuşağının sismo-tektoni incelenmesi. Fay kuşağının stratigrafisi, sistematigi ^ neotektonik özellikleri: Bayındırlık ve iskan Bakanlık Araştırma ve Uygulama Genel Müdürlüğü, porje kc no. 82-04-08-00-02,101 s.
- Minaz, M., 1984, Tokat-Züe-İ.T. 10564 ruhsat nolu lin\ sahasına ait fizibilite raporu: M.T.A. Enst. Rapor n< 40200/1, 16 s., (Yayınlanmamış).
- Okay, A. C., 1955, Sivas ile Tokat arasındaki bölgenin jeolo etüdü: İ. Ü. Fen Fak. Mecm., Seri B, Cilt XX, Sayı : 2,95-108.
- Okay, A., 1983, Agvanis metamorfileri ve çevre kayaçlarını jeolojisi: M.T.A. Derg., 99/100,51-71.
- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, A., Keskin, E., Oral, A., Öze S., Sümengen, M. ve Tekeli, O., 1980, Kuzey Anado] Fayı-Kırşehir masifi arasının temel jeolojisi: M.TJ Derleme rapor no: 6722,136 s., (Yayınlanmamış).
- Öztürk, A., 1979, Ladik-Destek yöresinin stratigrafisi: Türki Jeol. Kur. Bült., 22,27-34.
- Seymen, t., 1975, Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu iz zonunun tektonik özelliği: Doktora Tezi, İ.T.Ü. Made Fak. yayım, 192 s.
- Seymen, İ., 1993, Mecitözü dolayının stratigrafik gelişimi: I

## ZİLE (TOKAT) BATISINDA UZUNKÖY ÇEVRESİNİN STRATİGRAFİSİ

- Suat Erk Jeoloji sempozyumu bildirileri, A.Ü. Fen Fak., Jeoloji Müh. Böl., 129-141.
- Şengör, A. M. C, Yılmaz, Y. ve Sungurlu, O., 1985, Tectonics of the Mediterranean Cimmerides. Nature and evolution of the western termination of the Paleotethys: The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, (Eds. Dixon, J. E., Robertson, A.H.F.), Geol. Soc. Spec. Publ., 17, Blackwell Sci. Publ., 77-112.
- Tekeli, O., 1981, Subduction complex of Pre-Jurassic age, Northern Anatolia, Turkey: Geology, vol. 9,68-72.
- Temiz, EL, Tatar, O. ve Tutkun, Z., 1993, Niksar-Erbaa havzaları paleotektonik dönem kayalarının stratigrafisi: A. Suat Erk Jeoloji Sempozyumu Bildirileri, A. Ü. Fen Fak., Jeoloji Müh. Böl., 157-170.
- Tüysüz, O., 1993, Karadeniz'den Orta Anadolu'ya bir jeotravers: Kuzey Neo-tetisin tektonik evrimi: TPJD Bült., C.5/1, s. 1-33.
- Tüysüz, O., 1996, Amasya ve çevresinin jeolojisi: Türkiye 11. Petrol Kongresi, Bildiriler, Jeoloji, Türkiye Petrol Jeologları Derneği/TMMOB Petrol Mühendisleri Odası/TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, s. 32-48.
- Üstüntaş, A., 1997, Zile (Tokat) Batısında Uzunköy Çevresinin Jeolojisi ve Tektonik Özellikleri: Doktora Tezi, F.Ü. Fen Bilimleri Enst., 118 s. (Yayınlanmamış).
- Yılmaz, A., 1981, Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitli karmaşığın iç yapısı ve yerleşme yaşı: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 24, 31-36.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., Genç, Ş. C, Elmas, A., Gürer, Ö. F., Bozcu, M., Gürpınar, O. ve Serdar, H. S., 1995, Geology and development of the Tokat Massif: Second International Turkish geology workshop, Abstracts, Cumhuriyet Univ., Müh. Fak., Jeol. Müh. Böl., 117.

Makalenin geliş tarihi: 02.05.1998

Makalenin yayma kabul edildiği tarih: 16.10.1998

*Received: May 02, 1998*

*Accepted: October 16, 1998*





## Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun orta ve batı kesiminde bölgesel gerilme durumunun incelenmesi

### *Regional stress state analysis in' central and occidental parts of the North Anatolian Fault Zone*

Semir Över

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas.

#### Öz

Bu makalede, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun orta kesimi ile batı kesiminde (Marmara'nın doğusuna kadar) egemen olan gerilme tensörünün durumu, fay toplulukları ve deprem odak çözüm mekanizmaları kullanılarak incelenmiştir. Kinematik analiz, bölgede egemen olan tektonik rejimin transpresiften transtensife dönüştüğünü göstermektedir. Sağ yanal doğrultu atımlı olan her iki rejim için elde edilen en büyük yatay gerilme  $\sigma_{max}$  ( $G_x$ ) ve en küçük yatay gerilme  $G_{min}$  ( $\sigma_3$ ) doğrultulan aynıdır ve KB-GD ve KD-GB. Ancak hesaplanan ortalama gerilme oranı R farklıdır. Transpresif rejim için  $R_{ort} = 0.75$  ve transtensif rejim için  $R_{ort} = 0.24$  tür. Bu değişim Erken-Orta Pleyistosen'de gerçekleşmiştir. Deprem odak çözümlerinin ters çözüm işlemi, KB-GD (N126°E) doğrultulu  $<5_x$  ve KD-GB (N217°E) doğrultulu  $a_3$  eksenleri, ile  $R = 0.40$  değerini vermektedir. Hesaplanan R değeri çalışma bölgesinde günümüzde egemen olan gerilme rejiminin transtensif olduğunu göstermektedir. Batıdaki ile doğudaki levha kenarlarındaki kuvvetlerin farklı etkimesi, gerilme rejimindeki değişimin nedeni olabilir. Kinematik analiz sonucunda ortaya konan gerilme durumundaki zamansal değişimler, özellikle Ege yitim zonundaki gerilme rejimlerinde meydana gelen değişimlerin etkisi altındadır.

Anahtar Sözcükler: Kayma vektörü, Kuzey Anadolu Fayı, ters çözüm, transpresyon, transtensiyon.

#### Abstract

*This paper concerns the determination of stress tensor from a set of striated faults and of focal mechanisms of earthquakes. The central and occidental parts of the North Anatolian Fault Zone illustrates the applied methodology. Then, temporal changes in tectonic regimes of the central North Anatolian Fault Zone are briefly examined. The fault kinematics analysis within central North Anatolian Fault shows that strike-slip stress changes from transpressional regime to transtensional regime as indicated by chronologies of fault slip vectors. Both states have consistent NW- and NE- trending  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$  axes respectively, but have significantly different mean R values:  $R_m = 0.75$  for transpressional and  $R_m = 0.24$  for transtensional regimes respectively. The inversion of focal mechanisms, occurred in the central and occidental parts of North Anatolian Fault Zone, shows that actual stress regime is transtensional and is characterized by a NW-(N126°E) trending  $a_1$  and a NE-(N217°E) trending  $a_3$  axes with a R value of 0.40. The stress changes along the North Anatolian Fault Zone result from the coeval influence of forces acting in the west and in the east. However, the timing of the temporal stress change permits to suggest that Quaternary stress regime variation in central North Anatolian Fault Zone is mainly due to the Aegean domain influence.*

*Key Words: Slip vector, North Anatolian Fault, inversion, transpression, transtension*

#### GİRİŞ

Fay toplulukları ile depremlerin odak çözüm mekanizmaları kullanarak bölgesel ölçekte egemen olan gerilme tensörünü saptamak amacıyla pek çok grafik analiz yönteminin (Arthaud, 1969; Angelier ve Mechler,

1977) yanı sıra sayısal analiz yöntemleri de geliştirilmiştir (Carey ve Brunier, 1974; Carey, 1976; 1979; Armijo ve di  $\hat{a} - >^{1982}$ ; Angelier, 1984; Carey-Güillhardis ve Mercier, 1987). Bilgisayar destekli sayısal analiz yönteminde  $>^k a y^m a$  vektörünün terslenme (inversion) işlemi ile

bölgesel deformasyondan sorumlu gerilme (stres) tensörü saptanabilmektedir.

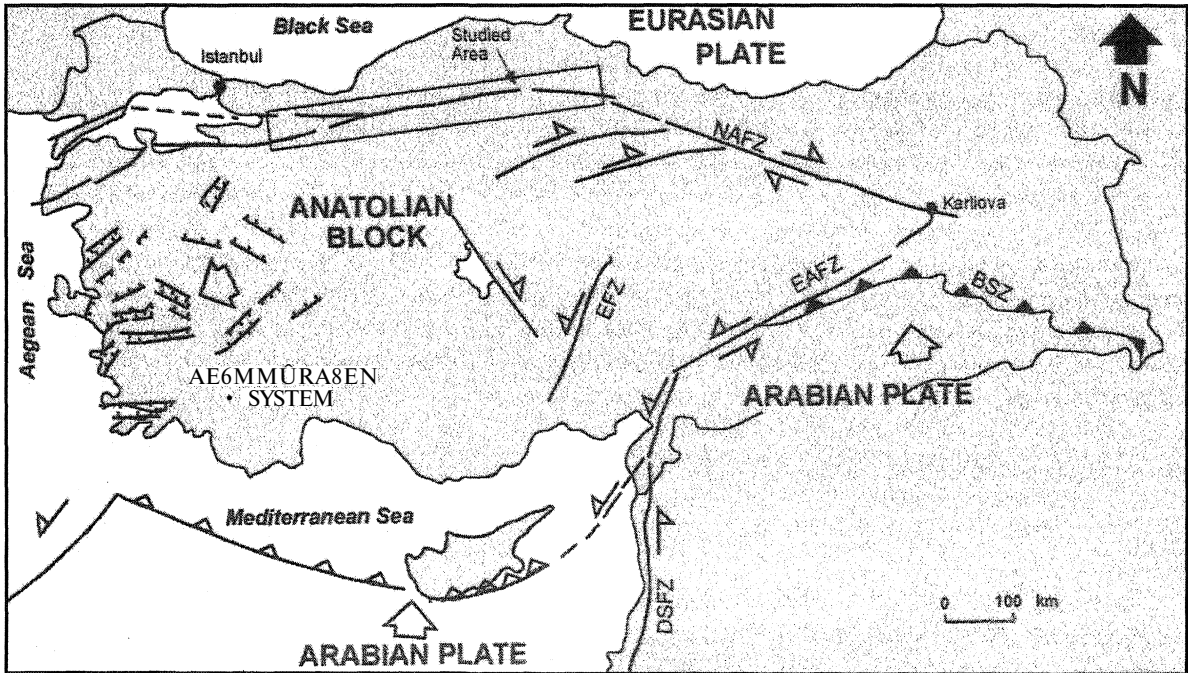
Anderson (1951), homojen ve izotropik bir ortamda fay geometrisi ile kinematikiğini karşılaştırarak bunların ana gerilme yönleriyle ilişkili olduğunu göstermiştir. Ancak, bu yöntem malzemenin çok kırıklı olması durumunda oldukça sınırlıdır. Wallace (1951) ve Bott (1959), kırıklı kütlede var olan bir fay düzlemi üzerinde oluşan kayma vektörünün üç ana gerilmenin doğrultularına ve aralarındaki  $R=(0_2-0_1)/(0_3-a_1)$  oranına bağlı olduğunu ortaya koymuşlardır. Bu mekanik yaklaşımların kullanılmasıyla birçok araştırmacı tarafından, kırılmış kaya kütlelerindeki fayların yorumlanması için bilgisayar destekli kantitatif yöntemler hazırlanmıştır (Carey ve Brunier, 1974; Carey, 1979; Etchopar ve diğ., 1981). Ancak bu yöntemlerin geçerliliği için bazı önkoşullar gereklidir. Bunlar; 1) kaya kütlesi fiziksel olarak homojen ve izotropiktir. Eğer kütle oldukça kırıklı ise mekanik olarak izotropiktir (kırıklı yönlerinin farklı doğrultularda gelişmesi gibi), 2) fay düzlemindeki atım (kayma vektörü), bağımsız ve fay genişliğinden küçük olmalıdır. 3) Bloklar arasındaki deformasyonun sürekli olmadığı ve deformasyon sırasında fay düzleminin rotasyona uğramamıştır. Böylece kaya kütlelerinin deformasyonu faylar boyunca rijid blokların görece yer değiştirmesiyle oluşmaktadır. Yukarıdaki koşullar sağlandığında bir tektonik faz ile ilişkili gerilme tensörü bu fazın sonucunda

ortaya çıkan bağımsız kayma vektörlerinin ters çözümü ile elde edilebilir. Gerçekte kaya kütlesi ne homojen ne de izotropiktir. Ancak birkaç yüz metre ile birkaç kilometre arasında değişen kaya kütlelerinde yukarıda belirtilen varsayımlar geçerlidir ve elde edilen sonuçlar da genellikle bölgesel gerilme tensörü ile uyumludur (Mercier ve diğ., 1991).

Bu çalışmada Kuzey Anadolu Fay Zonunun orta kesiminde ölçülen kayma vektörlerinin ters çözüm (inversion) ile paleostres tensörünün saptanmasını temel alan fay kinematikiği analizi, Carey (1979) tarafından geliştirilen sayısal metot ile yapılmıştır. Kuzey Anadolu Fay Zonunun orta ile batı kesimi (Marmara'nın doğusuna kadar) arasındaki bölgede kaydedilen  $M>4.9$  depremlerin odak çözüm mekanizmalarının ters çözüm işlemi günümüz gerilme tensörünün saptanmasını temel alan kinematik analiz, (Carey-Gailhardis ve Mercier, 1987) tarafından geliştirilen sayısal metot uygulanarak incelenmiştir.

#### BÖLGENİN JEODİNAMİĞİ

Kuzey Anadolu Fay Zonu, Doğu Akdeniz'de Arabistan Levhasının kuzeye hareketi sonucunda, Miyosen'de Avrasya Levhasıyla çarpışmasıyla başlayan neotektonik dönemde gelişen en aktif fay kuşaklarından birisidir. Arabistan-Afrika Levhalarının kuzeydeki Avrasya Levhasına doğru hareketiyle sağ yanal doğrultu atımlı Ku-



Şekil 1. İnceleme alanının yer buldum haritası.  
Figure 1. The location map of the investigated area.



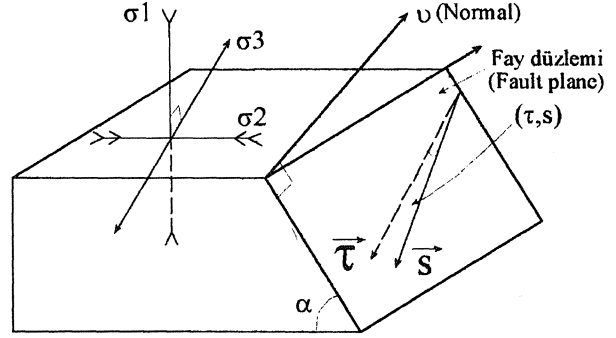
## KUZEY ANADOLU FAY ZONUNDA BÖLGESEL GERİLME DURUMUNUN İNCELENMESİ

zey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ile sol yanal doğrultu atımlı Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) boyunca Anadolu Bloğu, batı-güneybatıya doğru kaymaktadır (McKenzie, 1972; Şengör ve diğ., 1985; Dewey, ve diğ., 1986) (Şekil 1). Ege yayı boyunca gelişen dalma-batma zonu etkisiyle Anadolu'nun batı-güneybatıya hareketi kolaylaşmaktadır (Le Pichon ve Angelier, 1979). Doğu kesimde tektonik rejimin değişimini gösteren herhangi bir çalışma olmamasına karşın, batıda bu konuda birçok çalışma gerçekleştirilmiştir (Mercier ve diğ., 1979, 1987,1989; Angelier ve diğ., 1982; Sorel ve diğ., 1988, 1992; Zanchi ve Angelier, 1993). Jeodezik çalışmalar Anadolu Bloğunun KAFZ boyunca Avrasya Levhasına göre 30 mm/yıl hızla batıya doğru hareket ettiğini (Oral ve diğ., 1993; Straub ve Kahle, 1994,1995 Le Pichon ve diğ., 1996) ve bu hızın batı-güneybatıda 10 mm/yıl daha fazla olduğunu göstermektedir (Le Pichon ve diğ., 1993; 1996). Elde edilen bu hız değerleri KAFZ'nun depremelliği ve depremlerin moment tensörü incelenerek elde edilen hızla (Jackson ve McKenzie, 1984; Taymaz ve diğ., 1991; Jackson ve diğ., 1992; Kiratzi, 1993) uyumludur. Le Pichon ve diğ. (1996), Anadolu-Ege Bloğunun 30 mm/yıl hızla yer değiştirdiğini belirtmekte ve Arabistan Levhasının kuzeye hareketini kolaylaştıran rijid (kabuksal) rotasyona karşılık geldiğini öne sürmektedir. Ege dalma-batma zonunda değişik süreçlerde farklı şekilde tektonik rejim değişimini etkileyen olaylar, Ege-Anadolu Bloğunun güneybatıya doğru hareket hızının artmasıyla KAFZ boyunca gözlenen tektonik rejimin değişiminden sorumlu olabileceğini göstermektedir.

### KULLANILAN YÖNTEMLER

#### A) Fay Topluluklarının Kinematik Analizi

Carey ve Brunier (1974) ve Carey (1979), Wallace (1951) ve Bott (1959)'un mekanik yaklaşımlarını kullanarak, oldukça kırıklı (faylı) kaya kütlelerindeki fay kinematiklerinin yorumlanması için bilgisayar destekli kantitatif yöntemler geliştirmişlerdir. Fay topluluklarının kinematiki, fay düzlemi üzerinde ölçülen kayma vektörlerinin değerlendirilmesi sonucunda elde edilir. Her bir fay düzlemi üzerindeki kayma vektörü etkin çözümlenmiş kayma gerilmesinin yönünde ise (Bott, 1959), ölçülen kayma vektörlerinin ters çözümü ile en uygun gerilme tensörü hesaplanabilir (Carey, 1979; Angelier, 1984). Bu metot ile rijid bloklar arasındaki hareket, bağımsız ve ölçülen kayma vektörü (s) her bir fay düzlemi için çözümlenen etkin kayma gerilmesi (T)'ya paralel ve aynı yönde olduğu öngörülmektedir. Böylece ölçülen kayma vek-



Şekil 2. Bir faya ait blok diyagramı, (t, s), öngörülen kayma vektörü (T) ile ölçülen kayma vektörü s arasındaki açı;  $\alpha$ ,  $a_2$  ve  $G_3$  sırasıyla sıkışma, ortaç ve genişleme ana gerilmelerdir, v: düzlemin normal vektörü.

Figure 2. Block diagram of a fault plane. (T, s): deviation angles between predicted slip (%) and computed slip (s). v: normal vector.

törü (s) ve öngörülen kayma vektörü (T) arasındaki (T,s) açısını (Şekil 2) minimize ederek en uygun gerilme tensörü hesaplanır (Carey ve Brunier, 1974; Carey, 1979). Ters çözüm (inversion) işlemi sonucunda, gerilme tensörünün ana gerilme eksenlerinin doğrultulan (azimut ve eğim) ve gerilme oranı  $R=(a_2/a_1)^2$  belirlenir. Burada lineer bir büyüklük olan gerilme magnitüdüleri  $I^2+I_0I_1+I_0I_2=0$  dır. Ana gerilme eksenleri  $0_1, 0_2$  ve  $0_3$  ile R parametrelerinin çözümü aranır. Bunun için birbirinden bağımsız en az dört fay düzlemi gerekmektedir. Pratikte genel olarak terslenme işlemi sonunda (T,s) açılarının % 80'i  $20^\circ$  den küçük ise sonuç güvenilir olarak kabul edilir.

Kayma vektörü (s) ve dolayısıyla fay düzlemi üzerindeki belirteçlerin yönelimi, bölgesel gerilme tensörü ve R oranı değişmediği sürece aynı doğrultu ve yönlerini korurlar. Eğer bölgesel gerilme tensörü değişirse fay kinematiki de değişir; yeni oluşan kayma vektörü daha önceki vektörleri vev olarak üzerler. Fay düzlemi üzerinde oluşan ve birbirlerini vev olarak üzerleyen kayma vektörlerinden kronolojiyi belirleyerek farklı tektonik fazlar ayırt edilebilmektedir (Mercier ve Vergely, 1992).

#### B) Deprem Odak Çözümlerinin Kinematik Analizi

Aynı bölgede kaydedilmiş depremlerin odak çözüm mekanizmalarından yararlanarak, günümüzde oluşan deformasyondan sorumlu bölgesel gerilme (stres) tensörü ve R oranı saptanabilir (Carey-Gailhardis ve Mercier, 1987; Mercier ve Carey-Gailhardis, 1989; Mercier ve diğ., 1991; Bellier ve diğ., 1997). Deprem odak çözüm mekanizması, fay düzlemi ve yardımcı düzlem olmak

Çizelge 1. Fay düzlemi ölçüm gözlem noktalarının lokasyonu. Yaş kolonunda: H: Holosen, P-Pl: Ayrılmamış Pliyo-Pleyistosen, Pl: Erken Pleyistosen, P: Pliyosen, M: Miyosen, Pa: Ayrılmamış Paleojen, Jr-Cr: Ayrılmamış Jura ve Kretase, Cr: Kretase, Jr: Jura

Table 1. Location of fault striae measurement sites. In Age column: H: Holocene, P-Pl: Undifferentiated Pliocene-Pleistocene, Pl: Early Pleistocene, P: Pliocene, M: Miocene, Pa: Undifferentiated Paleogene, Jr-Cr: Undifferentiated Jurassic and Cretaceous, Cr: Cretaceous, Jr: Jurassic.

| Gözlem Noktası<br>/Sites | Enlem<br>Lat. (N) | Boylam<br>Long. (E) | Yaş/Age  |
|--------------------------|-------------------|---------------------|----------|
| 1                        | 40° 52.5'         | 32° 39.5'           | Cr       |
| 2                        | 40° 52.6'         | 32° 41.3'           | Cr       |
| 3                        | 40° 50.8'         | 32° 41.9'           | Cr       |
| 4                        | 40° 50.2'         | 32° 48.0'           | Cr       |
| 5                        | 40° 54.0'         | 32° 47.9'           | Pa       |
| 6                        | 40° 53.5'         | 32° 48.0'           | Pa       |
| 7                        | 40° 49.2'         | 32° 53.5'           | Pl       |
| 8                        | 40° 55.1'         | 32° 54.0'           | Pa       |
| 9                        | 40° 50.9'         | 32° 09.66'          | Pl       |
| 10                       | 40° 51.0'         | 32° 09.4'           | Pl       |
| 11                       | 40° 53.3'         | 32° 07.9'           | Cr       |
| 12                       | 40° 50.3'         | 32° 19.0'           | M        |
| 13                       | 40° 50.0'         | 33° 19.2'           | M        |
| 14                       | 40° 49.3'         | 33° 19.1'           | M        |
| 15                       | 40° 53.6'         | 33° 25.0'           | Pl+H     |
| 16                       | 40° 53.7'         | 33° 31.3'           | P-Pl     |
| 17                       | 40° 53.9'         | 33° 36.8'           | P-Pl     |
| 18                       | 40° 53.1'         | 33° 37.8'           | Jr-Cr    |
| 19                       | 40° 00.5'         | 33° 47.0'           | Jr-Cr    |
| 20                       | 40° 54.3'         | 33° 48.5'           | M        |
| 21                       | 40° 54.3'         | 33° 48.8'           | M        |
| 22                       | 40° 55.4'         | 33° 49.3'           | M        |
| 23                       | 40° 55.2'         | 33° 50.0'           | M        |
| 24                       | 41° 08.5'         | 34° 03.2'           | Jr-Cr    |
| 25                       | 41° 15.0'         | 34° 01.9'           | Jr-Cr    |
| 26                       | 41° 06.1'         | 34° 10.9'           | P-Pl     |
| 27                       | 41° 05.6'         | 34° 09.5'           | P-Pl     |
| 28                       | 41° 06.3'         | 34° 12.1'           | P-Pl     |
| 29                       | 41° 06.4'         | 34° 18.2'           | P-Pl     |
| 30                       | 41° 04.9'         | 34° 15.8'           | Pl-H     |
| 31                       | 41° 05.5'         | 34° 16.5'           | Pl+H     |
| 32                       | 41° 06.3'         | 34° 20.0'           | Jr-Cr+Pl |
| 33                       | 41° 05.9'         | 34° 22.0'           | Jr-Cr    |
| 34                       | 41° 07.8'         | 34° 34.0'           | P        |
| 35                       | 41° 06.7'         | 34° 46.0'           | P        |
| 36                       | 41° 05.1'         | 34° 46.0'           | Jr-Cr+Pa |
| 37                       | 41° 07.0'         | 34° 48.0'           | Jr-Cr+Pa |
| 38                       | 41° 06.6'         | 34° 59.6'           | Jr-Cr    |
| 39                       | 40° 02.2'         | 34° 32.0'           | Jr-Cr    |
| 40                       | 41° 00.6'         | 35° 59.8'           | Jr-Cr    |
| 41                       | 40° 50.5'         | 35° 49.1'           | Jr-Cr    |
| 42                       | 40° 47.2'         | 35° 02.5'           | Jr-Cr    |
| 43                       | 40° 46.9'         | 35° 03.2'           | Jr-Cr    |

üzere birbirine dik iki düzlem içerir. Sismolojide bu düzlemleri birbirinden ayırmak oldukça güçtür. Bununla birlikte, yüzey kırığı veya artçı depremlerin konumsal dağılımından, gerçek fay düzlemi, yardımcı düzlemlen ayırtedilebilir. Ayrıca nodal düzlemlerden hangisinin fay düzlemi olduğunu belirlemek için, bilgisayar destekli nümerik metotlar da geliştirilmiştir (Mercier ve Carey-Gailhardis, 1989; Angelier ve Mechler, 1977). Gerçekte deprem odak çözümlenmesinde tanımlanan iki nodal düzlemlen biri kayma vektörünü taşıyan ve ana gerilme doğrultulan ile uyumlu olan gerçek fay düzlemi olup, Bott (1959) modeline göre saptanabilir. Sismik kayma vektörü, gerilme tensörü ile uyumlu ve hesaplanan gerilme (stres) oranı  $R=(a_2-a_1)/(a_3-a_1)$ , 0 ile 1 arasında olmalıdır (Carey-Guilhardis ve Mercier, 1987). Nodal düzlemlerden sismik olanı bu koşulu sağlarken yardımcı düzlem sağlamaz (her iki düzlem bir ana gerilme doğrultusu boyunca birbirini kesmiyorsa). Genel olarak, depremlerin odak çözüm mekanizmalarının terslenme işlemi, güncel ve aktif fay topluluklarından elde edilen bölgesel gerilme tensörü ile uyumlu sonuçlar vermektedir (Mercier ve diğ., 1991).

#### Gerilme Oranı (R)'nin Önemi

Hesaplanan gerilme tensörünün ana gerilmeleri oluşturan  $G_1, G_2, G_3$  ile  $G_1, G_2, G_3$  magnitüdüleri arasındaki  $R=(G_2-G_1)/(G_3-G_1)$  oranı, oldukça önemli bir rol oynar. Daha önce de belirtildiği gibi ( $\sigma_1=\sigma_2$  ise  $R=0$  ve  $\sigma_2=\sigma_3$  ise  $R=1$ ), R değeri iki tek eksenli (uniaxial) değer arasında değişir. Bir doğrultu atımlı gerilme rejiminde (düşey gerilme  $\sigma_v=G_3$ , en büyük yatay gerilme  $\sigma_{hmax}=a_1$  ve en küçük yatay gerilme  $G_{hmin}=G_1$ ),  $R=0$  değeri gerilme rejiminin açılma rejimi ( $G_{hmax}=G_3$ ) ile geçişini (transition) belirler.  $R=1$  değeri ise gerilme rejiminin sıkışma rejimi ( $\sigma_{hmin}=\sigma_v$ ) ile geçişini (transition) ifade eder. R oranının 0 veya 1'e yakın değerler; için (tek eksenli değerlere yakındır:  $0.85 < R < 1$  ve  $0 < R < 0.15$ ), gerilme magnitüdülerindeki az değişimler (fluctuations) doğrultu atımlı gerilme rejiminin sırasıyla sıkışma veya açılma rejime dönüşmesi için yeterli olabilir. Tek eksenli gerilme rejiminde  $R=0$  değeri, ortaç gerilmenin sıfır ( $G_2=0$ ) olduğu iki eksenli (biaxial) rejimi gösterir, çünkü gerilme tensörü için  $\dot{G}_1+\dot{G}_2+\dot{G}_3=0$  dır. Tek eksenliye ( $0.85 < R < 1$  ve  $0 < R < 0.15$ ) iki eksenliye ( $0.45 < R < 0.55$ ) yakın değerler arasındaki gerilme tensörleri genellikle üç eksenli (triaxial) gerilme rejimini ifade eder. Bir üç eksenli gerilme tensörü için R değeri 0.55'ten büyük ise transpresif (ters bileşenli doğrultu atım) rejime ( $G_2$ , tansiyonel), R değeri 0.45'ten küçük ise transtensif (normal bileşenli doğrultu atım) rejime ( $G_2$ , sıkışma), karşılık gelir.

## BÖLGESEL GERİLME TENSÖRÜNÜN DEĞİŞİMİ

KAFZ'nun orta kesiminde Tersiyer öncesi temel kayalarda, Tersiyer sedimanter havzalarında ve Kuvaterner alüviyal çökellerde ölçülen kayma vektörleri, Carey (1979) tarafından geliştirilen bilgisayar destekli terslenme yöntemiyle değerlendirilmiştir. Bunun sonucunda, bölgede sağ yönlü doğrultu atımı karakterize eden tektonik gerilme tensörünün durumu incelenmiş ve zamansal açıdan bir değişime uğradığı saptanmıştır. Birçok gözlem noktasında ters bileşenli doğrultu atım vektörünün normal bileşenli doğrultu atım vektörü tarafından kesildiği gözlenmiştir. Ters bileşenli kayma vektörlerinin tamamı, Tersiyer öncesi ve Pliyo-Pleyistosen yaşlı kayalarda ölçülmesine karşın bunları verev olarak üzerleyen ikinci kayma vektörleri ise Tersiyer öncesi-güncel yaş aralığında tüm kaya birimlerinde gözlenmiştir.

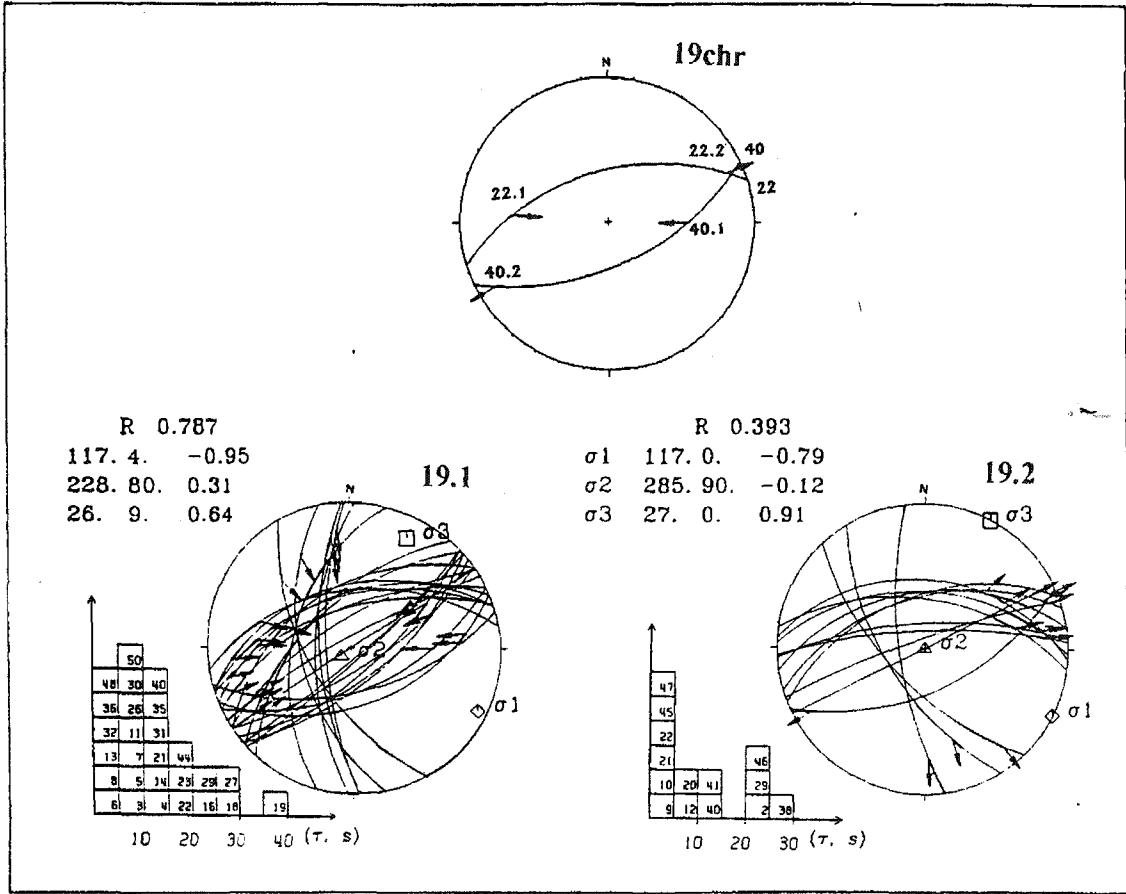
Şekil 3a, KAFZ'nun orta kesiminde gözlemlenen kayma vektörleri arasındaki kronolojiyi göstermektedir. Burada 19 nolu gözlem noktasında 22 ve 40 nolu fay düzlemleri üzerinde kronolojiyi gösteren kayma vektörleri ölçülmüştür. Ters bileşenli doğrultu atımlı rejimi (Transpresif) karakterize eden kayma vektörü (22.1 ve 40.1) sırasıyla normal bileşenli doğrultu rejimi (transtensif) karakterize eden daha genç kayma vektörleri (22.2 ve 40.2) tarafından verev olarak kesilmiştir (Şekil 3a). Kronolojinin gözlemlendiği ölçüm istasyonunda transpresif rejimi karakterize eden kayma vektörleri ve transtensif rejimi karakterize eden kayma vektörleri aynı anda değerlendirilmiştir. Kinematik analiz sonuçları, Wulff alt yarımküre üzerine izdüşürülmüş ve (T,S) açılan histogramla verilmiştir (Şekil 3b deki 19.1 ve 19.2). Kronolojinin net olarak gözlenmediği gözlem noktalarında ise tüm veriler bir arada değerlendirilmiş ve hesaplanan R oranının değerine göre sınıflandırılmıştır (Çizelge 2 ve 3). 19 nolu gözlem noktasındaki açık kronolojik gözleme dayanarak her iki ayn topluluğa ait veriler aynı değerlendirildiğinde en büyük yatay gerilme ( $G^{\wedge}$ , her iki rejim aynı doğrultuya (K117°D) sahip olduğu halde, R oranları (0,787 ve 0,393) farklıdır (Şekil 3b, 19.1 ve 19.2, Çizelge 2 ve 3).

Gerek kronolojik veriler gerekse kayma vektörlerinin terslenme işlemi ile gerçekleştirilen kinematik fay analizi, KAFZ'nun orta kesiminde sağ yönlü doğrultu atımlı güncel (recent) tektonik rejimin, transpresif rejimden transtensif rejime dönüştüğünü göstermektedir. Her iki rejimde de egemen olan yatay ana gerilmelerden  $G_j$  (sıkışma) KB-GD ve  $G_3$  (açılma) ise KD-GB doğrultuludur. Ancak ana gerilmeler arasındaki R oranı her iki re-

jim için farklıdır (transpresif rejim için  $R > 0.5$ , transtensif rejim için  $R < 0.5$ ).

Transpresif rejime ait gözlem noktalarında gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçları, Çizelge 2 de verilmiştir. Şekil 4a'daki SS. 1 transpresif rejime ait kinematik analiz sonuçları için uygulanan Fischer istatistiği sonuçlarını toplu olarak göstermektedir. Fischer istatistiği sadece en büyük yatay gerilme ( $G^{\wedge}$  ile en küçük yatay gerilme ( $G_3$ ) için % 95 güvenilirlik elipsi hesaplanmıştır. Buna göre  $\bar{u}_x$  ve  $G_3$ 'ün doğrultulan sırasıyla  $142^{\circ} \pm 8^{\circ}$  ve  $52^{\circ} \pm 13^{\circ}$  (Şekil 4a'da SS. 1 ve Çizelge 2).  $8^{\circ}$  ve  $13^{\circ}$  değerleri Fischer istatistiğinde % 95 güvenilirlik elipsine karşılık gelmektedir. Tüm gözlem noktaları için hesaplanan R oranı 0.5'den büyük olup, histogramda gösterildiği gibi değerlerin çoğu 1'e yakındır (çoğunlukla 0.7 ile 0.9). Bunların  $R_{ort}$  değeri 0.75 olarak hesaplanmıştır. En küçük yatay gerilmenin ( $G_{hmin}$ ) magnitudü düşey gerilmeye ( $G_v$ ) yakındır. Bu da doğrultu atımlı rejimin sıkışma rejimi ile geçişli olduğunu göstermektedir. Gerçekte bölgesel ölçekli transpresif rejim, KKD-GGB ve K-G doğrultulu lokal ölçekli sıkışma rejimini karakterize eden ters fayların gelişimine neden olmuştur (Çizelge 2b deki 9, 11&12 nolu gözlem noktaları).

Transtensif rejime ait gözlem noktalarında gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçları Çizelge 3'de verilmiştir. Şekil 4a'daki SS. 2 transtensif rejime ait kinematik analiz sonuçları için uygulanan Fischer istatistiğini göstermektedir. Fischer istatistiği sadece en büyük yatay gerilme ( $G^{\wedge}$ ) ile en küçük yatay gerilme ( $G_3$ ) için % 95 güvenilirlik elipsi hesaplanmıştır. Buna göre  $G_j$  ile  $G_3$ 'ün doğrultuları sırasıyla  $142^{\circ} \pm 14^{\circ}$  ve  $52^{\circ} \pm 10^{\circ}$  (SS. 2 Çizelge 3 ve Şekil 4a)  $14^{\circ}$  ve  $10^{\circ}$  Fischer istatistiğinde % 95 güvenilirlik elipsine karşılık gelmektedir. Tüm gözlem noktaları için hesaplanan R oranı 0.5'den küçük olup, histogramda gösterildiği gibi değerlerin çoğu sıfıra (0) yakındır. Bunların  $R_{ort}$  değeri 0.24 olarak hesaplanmıştır. En büyük yatay gerilmenin ( $G_{hmax}$ ) magnitudü, düşey gerilmeye ( $G_v$ ) yakındır. Bu da doğrultu atımlı rejimin açılma rejimi ile geçişli olduğunu göstermektedir. Gerçekte bölgesel ölçekli transtensif rejim, KD-GB doğrultulu lokal ölçekli açılma rejimini karakterize eden normal fayların gelişimine neden olmuştur (Çizelge 3'deki 24,27 ve 52-54 nolu gözlem noktaları). Tüm gözlem noktaları üzerinde uygulanan Fischer istatistiği, her iki rejim için elde edilen en büyük ve en küçük yatay gerilmelerin ( $G_j$  ve  $G_3$ ) doğrultularının aynı olduğunun ancak ana gerilmelerinin göreceli magnitudlerinin değiştiğini ( $G$ /de azalma ve / veya  $G_3$ 'te artma) göstermiştir. Buna bağlı olarak R değerinde de bir azalma olacaktır (transp-



Şekil 3. a) 19 nolu gözlem noktasında (Çizelge 1) ölçülen sağ yanal doğrultu atımlı rejime ait fay toplulukları için kayma vektörlerinin eşit açılı alt yarımküre üzerindeki izdüşümü. 19 chr stereoplottu 22 ve 40 nolu düzlemlerde gözlenen kronolojiyi vermektedir: ters bileşenli doğrultu atımlı kayma vektörleri (22.1 ve 40.1) sırasıyla normal bileşenli doğrultu atımlı kayma vektörleri (22.2 ve 40.2) tarafından kesilmiştir, b) 19.1 Transpresif ( $R=0.79$ ) rejime ait kayma vektörleri ve Carey (1979)'in ters çözüm yöntemi sonuçlarının (Tablo 2) eşit açılı alt yarımküre üzerindeki izdüşümü. 19.2 Transtensif ( $R=0.39$ ) rejime ait kayma vektörleri ve Carey (1979)'in ters çözüm yönteminin sonuçlarının (Çizelge 3) eşit açılı alt yarımküre üzerindeki izdüşümü.

Figure 3. a) Lower hemisphere stereoplots of strike-slip faulting slip data from site 19 (Table 1). 19 chr shows the chronologies: reverse component strike-slip striae (22.1 and 40.1) cross-cut by normal component strike-slip striae (22.2 and 40.2) respectively, b) 19.1 is a lower hemisphere stereoplot of reverse-component strike-slip striae together with results of Carey (1979)'s inversion method (Table 2). 19.2 is lower hemisphere stereoplot of normal component strike-slip striae together with inversion results (Table 3).

resif rejim için 0.79, ( $R>0.5$ ), transtensif rejim için 0.24 ( $R<0.5$ ).

KAFZ'nun orta kesiminde kayma vektörlerinin ters çözüm işlemiyle gerçekleştirilen kinematik analiz, egemen olan doğrultu atımlı bölgesel tektonik rejimin zamansal olarak değiştiğini göstermiştir. Bu değişim, Orta-Geç Pliyosen yaşlı transpresif rejimden transtensif rejime geçiş, Erken-Orta Pleyistosen'de gerçekleşmiştir (Över, 1996; Bellier ve diğ., 1997).

Kuzey Anadolu Fay Zonunun orta ile batı kesiminde (Marmara'nın doğusuna kadar) kaydedilmiş  $M>4.9$  dep-

remlerin odak çözüm mekanizmaları (Çizelge 4), Carey-Gailhardis ve Mercier (1987) tarafından geliştirilen ters çözüm analiz yöntemi uygulanarak değerlendirilmiştir. Bunun sonucunda da KB-GD ( $K126^\circ D$ ) doğrultulu sıkışma gerilme ( $d$ ) ve KD-GB ( $K217^\circ D$ ) doğrultulu açılma gerilme ( $a_3$ ) eksenlerinin yanısıra  $R=0.40$  değeri, bölgede egemen olan günümüz tektonik rejimin bir transtensif olduğunu göstermektedir (Şekil 5).

Deprem odak çözüm mekanizmalarının ve fay topluluklarının ters çözüm yöntemiyle gerçekleştirilen kinematik analizi, KAFZ'nun orta kesiminden Marmara'nın doğusuna kadar olan alanda egemen olan bölgesel tekto-

## KUZHEY ANADOLU FAY ZONU'NDA BÖLGESEL GERİLME DURUMUNUN İNCELENMESİ

Çizelge 2. Transpresif rejime ait her bir gözlem noktasında gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçları. Gözlem noktası kolonunda "&": iki veya daha fazla gözlem noktasının birleşimi, N: Analizde kullanılan ve ölçülmüş fay düzlem sayısıdır. "SS. 1": Şekil 3'deki transpresif rejime ait  $G_x$  ve  $G_2$  için Fischer istatistiği sonucunda hesaplanan ortalama değerler,  $R_{ort}$ : tüm gözlem noktalarındaki R değerlerinin aritmetik ortalamasıdır. M.D: Ortalama sapma açısı,  $M.D=[Z(x,s)/N]$  ve S.D: Standart sapma açısı,  $S.D=[E(t,s)^2/N]^{1/2}$ .  
 Table 2, The results of kinematic analysis of each individual site of transpressional regime. In site column "&": indicates an inversion solution computed from two or more datasets of different sites. N: number of striated fault planes used to compute solution. "SS. 1" is an average regional stress state obtained from computing mean stress axes using Fisher statistics on individual horizontal  $o_1$  and  $a_2$  axes,  $R_m$  value is the arithmetic mean of all sites. M.D: the mean deviation angle is  $MD=[Z(T,s)/N]$  and SD: the standart deviation angle is  $SD=[I(T,sf/N)]^{0.5}$ .

| Gözlem Noktası/Sites | N  | $\sigma_1$<br>Az°/dip°                                 | $\sigma_2$<br>Az°/dip° | $\sigma_3$<br>Az°/dip°                                 | R    | E.M.                           | S.M.  | Yaş/Age  |
|----------------------|----|--------------------------------------------------------|------------------------|--------------------------------------------------------|------|--------------------------------|-------|----------|
| 5 ve6                | 20 | 145/3                                                  | 244/71                 | 54/18                                                  | 0.87 | 14.0                           | 15.5  | Pa       |
| 8                    | 17 | 124/5                                                  | 346/83                 | 214/5                                                  | 0.71 | 12.1                           | 14.0  | Pa       |
| 9 ve 10              | 13 | 144/19                                                 | 345/70                 | 236/7                                                  | 0.52 | 09.3                           | 10.9  | Pl       |
| 12-14                | 17 | 138/0                                                  | 324/90                 | 228/0                                                  | 0.66 | 18.1                           | 22.5  | M        |
| 18                   | 10 | 149/0                                                  | 19/90                  | 239/0                                                  | 0.83 | 14.0                           | 19.4  | Jr-Cr    |
| 19                   | 25 | 117/4                                                  | 231/80                 | 26/9                                                   | 0.78 | 11.7                           | 15.17 | Jr-Cr    |
| 20-23                | 5  | 310/10                                                 | 169/77                 | 41/8                                                   | 0.80 | 06.6                           | 08.7  | M        |
| 25                   | 15 | 314/9                                                  | 197/70                 | 47/17                                                  | 0.94 | 08.3                           | 09.5  | Jr-Cr    |
| 26-29                | 7  | 166/3                                                  | 280/82                 | 76/7                                                   | 0.85 | 10.5                           | 13.8  | P-Pl     |
| 32 ve 33             | 26 | 326/6                                                  | 201/80                 | 57/8                                                   | 0.62 | 15.7                           | 19.1  | Jr-Cr+Pl |
| 34-35-38             | 9  | 149/11                                                 | 270/69                 | 55/18                                                  | 0.89 | 17.1                           | 19.7  | Jr-Cr+P  |
| 36-37                | 12 | 140/1                                                  | 43/78                  | 230/12                                                 | 0.84 | 14.8                           | 18.0  | Jr-Cr+Pa |
| 39-40                | 29 | 143/5                                                  | 251/73                 | 51/16                                                  | 0.78 | 12.5                           | 16.2  | Jr-Cr    |
| 41                   | 21 | 156/0                                                  | 60/89                  | 246/1                                                  | 0.90 | 10.3                           | 12.5  | Jr-Cr    |
| 42-43                | 27 | 147/1                                                  | 251/84                 | 57/6                                                   | 0.65 | 12.8                           | 16.6  | Jr-Cr    |
| <b>SS.1</b>          |    | <b><math>\sigma_1 = 142 \pm 8^\circ/2^\circ</math></b> |                        | <b><math>\sigma_3 = 52 \pm 13^\circ/1^\circ</math></b> |      | <b><math>R_m = 0.75</math></b> |       |          |
| 7                    | 12 | 9/16                                                   | 101/8                  | 216/72                                                 | 0.66 | 14.0                           | 19.2  | Pl       |
| 9-10                 | 16 | 154/1                                                  | 244/8                  | 60/82                                                  | 0.58 | 10.6                           | 12.8  | Pl       |

nik rejimin transtensif olduğunu ve bunun Orta Pleyistosen'den günümüze kadar devam ettiğini göstermektedir.

### SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

Gerek fay toplulukları gerekse deprem odak çözümleri kullanılarak gerçekleştirilen kinematik analizler KAFZ'nun orta kesiminden Marmara'nın doğusuna kadar ki bölgede, Kuvaterner'den günümüze kadar transpresif tektonik bir rejimin egemen olduğunu göstermektedir. Kayma vektörlerinin birbirlerini kesmeleri sonucunda saptanan kronoloji ve kayma vektörlerin terslenmesi, güncel (recent) doğrultu atımlı tektonik rejimin kendi içinde transpresiften transtensife doğru değiştiğini göstermektedir. Her iki rejimi karakterize eden en büyük yatay gerilme ( $G_J$  ve en küçük yatay gerilme ( $G_3$ )) sırasıyla KB-GD ve KD-GB doğrultuludur. Ana gerilmeler

arasındaki ortalama R oranının değeri ise transpresif için 0.75, transtensif için 0.24 olarak hesaplanmıştır. Doğrultu atımlı tektonik rejimdeki zamansal değişim Orta Pleyistosen'de meydana gelmiştir (Över, 1996; Bellier ve diğ. 1997). Bellier ve diğ. (1997), KAFZ boyunca kaydedilen depremlerin odak çözüm mekanizmalarını kullanarak, ters çözüm yöntemi ile gerçekleştirdikleri kinematik analiz sonucunda, tektonik rejimin konumsal (yanal) olarak değiştiğini göstermiştir: KAFZ'nun doğu seğmen ti boyunca, KKB-GGD eksenli sıkışma ( $G_j$ ) gerilmeye sahip transpresif rejim egemendir. Orta kesimde ise KB-GD doğrultulu  $G_j$  ve KD-GB doğrultulu  $G_3$  ile karakterize olan transtensif rejime dönüşmüştür. Her iki rejim için hesaplanan R oranları sırasıyla 0.78 ve 0.24 dur (Çizelge 2a ve 3a). KAFZ'nun en batı kesiminde ise tektonik rejim, KKD-GGB doğrultulu  $G_3$  gerilmeye sa-

**Çizelge 3.** Transpresif rejime ait her bir gözlem noktasında gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçları. SS.fm, depremlerin odak çözümlerinin terslenmesiyle elde edilen her bir yatay gerilme  $O_x$  ve  $a_3$  eksenleri ile R gerilme oranını vermektedir (açıklama için Çizelge 2 ye bakınız).

*Table 3. The results of kinematic analysis of each individual site of transpressional regime. SS.fm is an individual horizontal  $a_1$  and  $G_3$  stress axes as well as stress ratio R, obtained from inversion of focal mechanisms of earthquakes (for detail, see Table 2).*

| Gözlem        |    | $O_1$                         | $O_2$    | $O_3$                                | R    | E.M.         | S.M. | Yaş/Age  |
|---------------|----|-------------------------------|----------|--------------------------------------|------|--------------|------|----------|
| Noktasi/Sites | N  | Az7dip°                       | Az°/dip° | Az°/dip°                             |      |              |      |          |
| 1-2           | 17 | 122/2                         | 2/86     | 213/3                                | 0.09 | 14.4         | 17.2 | Cr       |
| 3-4           | 33 | 322/5                         | 111/84   | 232/3                                | 0.06 | 12.6         | 14.3 | Cr       |
| 10            | 4  | NW-SE                         |          | NE-SW                                |      |              |      | Pa       |
| 11            | 9  | 328/22                        | 168/66   | 61/7                                 | 0.13 | 08.2         | 11.2 | Cr       |
| 16-17         | 35 | 336/3                         | 124/86   | 246/2                                | 0.42 | 08.6         | 10.7 | P+Pl     |
| 19            | 14 | 117/0                         | 285/90   | 27/0                                 | 0.39 | 07.4         | 10.0 | Jr-Cr    |
| 23            | 13 | 328/15                        | 119/73   | 236/8                                | 0.42 | 11.7         | 13.9 | Jr-Cr    |
| 32-33         | 16 | 153/9                         | 13/78    | 244/8                                | 0.29 | 09.9         | 13.1 | Jr-Cr+Pl |
| 39-40         | 34 | 324/5                         | 186/83   | 54/5                                 | 0.17 | 11.2         | 14.2 | Jr-Cr    |
| <b>SS.2</b>   |    | $\sigma_1 = 142 \pm 14^\circ$ |          | $\sigma_3 = 52 \pm 10^\circ/1^\circ$ |      | $R_m = 0.24$ |      |          |
| <b>SS.fm</b>  |    | $\sigma_1 = 126/8^\circ$      |          | $\sigma_3 = 217/3^\circ$             |      | $R_m = 0.40$ |      |          |
| 15            | 3  |                               |          | NE-SW                                |      |              |      | Pl+H     |
| 16            | 12 | 328/72                        | 130/18   | 225/5                                | 0.6  | 05.8         | 07.0 | P-Pl     |
| 30-32         | 7  | 141/83                        | 323/7    | 233/0                                | 0.64 | 05.1         | 05.9 | Jr-Cr+Pl |

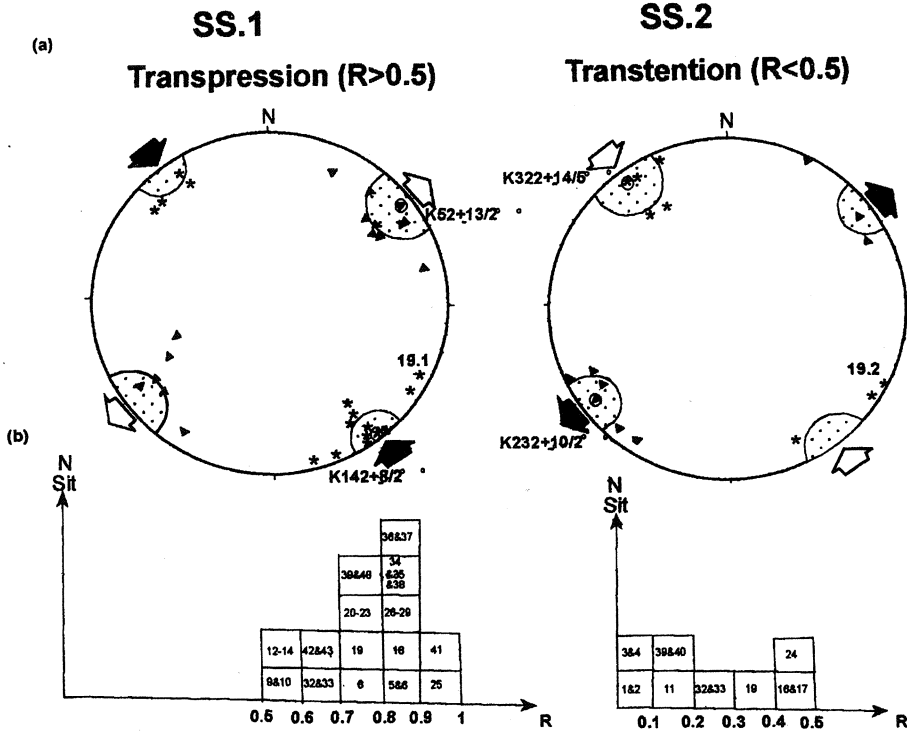
hip açılma bir rejime dönüşmüştür.

Bölgedeki tektonik rejimin zamansal ve konumsal değişimi, bölgenin jeodinamik evrimine bağlı olarak Anadolu Bloğunun batı-güneybatıya hareketiyle ilişkilidir. R değerindeki azalma, yatay gerilmelerin magnitüdündeki değişim ile açıklanabilir: açılma gerilmesinin ( $O_3$ ) magnitüdünde bir artma ve/veya sıkışma gerilmesinin ( $O_1$ ) magnitüdünde bir azalma görülmektedir. Anadolu Bloğunun kuzey sınırını oluşturan KAFZ, doğudaki sıkışma rejimi ile batıdaki açılma rejimini birleştirmektedir. Doğu kesiminde tektonik rejimin değişimini gösteren herhangi bir çalışma olmamasına karşın batıda bu konuda birçok çalışma gerçekleştirilmiştir (Mercier ve diğ., 1979, 1987, 1989; Angelier ve diğ., 1982; Sorel ve diğ., 1988, 1992; Zanchi ve diğ., 1993). Çalışma bölgesinde ortaya konan tektonik rejimler Ege'de aynı periyotlarda egemen olan tektonik rejimler ile denestirilebilir durumdadır. Pliyosen-Alt Pleyistosen'de batı Anadolu ve kuzey Ege'de KD doğrultulu bir açılma rejimi egemen olmuştur (Mercier ve diğ., 1979, 1987, 1989). Bu periyot KAFZ'nun orta kesiminde egemen olan açılma tektonik rejiminin egemen olduğu periyot ile karşılaştırılabilir (Över, 1996). Orta Pleyistosen'den sonra

batı Anadolu ve kuzey Ege'de KKD doğrultulu ikinci bir sıkışma rejimi egemen olmuştur (Mercier ve diğ., 1989; Sorel ve diğ., 1988). Deprem odak mekanizmaları kullanılarak bu rejimin günümüzde de egemen olduğu saptanmıştır. (Bellier ve diğ., 1997). Batıdaki KD-GB ve KKD-GGB doğrultulu açılma tektonik rejimleri arasındaki değişim Üst Pliyosen ile Erken-Orta Pleyistosen'de (yaklaşık 1-0.7 My arasında) gerçekleşmiştir (Sorel ve diğ., 1992). Bu kısa periyot boyunca, Ege yitim zonundaki dalan levhanın kendi ağırlığı altında kırılması sonucunda K-G yönlü bir sıkışma rejimi oluşmuştur. Sıkışma rejimi ile karakterize olan bu periyot, KAFZ'nun orta kesiminde ortaya konan transpresif rejim ile denestirilebilir niteliktedir. Ege yayı, önündeki bu dalan levhanın eski konumunu almasıyla, bölgede KKD doğrultulu ve günümüzde de egemen olan açılma rejimini oluşturmuştur (Sorel ve diğ., 1992). Bu sonuçlar ışığında, 1-0.7 My arasında Ege'de görülen tektonik rejimdeki radikal değişim, KAFZ'nun orta kesiminde egemen olan doğrultu atımlı tektonik rejiminin kendi içerisindeki değişimini de (transpresiften transtensife) önemli derecede etkilediği görülmektedir.

Zamansal ve konumsal olarak KAFZ boyunca göz-

ÜZEY ANADOLU FAY ZONU'NDA BÖLGESEL GERİLME DURUMUNUN İNCELENMESİ



Jekil 4. a) SS. 1., Çizelge 2a'da verilmiş transpresif rejime ait, SS. 2. ise Çizelge 3a'da verilmiş transtensif rejime ait ters çözüm sonuçlarının eşit açılı alt yarımküre üzerine izdüşümü. Yıldız ve üçgenler her bir gözlem noktası için hesaplanan sırasıyla  $a_1$  ve  $O_3$  eksenlerinin doğrultusu ve eğimini simgelemektedir (Çizelge 2a ve 3a). Bölgesel yatay gerilmeler ( $O_1$  ve  $O_3$ ) doğrultularının ortalama değerleri Fischer istatistik metoduyla hesaplanmıştır. Noktalı bölgeler % 95 güvenilirlik elipsine karşılık gelmektedir b) Her bir gözlem noktası için hesaplanan gerilme oranı R-değerlerinin dağılımı histogramda verilmiştir.

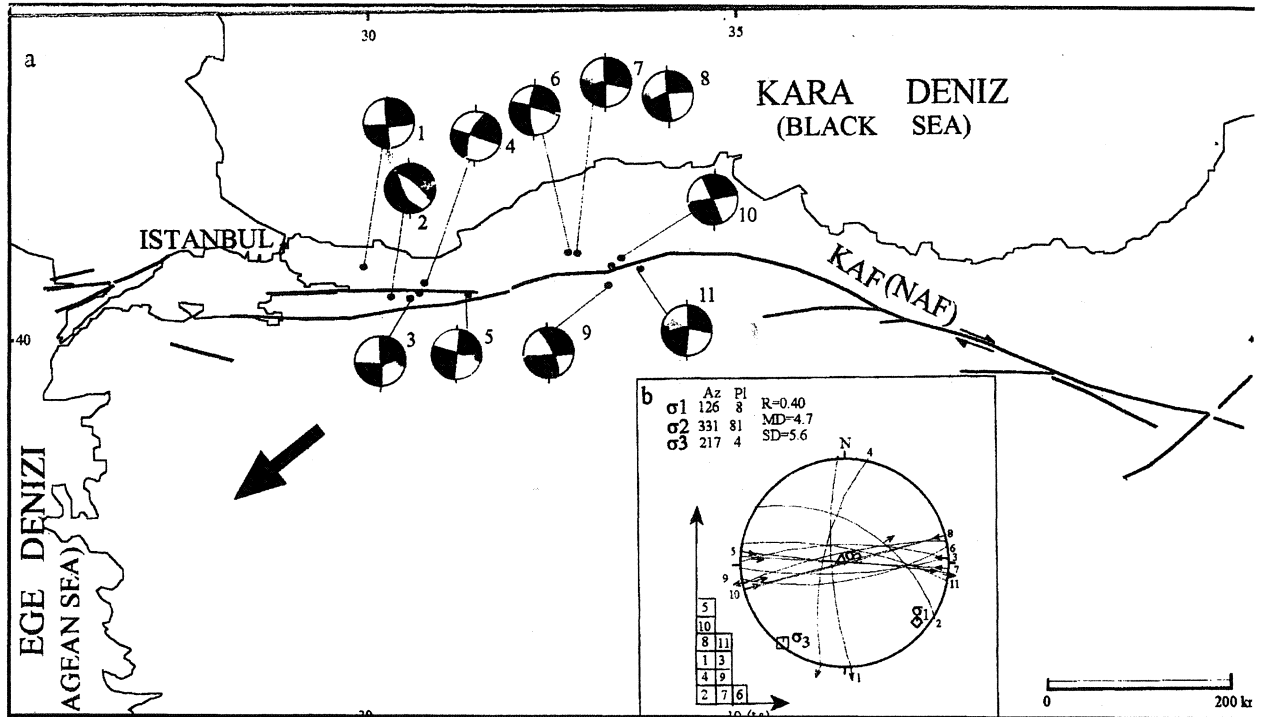
Figure 4. a) SS. 1. shows results for the transpressional strike-slip faulting inversions given in Table 2a while SS. 2. points out the results for the transtensional strike-slip faulting inversions given in Table 3a. Stars and triangles refer  $O_1$  and  $O_3$  axis (azimuth/dip) of the mean regional horizontal stress determined using Fischer statistic method. The dotted areas correspond to 95% confidence cones, b) Histograms show the distribution of computed stress ratio R-values for each individual inversions.

Çizelge 4: Fay düzlem çözümlerinin sayısal değerleri.

Table 4: Numerical values of the fault plane solutions.

Kaynaklar/References: 1: Jackson ve McKenzie (1984); 2: McKenzie (1972); 3: Ritsema (1974); 4: Wickens ve Hodgston (1967); 5: Cantez ve Üçer (1967)

| No | Date       | Lat° | Lon° | Planes 1<br>strike°/dip° | Plane 2<br>strike°/dip° | T-axis<br>Az/pl | Mag<br>Ms | Ref |
|----|------------|------|------|--------------------------|-------------------------|-----------------|-----------|-----|
| 1  | 20 06 1943 | 41.0 | 30.0 | 266/90                   | 176/76SW                | 40/10           | 6.2       | 2   |
| 2  | 30 07 1967 | 40.7 | 30.4 | 301/50SW                 | 151/44SW                | 108/82          | 5.6       | 2   |
| 3  | 26 05 1957 | 40.7 | 30.9 | 178/90                   | 087/78SE                | 43/12           | 7.1       | 2   |
| 4  | 27 05 1957 | 40.5 | 31.0 | 281/88NE                 | 192/67NW                | 234/18          | 6.2       | 3   |
| 5  | 22 07 1967 | 40.7 | 30.7 | 3/88SE                   | 093/89NE                | 46/0.1          | 7.1       | 2   |
| 6  | 01 22 1944 | 41.1 | 32.5 | 75/90                    | 165/90                  | 30/1            | 7.4       | 1   |
| 7  | 27 09 1953 | 41.2 | 38.8 | 280/75NE                 | 187/70NW                | 51/02           | 6.2       | 5   |
| 8  | 10 05 1977 | 41.0 | 33.4 | 348/88NE                 | 258/80NW                | 220/08          | 5.8       | 1   |
| 9  | 10 12 1966 | 41.0 | 33.5 | 255/90                   | 345/90                  | 230/00          | 4.9       | 2   |
| 10 | 13 08 1951 | 40.8 | 33.4 | 348/83NE                 | 81/70SE                 | 37/11           | 6.7       | 2   |
| 11 | 26 11 1943 | 41.0 | 34.0 | 001/83E                  | 269/73N                 | 226/17          | 7.3       | 4   |



Şekil 5. a) Çalışma alanında kaydedilen ve Çizelge 4'te verilmiş olan büyük depremlerin ( $M > 4.9$ ) odak çözüm mekanizmalar Kayma vektörleri Carey-Gailhardis ve Mercier (1987) yöntemine göre saptanmış sismik fay düzlemi üzerinde gösterilmiştir.  $I$  Deprem odak çözüm mekanizmalarından yararlanarak gerçekleştirilen ters çözüm yöntemiyle elde edilen ve günümüzde egemen ola gerilme tensörü parametreleri. Histogram, öngörülen kayma vektörü (t) ile hesaplanan kayma vektörü (s) arasındaki sapma açısını dağılımını göstermektedir.

Figure 5, a) Sketch map of the North Anatolian Fault zone where reported ballons focal mechanisms of the major earthquakes  $t$  given in Table 4. Plots show nodal planes and slip vectors on the preferred sismic fault plane being choosen from Carey-Guilhard and Mercier (1987)'s inversion method, b) Stereoplot is lower hemisphere stereoplots of the earthquake slip data with present-day stress tensor parameters. Histograms show distribution of deviation angles between predicted slip (%) and computed slip (s).

lemlenen tektonik rejimdeki bu değişimler, bölgenin jeodinamik evrimine bağlı olarak bölgedeki rijid levhalar (Arabistan, Afrika ve Avrasya) ile rijid olmayan Anadolu ve Ege blokları arasındaki görel hareketlere bağlı olarak oluşan levha sınırındaki kuvvetlerin etkisindedir. Bu kuvvetler KAFZ boyunca Anadolu Bloğunun batıya doğru hareketini karşılamaktadır. Kuzey Anadolu'daki gerilme tensöründe gözlemlenen zamansal değişimler özellikle Ege yitim zonun etkisi altındadır.

#### KATKI BELİRTME

Bu makalenin ilk şeklini okuyan ve olumlu eleştirile-riyle katkıda bulunan Doç. Dr. Halil GÜR SOY'a teşekkür ederim.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

Altun, I., Şengün, M., Keskin, H., Akçaören, F., Sevin, M., Devciler, Ö ve Akat, U., 1990, Türk. Geol. Haritası, 1/100 000, Kastamonu, MTA Ankara, 18 9.

Anderson, E. M., 1951, The dynamic of faulting. Edinburj Oliver ve Boyd.

Andrieux, J., Över, S., Poisson, A., Bellier, O. ve Tutkun, 2 1995. The North Anatolian Fault Zone: distributed N<ogene deformation in its northward convex part, Tectonophysics, 243,135-154.

Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets, Geophys. Res., 89,5835-58489.

Angelier, J. ve Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principale également ut lisible en tectonique et en sismologie: La méthode c diédre droit. Bull. Soc. Géol. Fr. XIX, 6,651-652.

Angelier, J., Lyberis, N., Le Pichon, X., Barrier, E. ve Huchor R., 1982, The tectonic development of the Hellene ai and the Sea of Crete: a synthesis, Tectonophysics, 8< 159-196.

Armijo, A., Carey, E. ve Citernas, A., 1982, The inverse problem in microtectonics and the separation of tecton; phases. Tectonophysics, 82, 145-160.



## UZHEY ANADOLU FAY ZONU'NDA BÖLGESEL GERİLME DURUMUNUN İNCELENMESİ

- Artaud, F., 1969. Méthode de détermination graphique des directions de reccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. Bull. Soc. Geol. Fr., XI, 729-737.
- Barka, A. A. ve Hancock, P. L., 1984. Neotectonic deformation patterns in the convex-norwards arc of the North Anatolian Fault Zone, in The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean., eds Dixon, F. ve Robertson, A. M. F., Geol. Soc. London, Sp. Publ., 17, 763-774.
- Barka, A. A. ve Gülen, L., 1988. New constraints on age and total displacements of the North Anatolian fault zone: implications of the Eastern Mediterranean region, In 1987 Melih Tokay Geology Symposium, eds Koçyiğit, A. ve Altmer, D., pp. 39-65, Sp. Publ. Middle East Tech. Univ. Ankara.
- Chambrier, O., Över, S., Poisson, A. ve Andrieux, J., 1997. Recent temporal change in stress state and modern stress field along the North Anatolian Fault Zone (Turkey). Geophys. J. Int., 131,61-86.
- Cott, M. H. P., 1959. The mechanism of oblique slip faulting, Geol. Mag., 96, 109-117.
- Çamtepe, N. ve Üçer, B., 1967. Computer determination for the fault plane solution in and near Anatolia, Tectonophysics, 4,235-244.
- Carey, E., 1979. Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles, Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys, 21,57-66.
- Carey, E. ve Brunier, B., 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles, C. R. Hebd. Acad. Sc, 270, 891-894.
- Carey-Gailhardis, E. ve Mercier, J. L., 1987. A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseisms and microseismicity of southern Peru, Earth Planet. Sci. Lett., 82,165-179.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Şaroğlu, F. ve Şengör, A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia-a young collision zone, in Collision Tectonics, eds Coward, M.P. ve Ries, A. C, Geol. Soc. London, Sp. Publ., 19, 3-36.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. ve Daignieres., M., 1981, An inverse problem in microtectonics for determination of stress tensors from fault striation analysis. J. Struct. Geol., 3,51-65.
- Jackson, J. ve McKenzie, D. P., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, Geophys. J. Royal Astr. Soc, C 77,185-264.
- Jackson, J., Haines, J. ve Holt, W., 1992. The horizontal velocity field in the deforming Aegean sea region determined from the moment tensors of earthquakes, J. Geophys. Res., 97, 17657-17684.
- Kiratzi, A. A., 1993. A study on the active crustal deformation of the North and East Anatolian Fault Zones, Tectonophysics,225, 191-203.
- Le Pichon, X. ve Angelier, J., 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area, Tectonophysics, 60, 1-42.
- Le Pichon, X., 1982. Land-locked oceanic basins and continental collision: the eastern Mediterranean as a case example, in Mountain building processes, eds Hsü, K., 201-211, Academic Press, New-York.
- Le Pichon, X. ve Gaullier, P., 1988. The rotation of Arabia and the Levant fault system, Tectonophysics, 153,271-294.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Siegfried, L., Noomen, R. ve Veis, G., 1996. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: implications for eastern Mediterranean tectonics, J. Geophys. Res.,-in press.
- McKenzie, D. P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean Region, Geophys. J. R. Astron. Soc, 30, 109-185.
- Mercier, J. L., Delibassis, N., Gauthier, A., Jarrige, J. J., Lemeille, F., Philip, H., Sébrier, M. ve Sorel, D., 1979, La néotectonique de l'Arc Egéen, Rev. Géol. Dynam. Géogr. Phys., Paris, 21,67-92.
- Mercier, J. L., Sorel, D. ve Simeakis, K., 1987, Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean arc from the Pliocene to the Present, Annales Tectonicae, 1(1), 20-39.
- Mercier, J. L., Sorel, D. ve Vergely, P., 1989, Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. Basin Research, 2,49-71.
- Mercier, J. L., Carey-Gailhardis, E. ve Sébrier, M., 1991. Paleostress determinations from fault kinematics: application to the neotectonics of the Himalayas-Tibet and the Central Andes, Phil. Trans, R. Soc. Lond.. A., 337,41-52.
- Mercier, J. L. ve Vergely, P., 1992. Tectonic. Collection géosciences-Dunod, 214p.
- Oral, M. B., Robert, E. R., Toksöz, N. M., Barka, A. A. ve Kinik, L., 1993. Preliminary results of 1988 and 1990 GPS measurements in western Turkey and their tectonic implications. Crustal Geodynamics, 23,407-416.
- Över, S., 1996. Analyse tectonique et états de contrainte cénozoïques dans la zone centrale de la Faille Kurd Anatolienne, Thèse Univ. Paris-Sud, Œrsay, 260 p.
- Philip, H., 1987., Plio-Quaternary evolution of the stress field in the mediterranean zones of subduction and collision, annales Geophysicae, 58, 301-320.

- Ritsema, A. R., 1974. The earthquake mechanisms of the Balkan region. Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. ve Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation., eds Biddle, K.T. ve Christie-Blick, N., Soc. Econ. Paleont. Mineral. Tulsa, Sp. Publ., 37, 227-264.
- Sorel, D., Mercier, J. L., Keraudren, B. ve Cushing, M. 1988. Le rôle de la traction de la lithosphère subductée dans l'évolution géodynamique Plio-Pleistocène de Tare égéen: mouvement vertical alternés et variations du régime tectonique, C. R. Acad. Sci., Paris, 307 (II), 1981-1986.
- Sorel, D., Bizon, G., Aliaj, S. ve Hasan, L., 1992. Calage stratigraphique sur l'âge et de la durée des phases compressives des Helleïdes externes (Grèce Nord-occidentale et Albanie), du Miocene a l'Actuel. Bull. Soc. Géol.,Fr., 163,447-454. .
- Staub, C. ve Kahle, G., 1994. Global positioning estimates of crustal deformation in the Marmara Sea region, north western Anatolia, Earth Planet. Sc. Lett., 121,495-50
- Staub, C. ve Kahle, G., 1995. active crustal deformation in the Marmara Sea region, NW Anatolia, inferred from GPS measurements, Geophys. Res. Lett., 22,2533-2.536.
- Taymaz, T., Jackson, J. ve McKenzie, D., 1991. Active tectonics of north and central Aegean sea, Geophys. Int., 106,433-490.
- Wallace, W. E., 1951, Geometry of shearing stress and relation to faulting. J. Geol., 59, 118-130.
- Watson, G. S., 1960. More significance tests on the shearing. Biomtrika, 47, 87-91.
- Wickens, J. W. ve Hodgson, J. H., 1967. Computer evaluation of earthquake mechanism solutions, Department of energy, mine and resources-Ottawa.
- Zanchi, A. ve Angelier, J., 1993. Seismotectonics of Western Anatolia: regional stress orientation from geophysical and geological data, Tectonophysics, 222, 259-274.

---

Makalenin geliş tarihi: 10.12.1997

Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 27.11.1998

*Received: December 10, 1997*

*Accepted: November 27, 1998*



# Aladağ (Yahyalı-Kayseri) akiferinde fiziksel, kimyasal ve izotopik parametreler ile kloroflorokarbon yaşları arasındaki ilişkiler

## *Relationship between the CFC ages and the physical, chemical and isotopic parameters in the Aladağ aquifer (Yahyah-Kayseri)*

N. Nur Özyurt Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe, 06532 Ankara.  
C. Serdar Bayan Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe, 06532 Ankara.

### Öz

Atmosferik kökenli CFC (kloroflorokarbon) gazları 1980'li yılların sonlarından itibaren yeraltısuyu yaş belirteci olarak kullanılmaktadır. Aladağ karstik akiferinde yürütülen bu çalışmada bölgesel yeraltısuyu akım yolu boyunca seçilen kaynakların CFC yaşlarının 7-8 ile 25 yıl arasında değiştiği belirlenmiştir. Belirlenen yeraltısuyu CFC yaşları yaş belirteci olarak kullanılan diğer fiziksel, kimyasal ve izotopik parametreler ile karşılaştırılması sonucunda, yeraltısuyu CFC yaşları ile fiziksel ve kimyasal parametrelerin uyumluluk gösterdiği belirlenmiştir. Ayrıca, yeraltısuyu trityum içerikleri ile CFC-11 ve CFC-12 yaşlarının nicel ve nitel karşılaştırılması sonucunda bu yaş belirleme yönteminin karstik akiferlerde de etkin biçimde uygulanabileceği anlaşılmıştır.

Anahtar Sözcükler: Aladağ, CFC, kimyasal-fiziksel parametreler, yeraltısuyu yaşı.

### Abstract

*CFC (chlorofluorocarbon) gases of atmospheric origin have been used as groundwater age-indicators since the late 1980s. CFC ages of groundwater samples from Aladağ karstic aquifer have been determined to range between 7-8 to 25 years. Comparison of calculated CFC ages with the physical and chemical properties of groundwater indicates a strong positive correlation. Moreover, the tritium and CFC composition of groundwater along the regional flow path have been found to vary harmoniously.*

*Key words: Aladağ, CFC, chemical-physical parameters, groundwater ages.*

### GİRİŞ

Genç yeraltısularının yaşlarının belirlenmesi için  $^3\text{H}\text{PHe}$ ,  $^{85}\text{Kr}$  ve CFC gibi yaş belirteçleri kullanılmaktadır (Cook ve Solomon, 1997). Bu yöntemlerden CFC gazları örnekleme ve analiz kolaylığı açısından sağladığı avantajlar nedeni ile diğerlerine göre daha yaygın biçimde kullanılmaya başlanmıştır. 1945 yılından sonra akifere giren yeraltısularının görünür yaşlarının belirlenmesinde kullanılan CFC gazları endüstriyel faaliyetler sonucunda atmosfere geçmektedir (Busenberg ve Plummer, 1992; Busenberg vd., 1993). Artan endüstriyel faaliyetler ve bu faaliyetler sırasında

kayıplardan dolayı atmosferik CFC derişimi 1945 yılından günümüze değin sürekli olarak artış göstermektedir. CFC gazları günümüze değin karstik olmayan akiferlerde yeraltısuyu yaş belirteci olarak kullanılmış ve başarılı sonuçlar elde edilmiştir. Bu yöntemin Dinarik tipteki karst akiferlerindeki ilk uygulamaları Türkiye'de (Bey dağları-Antaıya/Finike ve Aladağ akiferleri) gerçekleştirilmiştir. Doğu Toros kuşağında yer alan Aladağ karstik akiferi, 1909 km<sup>2</sup> yüzey drenaj alanına sahip Aşağı Zamantı Havzası içindedir. Aşağı Zamantı Havzasında ana akifer, beslenme alanı Aladağlar olan Aladağ karstik akiferidir.

\* Bu makale 51. Türkiye Jeoloji Kurultayı'nda (TMMOB-Jeoloji Mühendisleri Odası-Ankara) kısmen sunulmuş ve hakemlerin görüşleri doğrultusunda yeniden düzenlenerek kabul edilmiştir.

Yeraltısuyu, beslenme alanından havzaı drene eden Zamantı Irmağına doğru akmakta ve bölgesel akım yolu boyunca yer alan bir dizi kaynaktan boşalmaktadır.

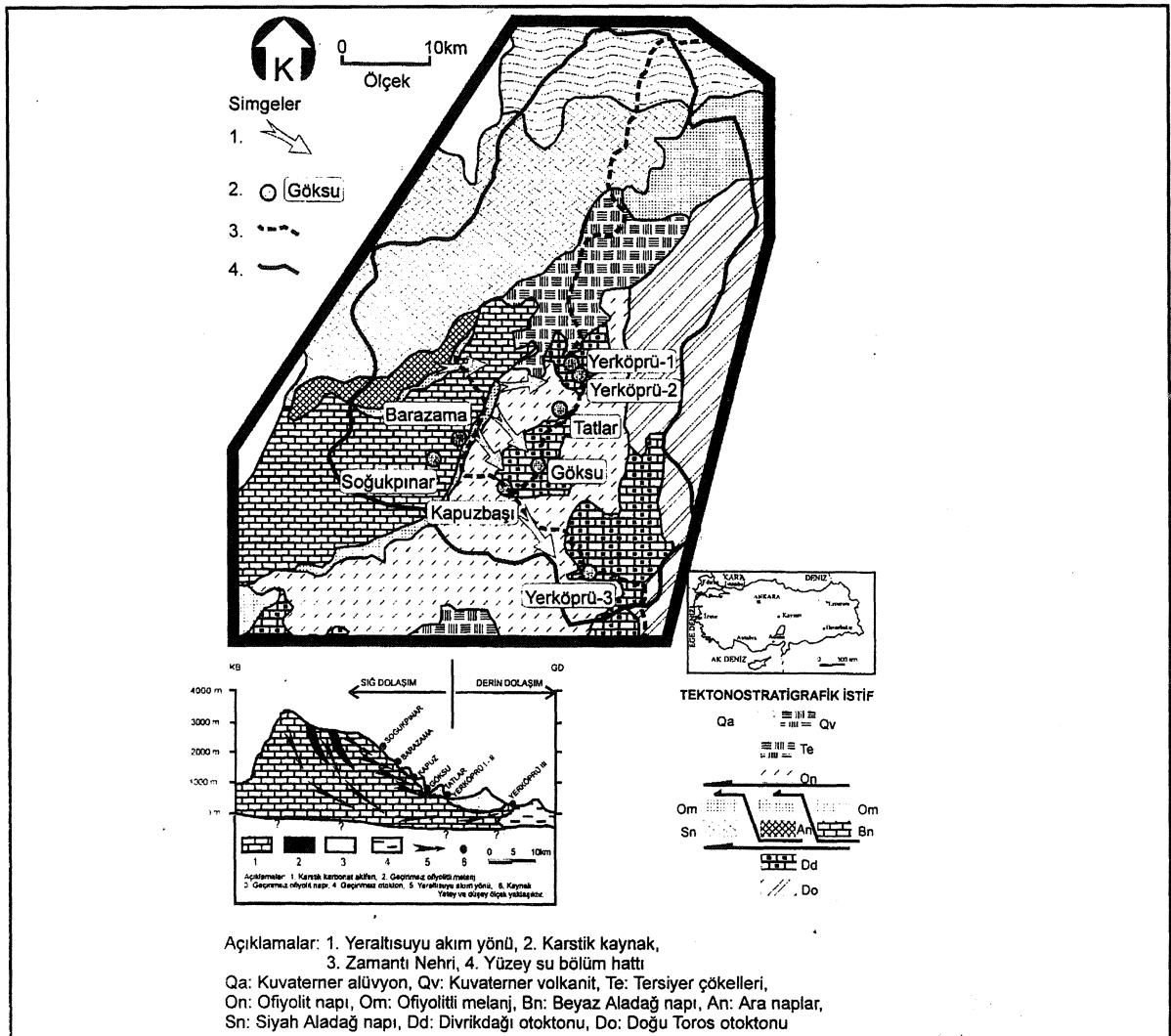
CFC gazlarının yeraltısuyu yaşı belirteci olarak kullanılması; bu gazların atmosferdeki derişimlerinin, herhangi bir yıl için belirli (ve/veya karakteristik) olmasına dayanmaktadır. Yeraltısuyunun CFC içeriğı suyun beslenme anında temasta olduğu atmosferik CFC kısmi basıncına bağılıdır. Ancak beslenme sıcaklığı ve beslenme yükseltisi de yeraltısuyu CFC içeriğini etkileyen faktörlerdir. Bu çalışmada, Aladağ karstik akiferinde bölgesel akım yolu boyunca yer alan bir dizi kaynaktan boşalan yeraltısularının CFC yaşları belirlenmiş ve bu değerler sahada ölçülen fiziksel-

kimyasal parametreler (sıcaklık, pH, elektriksel iletkenlik, çözünmüş oksijen), major anyon-katyon derişimleri ve trityum içerikleri ile karşılaştırılmıştır.

### BÖLGESEL JEOLJİ VE HİDROJEOLJİ

Çalışma alanında jeolojik yapı; allokton, otokton ve post tektonik örtü birimlerinden oluşmaktadır (Şekil 1) Çalışma alanı jeolojisine ilişkin ayrıntılı bilgiler Tekel vd. (1981), Tekeli vd. (1987) ve Bayan (1991)'de verilmektedir.

Havzanın batısında yüzeylenen allokton birimler beyaz naptan oluşmaktadır. Yahyalı, Siyah Aladağ Minaretepe, Çataloturan, ve Beyaz Aladağ Napları olarak adlandırılan bu birimler hemen hemen bütünü ik karbonatlı kayalardan oluşmaktadır. Otokton



Şekil 1. Çalışma alanının jeoloji haritası ve örnek noktalarının yeraltısuyu akım yolu boyunca konumlan. *Figure 1. Geological map of study area and sampling point locations along the groundwater flow path.*

# ALADAĞ AKİFERİNDE FİZİKSEL, KİMYASAL VE İZOTOPIK PARAMETRELER

>irimler ise esas olarak havzanın doğusunda füzeylenirler. Bununla birlikte otokton bilimlere ait Friyas-Kretase karbonatlarından oluşan Divrikdağı formasyonu Zamantı Irmağı boyunca ofiyolit napım altından tektonik pencereler şeklinde ya da ofiyolit napı ile otokton birimlerin sınırı boyunca yüzeylenmektedir. Aladağ naplanm üst seviyelerinde yer alan geçirimsiz ofiyolitli melanj ile ofiyolli napmm konumlan ve yapısal özellikleri yeraltısuyu akım yönünü belirle>evf temel unsurlardır. Nap birimlerinin güneydoğuya doğru olan eğimleri yeraltısuyu akını yönünün de bu doğrultuda gelişmesini desteklemektedir. Bu nedenle Aladağ karstik akiferinde yeraltısuyu akım yönü havzanın tek sürekli akarsuyu Zamantı Irmağına doğrudur. Bindirme ve normal blok faylanmaya bağlı olarak gelişen tektonik bariyerler de yeraltısuyu için tercihli akım yönlerinin oluşmasına neden olmaktadır. Havzada 1750 m'nin üstündeki yağış genellikle kar şeklindedir, bu nedenle karstik akiferin beslenimi büyük oranda kar tipi yağıştan olmaktadır. Çalışma alanının hidrojeolojik yapısına ilişkin ayrıntılar Bayan, 1991'de verilmiştir.

Çalışma alanında Zamantı Irmağına doğru olan bölgesel yeraltısuyu akışı boyunca tektonik engellerden boşalan bir dizi kaynak vardır. Bölgesel dolaşımı temsil eden bu kaynaklar beslenme bölgesinden başlayarak; Soğukpınar, Barazama, Kapuzbaşı, Göksu, Tatlar, Yerköprü-I, Yerköprü-II, Yerköprü-III olarak sıralanırlar. Kaynakların yeraltısuyu akım yolu boyunca konumlan Şekil T de verilmiştir.

## VERİLER VE YÖNTEM

Bölgesel yeraltısuyu akım yolu boyunca belirlenen kaynaklarda yerinde sıcaklık (T), pH (hidrojen iyonu aktivitesinin negatif logaritması), EC (elektriksel iletkenlik), DO (çözünmüş oksijen) ölçümleri ile majör anyon-kasyon, çevresel izotoplar (oksijen-18, döteryum ve trityum) ve CFC analizi için örnekleme yapılmıştır. Sahada yapılan ölçümler ve analiz sonuçları Çizelge 1'de toplu olarak verilmiştir. Değerlendirmelerde çalışma alanında daha önceden yapılmış Bayan, 1991 ve Bayan, 1994'deki verilerden de yararlanılmıştır. CFC örnekleri yaklaşık 60 cm uzunluğunda, 0.9 cm çapındaki bakır borulara atmosferle temas etmeleri engellenecek şekilde alınmıştır (Bayan ve diğ., 1998). Alınan örneklerin analizi Utah Üniversitesi Laboratuvarlarında Gaz kromatografisi ile yapılmıştır. CFC analizlerinin hassasiyeti  $\pm \%3$  olup; hesaplanan yaşların hata sınırının 1-3 yıl olduğu varsayılmaktadır. Trityum ve duraylı izotop analizleri IAEA (International Atomic Energy

| SU NOKTASI<br>WATER POINT         | SICAKLIK<br>TEMP<br>°C | pH       | EC<br>µS/cm | DO<br>mg/l | Na    | K     | Ca <sup>2+</sup> | Mg <sup>2+</sup> | Cl <sup>-</sup> | SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> | ALKALINITE<br>ALKALINITY | CFC-11<br>pmol/kg<br>H <sub>2</sub> O | CFC-12<br>pmol/kg<br>H <sub>2</sub> O | H<br>(1988)<br>TU | CFC-11<br>YASI<br>AGE | CFC-12<br>YASI<br>AGE | Yıl/Year |
|-----------------------------------|------------------------|----------|-------------|------------|-------|-------|------------------|------------------|-----------------|-------------------------------|--------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|-------------------|-----------------------|-----------------------|----------|
| YÖNTEM/METHOD*                    |                        |          |             |            | 309A  | 309A  | 309A             | 309A             | 407A            | 426C                          | 403                      |                                       |                                       |                   |                       |                       |          |
| ÖLÇÜM HATASI<br>MEASUREMENT ERROR | +/- 0.01               | +/- 0.01 | +/- %2      |            |       |       |                  |                  |                 |                               |                          |                                       |                                       |                   |                       |                       |          |
| SOGUKPINAR                        | 3.09                   | 8.12     | 92          | 11.29      | 0.017 | 0.051 | 1.048            | 0.123            | 0.100           | 0.036                         | 1.090                    | 3.172                                 | 3.513                                 | 14.8              | 22                    | 22                    | 1        |
| BARAZAMA                          | 6.65                   | 8.19     | 136         | 11.8       | 0.017 | 0.026 | 1.272            | 0.247            | 0.100           | 0.036                         | 1.544                    | 3.328                                 | 3.022                                 | 16.5              | 11                    | 11                    | 8        |
| KAPUZ                             | 8.15                   | 8.18     | 128.1       | 11.48      | 0.030 | 0.038 | 1.272            | 0.329            | 0.200           | 0.074                         | 1.408                    | 6.045                                 | 3.002                                 | 18.9              | 11                    | 11                    | 7        |
| GÖKSU                             | 7.72                   | 8.16     | 137.7       | 12.23      | 0.035 | 0.026 | 1.297            | 0.329            | 0.100           | 0.036                         | 1.455                    | 2.855                                 | 2.915                                 | 20.8              | 11                    | 11                    | 8        |
| TATLAR                            | 13.42                  | 7.41     | 451         | 8.44       | 0.539 | 0.102 | 3.293            | 0.782            | 0.700           | 0.457                         | 3.818                    | 2.448                                 | 2.224                                 | 20.7              | 11                    | 11                    | 13       |
| YERKÖPRÜ-1                        | 14.04                  | 7.27     | 633         | 8.46       | 0.883 | 0.077 | 3.992            | 1.069            | 1.000           | 0.716                         | 4.262                    | 1.356                                 | 0.950                                 | 22.1              | 11                    | 11                    | 16       |
| YERKÖPRÜ-2                        | 13.91                  | 7.22     | 603         | 8.02       | 0.844 | 0.090 | 4.017            | 1.069            | 0.950           | 0.685                         | 4.454                    | 1.353                                 | 0.849                                 | 21.9              | 11                    | 11                    | 14       |
| YERKÖPRÜ-3                        | 14.93                  | 7.15     | 656         | 8.49       | 1.057 | 0.064 | 4.092            | 1.152            | 1.000           | 0.725                         | 4.844                    | 1.027                                 | 1.249                                 | 22                | 11                    | 11                    | 16       |

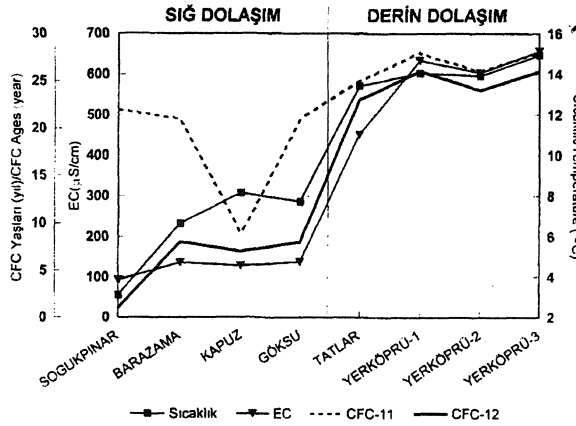
\* Analiz yöntem numarası (APHA et al., 1989)

Çizelge 1. Değerlendirmede kullanılan fiziksel, kimyasal, izotopik parametreler  
Table 1. Physical, chemical and isotopic parameters that used for evaluation

Agecy)'nm Avusturya'daki laboratuvarlarında yapılmıştır. Tritiyum analizlerinin ölçüm hatası  $\pm 0.4-0.7$  TU (TU: tritiyum birimi) arasında değişmektedir. Oksijen-18 ve Döteryumun ölçüm hataları sırası ile %0.1 ve %0.10 düzeyindedir. Suların bazı fiziksel-kimyasal özellikleri (pH, T, EC, DO) sahada Hydrolab Data Sonde 3 çok parametrelili su sondası kullanılarak ölçülmüştür. Anyon-kasyon örnekleme için 125 ml'lik çift kapaklı plastik şişeler kullanılmıştır. Kasyon örneklerine kimyasal koruyucu olarak hidroklorik asit (HCl) eklenerek pH  $\approx 2$  olması sağlanmıştır. Major anyon-kasyon analizleri Standard Methods'da (APHA vd, 1989) önerilen yöntemler kullanılarak H.Ü. UKAM (Uluslararası Karst Su Kaynakları Uygulama ve Araştırma Merkezi) Kimya Laboratuvarlarında yapılmıştır.

## YERALTISUYU CFC YAŞLARININ HESAPLANMASI

Yeraltısuyu CFC yaşları belirlenmesinde üç farklı CFC gazı (CFC-11, CFC-12, CFC-113) yaygın olarak kullanılmaktadır. CFC gazları akifer içerisinde kimyasal açıdan tepkisiz (inert) olarak kabul edilseler de tutulma (sorption), bozunma (degradation), kirlenme gibi süreçlerden etkilenmektedir. CFC-113'ün yeraltısuyu sistemi içindeki davranışının henüz tam olarak açıklanamamış olması nedeni ile bu çalışmada sadece CFC-11 ve CFC-12 verilerinden yararlanılmıştır. Atmosferik CFC gazları ile yeraltısuyu yaşı



Şekil 2. Yeraltısuyu akım yolu boyunca artan fiziksel parametreler; sıcaklık ve elektriksel iletkenlik ve CFC yaşlarının değişimi.

Figure 2. Variation of physical parameters; temperature and electrical conductivity and CFC ages along the groundwater flow path.

belirlenirken, atmosferik gaz kısmi basıncı ile beslenen suyu arasında kimyasal dengenin olduğu kabul edilmektedir. Yeraltısuyu ile atmosfer arasında kimyasal denge oluşması durumunda gaz derişimi ile atmosferik kısmi basınç ilişkisi Henry Yasası'na göre aşağıdaki gibidir.

$$K_i = C_i/P_i$$

Burada;

$K_i$ , sıcaklıkla değişen denge sabiti ( $\text{mol} \cdot \text{atm}^{-1}$ );  $Q$  gazın sudaki derişimi ( $\text{pmol}/\text{kgH}_2\text{O}$ );  $P_i$ , gazın atmosferik kısmi basıncıdır ( $\text{atm}$ ).

Denge sabitinin ( $K_i$ ) değeri beslenme sıcaklığı ve yükseltisine bağlı olarak değiştiğinden; yeraltısuyunda çözülmüş CFC değişimlerinden itibaren, yeraltısuyu yaşının hassas olarak hesaplanabilmesi için öncelikle beslenme yükseltisi ve beslenme sıcaklığını belirlenmesi gerekmektedir. Çalışma alanı için yeraltısuyu beslenme yükseltisi ve sıcaklığı Özyurt ve Bayan, 1998'de  $^{18}\text{O}$ -sıcaklık ve sıcaklık-yükselti arasında oluşturulan eşitliklerden yararlanarak belirlenmiştir. Hesaplanan  $K_i$  ve ölçülen  $C_i$  değerlerine bağlı olarak belirlenen  $P_i$  değerlerinin atmosferik CFC kısmi basınç-zaman grafiğinden karşılık geldiği 'yıl' yeraltısuyu 'beslenme yılı' olarak belirlenmiştir. Bu durumda beslenme ve örnekleme yılları arasındaki zaman farkından yeraltısuyu CFC yaşları hesaplanmıştır. Bir kısım CFC-12'in karbonatlı birimlerdeki organik madde tarafından tutulması, hesaplanan CFC-11 yaşlarının gerçek yaştan daha büyük değerler vermesine neden olmaktadır. Bu nedenle, çalışma kapsamındaki değerlendirmelerde hidrojeokimyasal süreçlerden daha az etkilenen CFC-12 yaşlarının kullanılması tercih edilmiştir.

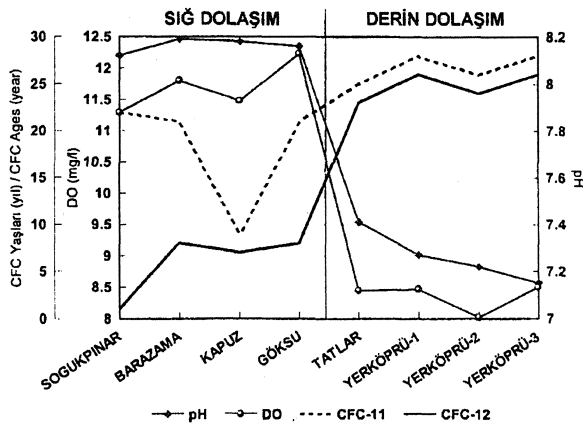
## FİZİKSEL PARAMETRELER VE CFC YAŞLARI

Sahada ölçülen sıcaklık, pH, çözülmüş oksijen ve elektriksel iletkenlik değerlerinin bölgesel akım yolu boyunca CFC yaşları ile birlikte değişimi incelenmiştir. Yeraltısuyu sıcaklığı bölgesel akım yolu boyunca artış göstermektedir. Beslenme alanına en yakın konumda bulunan ve kar erimesinden beslenen Soğukpınar Kaynağı'nda sıcaklık  $3.09^\circ\text{C}$  iken akım yolu boyunca ilerledikçe yeraltısuyu sıcaklığı düzenli olarak artmaktadır. Göksu Kaynağı'ndan sonra ise yeraltısuyu sıcaklığında ani bir değişim gözlenmektedir. Bu ani değişim akım yolunun (ya da yeraltısında kalış süresinin) bu noktadan sonra daha uzun olduğunun göstergesidir. Bölgesel yeraltısuyu akım yolu boyunca artış gösteren

## ALADAĞ AKİFERİNDE FİZİKSEL, KİMYASAL VE İZOTOPIK PARAMETRELER

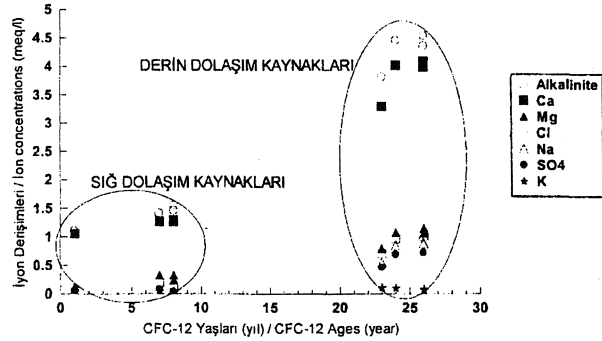
bir diğer parametre de elektriksel iletkenliktir. Suyun yeraltında kalış süresinin artmasıyla özellikle karbonatlı minerallerin çözünmesinden dolayı, yeraltısuyunun iyon içeriği ve bunun dolaylı bir göstergesi olan elektriksel iletkenliğin artması beklenmektedir. Akım yolu boyunca ölçülen elektriksel iletkenlik değerlerinde de sıcaklık değerlerinde olduğu gibi Göksu Kaynağı'ndan sonra ani bir artış göstermektedir. Sıcaklık ve elektriksel iletkenlik değerlerinin akım yolu boyunca değişiminde gözlenen bu ani artış, akımın sıg ve derin dolaşım bölgeleri olarak ikiye ayrılabilceğinin göstergesidir. Bölgesel yeraltısuyu akım yolu boyunca azalan parametreler pH ve suların çözünmüş oksijen içerikleridir (Şekil 3). Sıg dolaşım bölgesinde suların pH değerleri 8'in üzerinde iken derin dolaşım bölgesinde pH değerleri 7.2'ye düşmektedir. pH'ın akım yolu boyunca bu yönde değişmesi sisteme H<sup>+</sup> katkısının bir göstergesidir. Sisteme H<sup>+</sup> katılımı karbonatlı kayadaki sinjenetik (çökelim sırasında ortama katılan) organik maddenin yeraltısuyundaki çözünmüş oksijen tarafından oksitlenmesi sonucu ortaya çıkan karbondioksit gazının yeraltısuyu ile birleşerek karbonik aside dönüşmesinden kaynaklandığı düşünülmektedir. Bu durumun bir sonucu olarak akım yolu boyunca ilerledikçe pH ve çözünmüş oksijen azalmakta, üretilen karbonik asidin karbonatlı mineral çözünmesinde kullanılmasına bağlı olarak da yeraltısuyunun iyon içeriği artmaktadır.

Tüm fiziksel parametreler, sıcaklık, pH, elektriksel iletkenlik ve çözünmüş oksijende akım yolu boyunca gözlenen değişiklikler, yeraltısuyu akımının Göksu



Şekil 3. Yeraltısuyu akım yolu boyunca azalan fiziksel parametreler, pH ve çözünmüş oksijen ve CFC yaşlarının değişimi.

Figure 3. Variation of physical parameters; pH and dissolved oxygen and CFC ages along the groundwater flow path.



Şekil 4. Yeraltısuyu akım yolu boyunca iyon değişimlerinin ve CFC yaşlarının değişimi.

Figure 4. Variation of ionic compositions and CFC ages along the groundwater flow path.

Kaynağı'ndan sonra daha derin bir dolaşımında olduğunu göstermektedir. Bu nedenle Soğukpınar, Barazama, Kapuz, Göksu kaynakları sıg; Tatlar, Yerköprü-I, Yerköprü-II, Yerköprü-III kaynakları ise derin dolaşım kaynakları olarak adlandırılmıştır. Sıg ve derin dolaşımındaki kaynakların fiziksel parametreleri kendi aralarında uyumludur.

Öte yandan, fiziksel parametrelerin akım yolu boyunca gösterdikleri değişim hesaplanan CFC yaşları ile paralellik göstermektedir. CFC yaşlarında da sıg ve derin dolaşım bölgelerini ayıran Göksu Kaynağı'ndan sonra ani bir artış gözlenmektedir. Diğer bir deyişle, fiziksel parametre değerlerinde gözlenen değişimin nedeni olarak gösterilen yeraltısuyu geçiş süresinin uzunluğu hesaplanan CFC yaşları ile de uyumludur.

## KİMYASAL BİLEŞİM VE CFC YAŞLARI

Bölgesel yeraltısuyu akım yolu boyunca majör iyon değişimi de fiziksel parametrelerin değişimine benzerlik göstermektedir. Bir başka deyişle akım yolu boyunca yeraltısuyunun iyon içeriği artmaktadır (Şekil 4). Sıg ve derin dolaşım kaynaklarının iyon içerikleri kendi aralarında uyumlu olmakla birlikte, derin dolaşım kaynakları daha yüksek iyon içeriğine sahiptir. Akım yolu boyunca tüm kaynaklarda alkalinite ve kalsiyum içerikleri diğer iyonlardan çok daha yüksektir. Sıg dolaşımdan derin dolaşıma geçerken de en büyük artış alkalinite ve kalsiyumda gözlenmektedir. Artışın bu iyonlarda olması kireçtaşından oluşan (CaCO<sub>3</sub>) karstik bir akiferde beklenen bir sonuçtur. Bölgesel yeraltısuyu akım yolu boyunca artış gösteren diğer iyonlar (Mg<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) da akifer içindeki dolomitik birimlerin

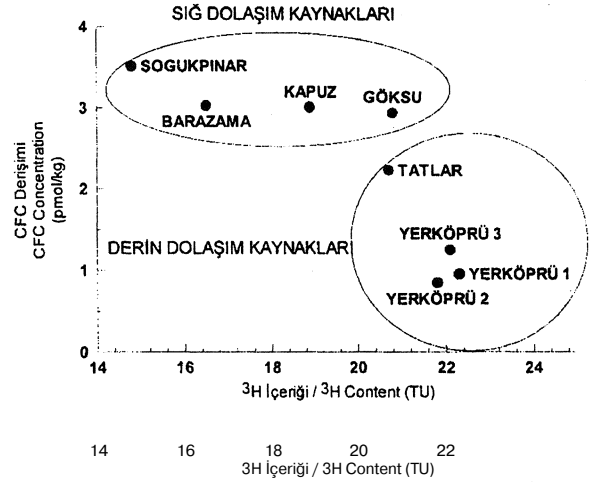
çözünmesi ve/veya akifer içindeki fosil suların yeraltısuyuna karışması ile açıklanabilir. Derin dolaşım bölgesinde iyonik zenginleşmenin sığ dolaşıma oranla daha yüksek oluşu, akım yolunun uzaması ve kayaç-su temas süresinin artması ile açıklanabilir.

Bölgesel yeraltısuyu akım yolu boyunca CFC yaşları da iyon içeriğindeki artışla paralellik sunmaktadır. Örneğin, sığ dolaşım bölgesindeki kaynakların CFC-12 yaşları 7-8 yıl dolayında iken; derin dolaşım bölgesinde bu değer ortalama 25 yıldır.

### TRİTYUM İÇERİĞİ VE CFC YAŞLARI

Su molekülünde yer alan hidrojen elementinin üç izotopundan biri olan trityum diğerlerinden (protonyum ve döteryum) farklı olarak radyoaktif bozunmaya uğramaktadır. Su molekülünün yapısında doğal olarak yer alması nedeniyle trityum oldukça ideal bir izleyicidir ve derişimi dış faktörlerden oldukça düşük düzeyde etkilenmektedir. Bir su örneğinin trityum derişimi "Tritium Birimi" (Tritium Unit, TU) olarak ifade edilir ve 1 TU ele alman örnekteki  $10^{18}$  (milyar kere milyar) hidrojen atomundan birisinin trityum izotopu olduğunu belirtir.

İnceleme alanında atmosferik trityum ve CFC derişimlerinin zaman içindeki değişimi birbirine zıt eğilim göstermektedir. Diğer bir deyişle, atmosferik trityum derişimi bu izotopun üretilmesine neden olan atmosfere açık termo-nükleer denemelerin 1963 yılında yasaklanmasından sonra sürekli bir azalma göstermiştir. Buna karşın; daha önce de değinildiği gibi atmosferik CFC derişimi artan endüstriyel üretim ve kullanıma bağlı olarak 1945 yılından günümüze artış göstermektedir. Bu durumda; nitel olarak "1963 yılından sonra beslenen" yaşlı yeraltısularının trityum içeriklerinin daha güncel beslenime sahip olanlara göre daha yüksek olması beklenmelidir. Yeraltısuyu CFC içeriği açısından ise bu durumun tam tersi söz konusu olup; 1945'ten sonra beslenen yaşlı yeraltısularının CFC içeriği daha güncel beslenime sahip olan yeraltısularınınkinden daha düşük olmalıdır. Bu öngörüler, bölgesel akım yolu boyunca yeraltısuyunun trityum ve CFC derişimlerinin gösterildiği Şekil 5 ile de desteklenmektedir. Yeraltında kalış süresi kısa beslenimi daha güncel olan sığ dolaşım kaynaklarının trityum içeriği düşük, CFC içerikleri yüksektir. Buna karşılık, sığ dolaşım kaynaklarına göre daha önceki yıllarda beslenmiş olan derin dolaşım bölgesi kaynaklarında trityum içeriğinin yüksek, CFC içeriğinin düşük olduğu anlaşılmaktadır.



Şekil 5. Akım yolu boyunca trityum içerikleri ve CFC derişimleri

Figure 2. Tritium contents and CFC concentrations along the groundvatre flow path.

### SONUÇLAR

Aladağlardan beslenen Aladağ Karstik Akiferinde yeraltısuyu güneydoğuya doğru akmakta ve akış sırasında karşılaştığı tektonik engellerden kaynaklar şeklinde boşalmaktadır. Bölgesel yeraltısuyu akım yolu boyunca yeraltısularının kimyasal ve fiziksel parametrelerinde gözlenen değişimlerden yararlanılarak akiferin sığ ve derin iki farklı dolaşıma sahip olduğu belirlenmiştir. Atmosferik CFC gazları ile hesaplanan yeraltısuyu yaşları yeraltısularında yaş belirteci olarak kullanılan fiziksel, kimyasal ve izotopik parametreler ile uyumludur. Suyun yeraltında kalış süresi arttıkça artması beklenen yeraltısuyu sıcaklığı, çözünmüş madde miktarı, iyon içeriği ve azalması beklenen pH, çözünmüş oksijen içeriği gibi parametrelerin değişimi CFC yaşlarının akım yolu boyunca artışı ile paralellik sunmaktadır. Ayrıca, bölgesel yeraltısuyu akım yolu boyunca <sup>3</sup>H içerikleri ile yeraltısuyu CFC içeriklerinin değişimi de diğer parametreler gibi uyumludur. Elde edilen bu sonuçlar CFC gazlarının karstik akiferlerde de yeraltısuyu yaş belirlemede iyi sonuçlar verebileceğini göstermektedir.

### KATKI BELİRTME

Yazarlar saha çalışmalarındaki katkıları için Dr. Atilla Çiner'e (HÜ, Jeoloji Müh. Bölümü), CFC yönteminin karstik yeraltısuyu sistemlerine uygulanması konusundaki destek ve katkılarından dolayı Dr. D. Kip Solomon'a (Utah Üniversitesi, Jeoloji-Jeofizik Bölümü)



## ALADAĞ AKİFERİNDE FİZİKSEL, KİMYASAL VE İZOTOPIK PARAMETRELER

ve Yücel Yurtsever'e (IAEA, İzotop Hidrolojisi Bölümü) teşekkür ederler. Saha çalışmalarında kullanılan Hydrolab su kalite sondası TÜBİTAK'ın finansal desteği ile temin edilmiştir.

### KAYNAKLAR

- APHA, AWWA ve WPCF, 1989, Standard Methods for the analysis of water and wastewater, APHA Publication, 1015th Street, N.W. Washington DC, 2005,1133p.
- Bayan, C. S., 1991, Aşağı Zamantı Havzası (Aladağlar) Karst Hidrojeolojisi İncelemesi, Doktora Tezi, HÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Ankara, 164 s.
- Bayan, C. S., 1994, Aşağı Zamantı Havzası Basılmamış Çevresel İzotop verileri
- Bayan, C. S., Çakır, B. ve Tezcan, L., 1998, Kloroflorokarbonlar ile yeraltısuyu yaşının belirlenmesi: 1-Temel İlkeler. Yerbilimleri, HÜ Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi, sayı 20, 123-138.
- Busenberg, E. ve Plummer, L. N., 1992 Use of chlorofluorocarbons (CC13F) and (CC12F2) as hydrologic tracers and age-dating tools: The alluvium and terrace system of Central Oklahoma, Water Resources Research. 29,2257-2283.
- Busenberg, E., Weeks, E. P., Plummer, L. N. ve Bartholomay, R. C, 1993, Age dating ground water by use of chlorofluorocarbons (CC13F and CC12F2) and distribution of chlorofluorocarbons in the unsaturated zone, Snake River Plain aquifer, Idaho National Engineering Laboratory, Idaho, U.S. Geological Survey Water Resources Investigation Report 93-4054, Us. Government Printing Office, Washington D.C. 47s.
- Cook, P. G. ve Solomon D.K. 1997. Recent advances in dating young groundwater: chlorofluorocarbons, 3H/3He and 85Kr. Journal of Hydrology, 191,245-265.
- Özyurt, N. N. ve Bayan, C. S. 1998, Kloroflorokarbonlar ile yeraltısuyu yaşının belirlenmesi: 2- Aladağ karsitik akiferi kaynakları, Yerbilimleri, HÜ Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi, sayı 20, 139-154.
- Tekeli, O., Aksay, A., Ertan-Evren, L, Işık, A. ve Ürgün, B. 1981. Toros Ofiyolit Projeleri, Aladağlar, MTA Derleme no. 6976, MTA Ankara, 132s.
- Tekeli, O., Aksay, A. ve Ürgün, B., 1987, Türkiye Jeolojik Haritalar Serisi, Kozan M34 Paftası, MTA Ankara, 21s.

Makalenin geliş tarihi: 10.03.1998

Makalenin yayma kabul edildiği tarih: 08.11.1998

**Received: March 10, 1998**

**Accepted: November 08, 1998**



# Taşınmış Kıbrıs tipi bakır cevherleşmelerine tipik bir örnek: Derdere (Çüngüş-Diyarbakır) cevherleşmeleri

## *A typical example of allochthonous Cyprus type copper mineralizations: Derdere mineralizations*

Ahmet Şaşmaz

Fırat Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Bölümü, 23119 Elazığ,

Gülenay Gümüş

Köy Hizmetleri Bölge Müdürlüğü, 21000 Diyarbakır.

Ahmet Sağroğlu

Fırat Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Bölümü, 23119 Elazığ.

### Öz

İncelenen cevherleşmeler Çüngüş'ün (Diyarbakır) yaklaşık 10 km güneyinde ve Derdere Köyü'nün 500 m kuzeyinde yer almaktadır. Çalışma alanında üç farklı litolojik topluluk bulunmaktadır. Bunlar Jura-Alt Kretase yaşlı Koçali Karmaşığı, Eosen yaşlı Midyat Grubu ve Alt Miyosen yaşlı Fırat Formasyonu'dur.

Cevherleşmelerin içerisinde bulunduğu Koçali Karmaşığı bölgede ofiyolitik istifin tam bir kesitini sunmaktadır. Ancak ofiyolitler burada ters dönmüş konumda bulunmaktadır ve serpantin, gabro, diyabaz, spilitik bazalt ve pelajik sedimanlardan oluşmaktadır.

Yöredeki cevherleşmeler ofiyolitik istifin tavanında ve spilitik bazaltlar içerisinde, merceğimsi ve tabakamsı şekillerde yer almaktadır. Cevherleşmeler K50°B/55°KD konumuna sahip olup, kalınlığı 4-5 m, uzunluğu ise 50-60 m civarındadır. Burada görülen cevher mineralleri ise pirit, kalkopirit, sfalerit, kovelin-kalkozin ve barit şeklindedir.

Cevherleşmelere ait kimyasal analiz sonuçları, buradaki cevherleşmelerin bakır ve çinko açısından önemli olabileceğini göstermiştir. Burada Cu-Mn, Cu-Fe, Cu-Zn, Au-As, Au-Sb, Au-Ag, Ba-Mg elementleri arasında artan bir ilişki varken, Cu-Ag, Fe-Cd, Cu-Cd elementleri arasında da eksilen bir ilişki bulunmaktadır.

Derdere cevherleşmeleri, okyanus tabanı açılması sonucu oluşmuş olan ofiyolitik bir istifin üst kısımlarında yer alan, Kıbrıs tipi yatakların genel özelliklerini göstermektedir. Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı üzerinde Eosen yaşlı ve ultrabazik kütlelerle bağlantısı kopuk olan Kıbrıs tipi yataklardan farklı olarak, buradaki cevherleşmelerin Jura-Alt Kretase yaşlı ve ofiyolitik kütle ile olan ilişkisinin çok açık olması ile onlardan ayrılmaktadır.

**Anahtar Kelimeler:** Kalkopirit, Kıbrıs tipi yataklar, Koçali Karmaşığı, sfalerit.

### Abstract

The studied mineralizations are situated at 10 km south of Çüngüş (Diyarbakır) and 500 m north of Derdere Village. The research area contains three different lithologies. These are Jurassic-Lower Cretaceous Koçali Complex, Eocene Midyat Group and Lower Miocene Fırat Formation. The Koçali Complex which bears the mineralizations, presents a cross section of ophiolitic suite, while the position of ophiolites is upside down and contains serpentinite, gabbro, diabase, spilitic basalt and pelagic sediments.

The mineralizations are placed within the top units of the ophiolitic suite and inside the spilitic basalt. The mineralized bodies are either lense shaped or stratiform. The position of ore is N50°W/55°NE, 4-5 m thick and around 50-60 m long. The observed ore minerals are pyrite, chalcopyrite, sphalerite, covellite-chalcocite and baryte.

The chemical analyses of ores show that the Cu and Zn contents are promising. It is also observed that there are good positive correlations between Cu-Mn, Cu-Fe, Cu-Zn, Au-As, Au-Sb, Au-Ag, Ba-Mg; but negative correlations between Cu-Ag, Fe-Cd, Cu-Cd.

The Derdere mineralizations which are placed in the upper levels of ophiolitic suite which itself is a section of oceanic crust, exhibit the general features of Cyprus Type massive Sulphide Ores. These mineralizations are quite different from the Eocene Cu mineralizations of Southeastern Thrust Belt; studied mineralizations are Jurassic-Lower Cretaceous aged and openly situated in ophiolitic lithologies (Eocene aged Cu mineralizations do not show any open relationship with ophiolites).

**Key Words:** Chalcopyrite, Cyprus type deposits, Koçali Complex, sphalerite.

## GİRİŞ

Bu çalışmada Derdere (Çüngüş-Diyarbakır) Köyü 1 km. kuzeyinde yer alan cevherleşmeler incelenmiştir (Şekil 1). Cevherleşmeler Koçali Karmaşığı'na ait bazik volkanitler içerisinde yer almakta olup, Kıbrıs tipi yatakların genel özelliklerine sahiptir.

Derdere cevherleşmelerini konu alan bugüne kadar herhangi bir çalışma yapılmamıştır. Ancak çalışma alanını da içine alan bölgede değişik amaçlı bir çok çalışma yapılmıştır. Bu çalışmalar daha çok genel jeoloji, jeotektonik ve petrolojik amaçlı çalışmalardır (Sungurlu, 1974; Yazgan, 1981; Şengör ve Yılmaz, 1983; Aktaş ve Robertson, 1984; Sungurlu vd., 1984; Yazgan, 1984; İnceöz, 1989; Bingöl, 1993; Polat, 1994; Ay, 1996). Yakın çevrede bulunan maden yatakları ile ilgili pek çok çalışma yapılmıştır (Bamba, 1976; İleri vd., 1976; Erdoğan, 1977; Çağatay, 1977; Salana, 1980; Erler, 1982; Erler, 1984).

Bu çalışmanın temel amacı Derdere Köyü kuzeyindeki sülfürlü cevherleşmelerin mineralojik, kimyasal ve kökensel özelliklerinin ortaya çıkarılmasıdır. Bunun için yörenin haritası yapılmış, cevherleşmelerin konumu ve yan kayalarla olan ilişkisi araştırılmış ve araziden toplanan çok sayıda örneklerle cevherleşmelerin mineralojik özellikleri saptanmıştır, ayrıca 20 adet cevherli örne-

ğin kimyasal analizi yapılarak, cevherleşmelerdeki ana ve eser element değişimi incelenmiştir.

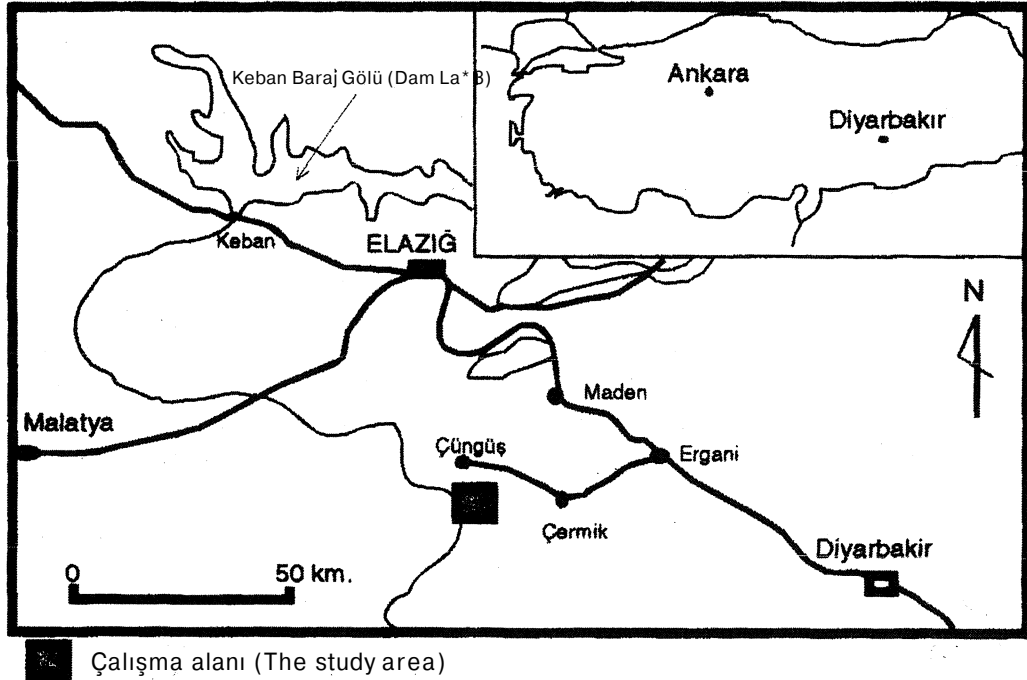
## STRATİGRAFİ VE PETROGRAFI

Çalışma alanı Diyarbakır'ın kuzeydoğusunda ve Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı'nın hemen güneyinde yer almaktadır, yörede allokon ve otokon birimler yer almaktadır (Şekil 2).

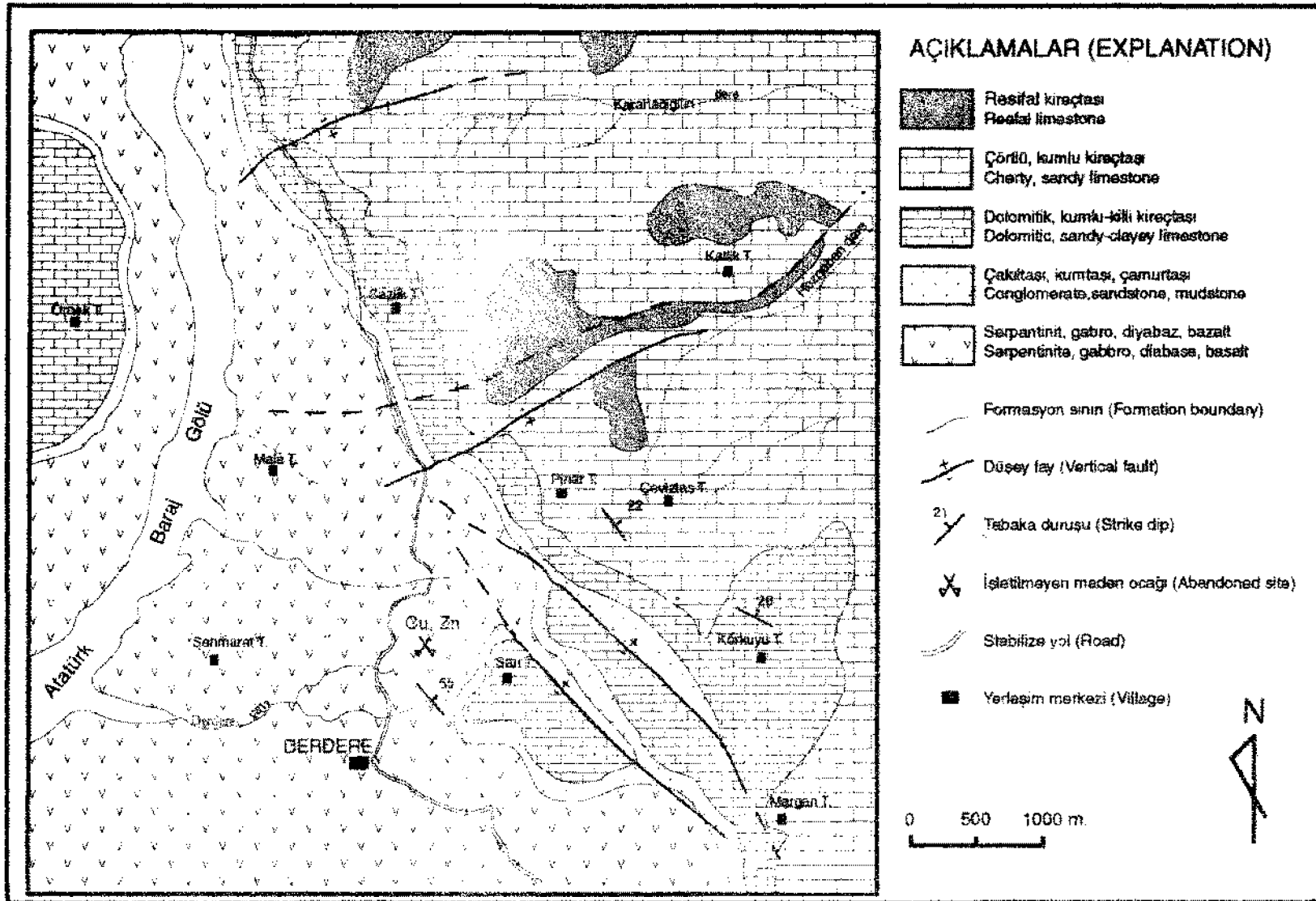
### Koçali Karmaşığı (Jura-Alt Kretase)

Birim inceleme alanında Derdere Köyü, Şehmurat Tepe, Mala Tepe ve Fırat Nehri boyunca gözlenmektedir (Şekil 2). Çalışma alanında Koçali Karmaşığı ofiyolitik bir istifin tipik kesitini sunmaktadır. Ancak bu istif arazide ters dönmüş durumda görülmektedir (Şekil 3). Bu durum ofiyolitik kütlelerin yüzeye taşınırken, tektonik olaylar sonucu ters döndüğünü göstermektedir. Bu konu ile ilgili, Sungurlu (1974) bölgede yaptığı çalışmalarda, ofiyolitik istifin gravite kayması sonucu ters döndüğünü belirtmektedir. Birim çalışma alanında çok değişik kayalardan oluşmaktadır. Bu kayalar serpantin, gabro, diyabaz, spilitik bazalt ve pelajik sedimanlardır (Şekil 3).

Serpantinler, arazide oldukça ayrılmış, kaygan ve yeşilimsi renklere izlenmektedir. Mikroskopik incelemeler sonucunda serpantinlerin içerisinde yer yer ka-



Şekil 1. Yer bulduru haritası.  
Figure 1. Location map.



**Şekil 2.** Bölgenin jeolojik haritası  
**Figure 2.** Geological map of the study area.

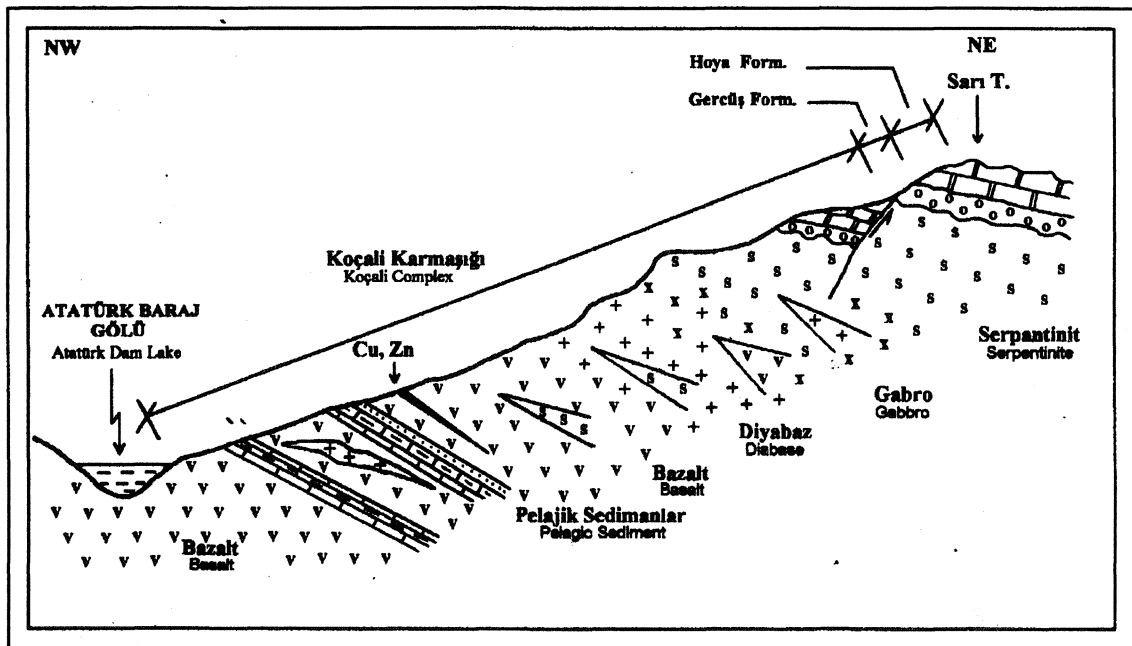
İntı halinde olivin taneleri yer almaktadır. Burada özellikle olivinlerin serpantinite dönüşmesi sırasında, FeO mineralleri açığa çıkmıştır. Gabrolar, yoğun olarak olivin, klinopiroksen ve yer yer de plajiyoklas içermektedir (Levha I, Şekil 1). Bu mineraller genelde fenokristaller halinde olup taneli doku göstermektedir. Diyabazlar, çok sınırlı bir alanda gözlenmektedir, % 45-50 plajiyoklas, % 30-35 piroksen, % 5-10 da olivinden oluşmaktadır. Genelde ofitik doku göstermektedir. Spilitik bazaltlar ultrabazik kütlelerin hemen altında yer almaktadır. Aşırı derecede ayrılmış, kloritlemiş, karbonatlaşmış ve yer yer epidotlaşmıştır. Çalışma alanında bulunan cevherleşmeler spilitik bazaltlar içerisinde yer almaktadır. Mikroskopik olarak bu kayalar çok ince taneli plajiyoklas ve piroksen mikrolitlerinden oluşmuştur. Bazaltlar içerisinde yer yer piroklastik kayalardan oluşan seviyeler yer almaktadır. Bu kısımlarda bolca zeolit mineralleri gözlenmektedir (Levha I, Şekil 2). Sedimanter kayalar, arazide Koçali Karmaşığı'nın tabanında, ofiyolitik istifin ise tavanında yer almaktadır. Bu kayalar önce bazaltik kayalar ile ardışıklı olarak devam etmekte daha sonra ise tamamıyla diğer sedimanter birimlere geçmektedir. Bu sedimanter kayaların hakim litolojisini beyaz-kırmızımsı ve mor renklerde, kumtaşı, kıltaşı araldanması ile pelajik kireçtaşları oluşturmaktadır.

Midyat Grubu (Eosen)

Sungurlu (1974), birimi "Midyat Grubu" olarak adlandırmıştır. Daha sonra değişik yörelerde çalışma yapan araştırmacılar grup ismini benimseyerek değişik formasyonlara ve üyelerine ayırmışlardır. Grup çalışma alanında alttan üstte doğru Gercüş, Formasyonu, Hoya a Kavalköy Formasyonu ve Gaziantep Formasyonu'ndan oluşur. Midyat Grubu inceleme alanı doğu ve kuzeyinde geniş bir alanda yüzeylenmektedir.

Geçüş Formasyonu (Alt Eosen)

Midyat Grubu'nun taban konglomerası niteliğindeki Gercüş Formasyonu, tavanda tamamıyla Eosen yaşlı kireçtaşları ile örtülür ve aralarındaki ilişki dikey geçişlidir. Birim inceleme alanında KB-GD uzanımlı ince bir hat şeklinde yüzeylenmektedir. Çalışma alanının kuzeyinde Hoya Köyü civarında Jura-Alt Kretase yaşlı Koçali Karmaşığı üzerine uyumsuzlukla gelmektedir (Şekil 2). Gercüş Formasyonu inceleme alanının değişik kesimlerinde kırmızı gri arasında değişen renk tonuna sahiptir. Gercüş Formasyonu tuğla kırmızımsı, pembe renkte konglomera, kumtaşı, kıltaşı, çamurtaşı litolojisindedir. Birim genelde masif görümlü olmasına karşın, yer yer silik tabakalanma da göstermektedir. Özkaya (1974), Gercüş Formasyonu içerisinde bulunduğu fosillere dayana-



Şekil 3. Sarı Tepe'den geçen şematik yatay jeolojik kesit.  
Figure 3. Schematic cross section across the Sarı Tepe.

## TAŞINMIŞ KIBRIS TİPİ BAKIR CEVHERLEŞMELERİ

rak birime Alt Eosen yaşını vermiştir.

### Hoya-Kavalköy Formasyonu (Alt-Orta Eosen)

Hoya Formasyonu, Sazlık T., Örnek T., Körkuyu T. ve San T. civarında gözlenmektedir (Şekil 2). Hoya Formasyonu, tabanda yaklaşık 100 m kalınlığında Kavalköy Formasyonu ile başlar. Bu Formasyonun egemen litolojisi killi kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşıdır. Killi kireçtaşı seviyeleri orta kalın tabakalıdır. Dolomitik ve kireçtaşı seviyeleri kalın ve masif tabakalıdır. Bu kısımlar gri renklidir. Bu ardalama üzerin gelen Hoya Formasyonu kalın tabakalı kireçtaşı seviyesi ile başlar. Üstte doğru masif görümlü dolomitik kireçtaşlarına geçer. Bu kısımların görünümü koyu gri ve gri renklidir. Üstte doğru *Nummulites*'li kireçtaşlarına geçer. Perinçek (1979), birimden derlediği fosillere dayanarak birime Alt-Orta Eosen yaşını vermiştir.

### Gaziantep Formasyonu (Orta Eosen)

İnceleme alanında en geniş yüzeylenmesini, Ceviztaş T. ve Kalh T. çevresinde vermektedir (Şekil 2). Gaziantep Formasyonu inceleme alanında Eosen yaşlı Hoya-Kavalköy Formasyonu üzerine uyumlu bir dokanakla oturur. Gaziantep Formasyonu Alt Miyosen yaşlı Fırat Formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülmüştür. Gaziantep Formasyonu açık renkli, 15-20 cm kalınlığında düzenli tabakalı, killi, çörtlü kireçtaşlarından oluşmaktadır. Formasyon açık rengi, düzenli ve ince tabakalarıyla diğer birimlerden kolaylıkla ayrılır. Perinçek (1979), Korudağ (Çüngüş) civarından derlediği fosillere dayanarak birime Orta Eosen yaşını vermiştir.

### Fırat Formasyonu (Alt Miyosen)

Formasyon, inceleme alanı içerisinde keskin bir dokanakla Orta Eosen yaşlı Gaziantep Formasyonu üzerine gelmektedir (Şekil 2). Fırat Formasyonu inceleme alanında beyaz, krem renkli, kalın tabakalı, masif sert, ince lamelli brans kavkılı ve bol algli kireçtaşlarından oluşmaktadır. Kireçtaşları aşın karstik yüzeyli, çatlaklıdır.

## CEVHERLEŞMELER

Cevherleşmelerin bulunduğu alan Toros Tektonik Birliği'nin dokanağını oluşturan Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı'nın hemen güneyinde yer almaktadır (Şekil 4). Bu kuşak boyunca bir çok Cu (Zn-Pb) cevherleşmeleri bulunmaktadır. Bu cevherleşmeler Anayatak-Mihrapdağı-Kısabekir-Pütyan (Maden-Elazığ), Madenköy-Doğruca-Harapmadeni-Dizikan (Siirt), Karadere-Mizak (Lice-Diyarbakır) bölgelerinde yer almaktadır

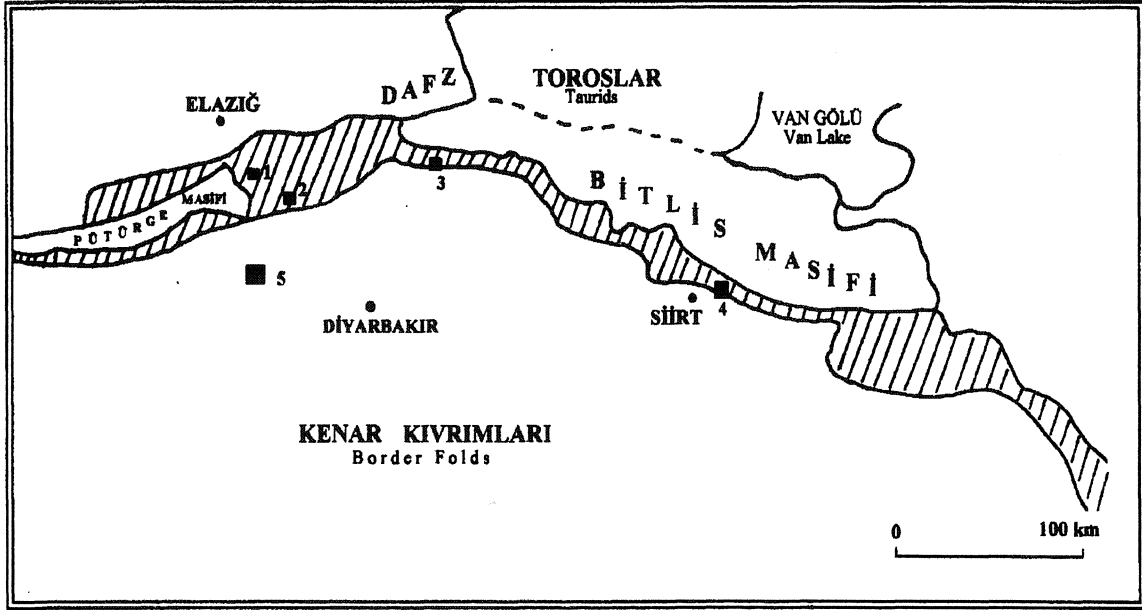
(Şekil 4). Bu cevherleşmelerin genel özellikleri Çizelge 1'de gösterilmiştir. Bu yatakları hepsi Kıbrıs tipi masif sülfür yataklarının genel özelliklerine sahiptir.

Bu çalışmanın konusunu oluşturan Derdere cevherleşmeleri Çüngüş'ün yaklaşık 10 km güneyinde yer almaktadır. Cevherleşmeler Derdere köyünün 1 km. KD'da dere içerisinde, yola yaklaşık 150 m (Sarı Tepe'ye doğru) uzaklıktadır (Şekil 2). Cevherleşmeler yamaçta kahverengimsi, kırmızımsı renkte ve aşırı derecede oksitlenmiş mostralardan oluşmaktadır. Bu kısımlar cevherleşmelerin tanınmasında önemli bir kolaylık sağlayacaktır. Çalışma alanındaki cevherleşmeler aşırı derecede altere olmuş, yer yer spilitleşmiş bazik volkanitler içerisinde yer almaktadır (Şekil 3). Bu volkanikler Koçali Karmaşığı'nın en üst seviyelerine karşılık gelen denizaltı volkanik kayalardır. Cevherli seviyenin üzerinde volkanik kumtaşları ve pelajik sedimanter kayalar bulunmaktadır. Cevherleşmelerin içerisinde bulunduğu Koçali Karmaşığı'nın peridotit ve volkanik kayaların aşın derecede alterasyona uğramıştır. Peridotitler yoğun olarak serpantinleşmiş, volkanik kayalar ise karbonatlaşmış, kloritleşmiş ve yer yer silisleşmiştir. Cevherli zonu dere yatağını kestiği kısımlarda mineraller ilkel özelliklerini korumakta (Levha I, Şekil 4), buna karşın dere yatağından yamaçlara doğru gidildikçe alterasyon artmaktadır. Zirveye yakın kısımlarda cevherli zonu tamamıyla limonitten oluşarak demir şapka özelliği taşıdığı gözlenmektedir (Levha I, Şekil 3). Çalışma alanındaki cevherleşmeler, yaklaşık K50°B / 55°KD konumuna sahiptir. Cevherli kısmın kalınlığı ve uzunluğu değişken olmakla birlikte dere içerisinde kalınlığı 4-5 m, uzunluğu ise doğrultu boyunca 50-60 m'yi bulmaktadır. Cevherli kısmın duruşu arazide daha güneyde yer alan pelajik sedimanlara ait tabakaların duruşu ile uyumludur (Şekil 3). Cevherli zon genelde masif halde iken yer yer saçınımlı ve ağsı yapıda izlenmektedir. Aynışmamış masif kısımlar koyu yeşil ile açık gri arasında değişen renklere sahiptir. Silisleşmesinde etkisi ile cevherli zonlar sert ve masif bir yapıya sahiptir. Cevherli zon, yer yer küçük ölçekteki faylarla kırılarak tektonizmaya uğramıştır.

### Cevher Mikroskopisi

Bunun için cevherli alanlardan, çok sayıda cevherli örnekler alınarak parlak kesitler yapılmış ve maden mikroskopunda incelenerek, cevherleşmelerin mineral topluluğu, oluşum sırası, birbiriyle olan ilişkileri ve dokuları hakkında bilgi verilmiştir.

Yöredeki izlenen cevher mineralleri; pirit, kalkopirit,



Şekil 4. Güneydoğu Anadolu bindirme kuşağı ve çevresindeki masif sülfür yatakları: 1. Sivrice, 2. Ergani-Maden, 3. Lice, 4. Madenköy (Siirt), 5. Derdere cevherleşmeleri (DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu) (Erler, 1984'den değiştirilerek).

**Figure 4.** Massive sulfide deposits along the Southeast Anatolian thrust belt.: 1. Sivrice, 2. Ergani-Maden, 3. Lice, 4. Madenköy (Siirt), 5. Derdere mineralizations EAFZ: East Anatolia Fault Zone) (Modified after Erler (1984))

sfalerit ve barit ve kovelin-kalkozin şeklindedir. Cevherleşmeye ait örneklerden yapılan parlak kesitlerde modal olarak % 45-50 pirit, % 25-30 sfalerit ve % 10-15 kalkopirit, % 5-10 barit, % 5 limonit ve kovellin-kalkozin bulunmaktadır. Cevherleşmeler genelde masif olup yer yer ağışı ve sıçımmlı olarak izlenmektedir.

**Pirit:** inceleme alanında en baskın olarak bulunan cevher mineralidir. Bölgedeki cevherleşmelerin her kesiminde değişik oranlarda bulunmaktadır. Pirit genellikle özşekilli ve yan özşekilli taneler halindedir. Tane boyu değişken olmakla birlikte bir kaç mikron'dan 2-3 mm arasında değişmektedir. Pirit genellikle sfalerit, kalkopirit ve gang mineralleri tarafından çevrelenmiştir. Cevherli örneklerde pirit, genellikle özşekilli ve düzgün kenarlı iken, kalkopirit ve sfalerit, pirit tanelerinin arasını dolduran matriks malzeme şeklinde izlenmektedir. Bu durum piritin sfalerit ve kalkopirite göre daha yaşlı ve erken oluştuğunu göstermektedir.

Çalışma alanında pirit, fenokristal, ince taneli, zonlu ve jelimsi özelliklerde gözlenmektedir. Özşekilli fenokristal piritlerin dışında çok ince taneli ve saçınımlı halde çok küçük pirit taneleri de gözlenmektedir. Bu özşekilli fenokristal ve mikro ölçekteki piritlerin yanında bölgede yaygın olarak zonlu piritler gözlenmektedir. Zonlanma birbirine paralel, düzgün sınırlı, kahverengimsi, sarımsı kuşaklar şeklindedir. Bu kuşakların sayısı bazen 4-5'e

ulaşabilmektedir. Zonlu yapı genellikle özşekilli fenokristaller üzerinde görülmektedir (Levha I, Şekil 5). İnce lenen makalelerde zonlu piritlerin yakın çevrede bulunan yataklar içerisinde gözlenmediği belirtilmiştir. Özellikle Doğu Karadeniz'deki bakır yataklar içerisinde zonlu piritlere sıkça rastlanmaktadır. Al tun (1977), bu piritler üzerinde yaptığı mikroprop çalışmaları sonucunda yüksek oranlarda Cu içerirken, buna daha az oranlar da Bi ve Pb eşlik ettiğini vurgulamıştır. Benzer özellikler Lahanos (Giresun) yatağı piritlerinde de gözlenmiştir.

Bir başka değişik doku ise, jelimsi özellik gösteren piritlerdir (Levha I, Şekil). Bu piritlerin merkezi kısımlarında ince taneli sfalerit ve kalkopirit taneleri yer almaktadır. Bu özellikler çalışma alanına yakın bölgede bulunan Ergani-Maden, Siirt-Madenköy cevherleşmelerinde de sıkça görülmektedir. Çağatay (1977), Maden-Weiss yatağında konsantrik kabuklu pirit küreciklerinin bulunduğunu ve bunların merkezi kısımlarının, kalkopirit ve sfalerit kabuk ve çekirdeklerini içerdiğini belirtmektedir. Bu piritlerin kalkopirit ve sfaleritli cevher içerisinde olabildiği gibi gang içerisinde bulunduğunu söylemektedir. Çalışma alanındaki piritler kendinden sonra oluşan sfalerit, kalkopirit, barit ve diğer gang mineralleri tarafından ornatılmıştır.

**Sfalerit:** Cevherleşmelerde pirit'ten sonra en fazla

TAŞINMIŞ KIBRIS TİPİ BAKIR CEVHERLEŞMELERİ

Çizelge 1: Güneydoğu Anadolu bindirme kuşağı ve çevresindeki masif sülfid yataklarının karakteristik özellikleri (Erler, 1984'den değiştirilerek).

Table 1: Characteristic features of the massive sulfide deposits of the Southeast Anatolian thrust belt (Modified from Erler (1984).

| Yatak Adı   | Cevher Mineralojisi                  | Yan Kayaç                    | Yan Kayaç Alterasyonu                 | Yararlanılan Kaynaklar                          |
|-------------|--------------------------------------|------------------------------|---------------------------------------|-------------------------------------------------|
| ANA YATAK   | Pirit, kalkopirit, pirotin, magnetit | Bazalt, çamurtaşı, kireçtaşı | Kloritleşme, silisleşme               | Takashima, 1975<br>Bamba, 1976<br>Erdoğan, 1977 |
| MİHRAP DAĞI | Pirit, kalkopirit, pirotin, magnetit | Bazalt, çamurtaşı, kireçtaşı | Kloritleşme                           | Erdoğan, 1977<br>Takashima, 1975<br>Bamba, 1976 |
| KISABEKİR   | Pirit, kalkopirit, hematit           | Spilit, çamurtaşı            | Kloritleşme                           | Takashima, 1975                                 |
| PUTYAN      | Pirit, kalkopirit, sfalerit          | Spilititik bazalt, andezit   | Kaolenleşme limonitleşme              | Özelçi, 1995                                    |
| DOĞRUCA     | Pirit                                | Spilit                       | Kloritleşme                           | Alyamaç, 1979                                   |
| HARAPMADENİ | Pirit, kalkopirit                    | Spilit                       | Kloritleşme                           | Yıldırım ve Alyamaç, 1976                       |
| DİZİKAN     | Pirit, kalkopirit, pirotin           | Spilit                       | Kloritleşme, silisleşme               | Tin, 1971                                       |
| MADENKÖY    | Pirit, kalkopirit, magnetit          | Spilit                       | Kloritleşme, silisleşme               | Erler, 1982                                     |
| KARADERE    | Pirit, kalkopirit, magnetit          | Bazalt                       | Kloritleşme, silisleşme               | Takashima, 1975<br>Çağatay, 1977                |
| MİZAK       | Pirit, kalkopirit, hematit, Sfalerit | Spilit                       | Kloritleşme, silisleşme               | Salancı, 1980                                   |
| DERDERE     | Pirit, kalkopirit, sfalerit          | Spilitik bazalt              | Kloritleşme, karbonatlaşma silisleşme |                                                 |



bulunan cevher mineralidir. Genellikle pirit'in çatlak ve kenarları boyunca, bağımsız taneler halinde ve kalkopirit ile iç içe bulunmaktadır. Tane boyları çok değişken olmakla birlikte en fazla 1-2 mm büyüklüğüne sahiptir (Levha I, Şekil 5). Genellikle özşekilsiz taneler halinde izlenmektedir. Makroskopik olarak açık kahverengi'den koyu gri'ye kadar değişen bir renge sahiptir. Mikroskopik olarak yer yer içi yansıma özelliği göstermektedir. Sfaleritler içerisinde genelde kalkopirit ayrılımı bulunmamaktadır. Bu ayrımların olmayışı cevherleşmelerin oluşum sıcaklığının düşük olmasıyla açıklanmaktadır (Ramdohr, 1980).

**Kalkopirit:** Yöredeki cevherleşmelerde, pirit ve sfalerit'e göre daha az oranda gözlenmektedir. Pirit ve sfalerit'ten sonra oluşmuştur. Çünkü pirit ve sfaleriti hem kuşatmış, hemde çatlakları boyunca yerleşmiştir. Genellikle şekilsiz ve düzensiz taneler şeklinde izlenmektedir. Kalkopirit, pirit ve sfaleriti genellikle ornatır şekilde bulunmaktadır. Bazı kesitlerde, çatlak ve kenarları boyunca yer yer kovelin-kalkozin'e dönüşmüştür.

**Barit:** Cevherleşmeler içerisinde çok azda olsa, bazı kesitlerde barite de rastlanmaktadır. Makroskopik olarak ayırtılamayen ancak, hem mikroskopik hemde jeokimyasal analiz sonuçları, sülfürlü cevherleşmelerde barit'inde önemli oranda bulunduğunu göstermektedir. İncelenen ince kesitlerde sülfürlü mineraller arasında çok ince taneli yüksek röliyefli ve simetrik sönmesi ile kendisine benzeyen kuvars ve karbonat minerallerinden kolaylıkla ayrılmaktadır. Barit tüm incelenen kesitlerde gözlenmemektedir. Bu da cevherleşmelerde baritin belli bölgelerde toplanmış veya zenginleşmiş olabileceğini göstermektedir.

**Kovellin, Kalkozin:** Kalkopiritce zengin kısımların, kenar ve çatlakları boyunca rastlanmaktadır.

## CEVHER KİMYASI

Yöredeki cevherleşmelerin kimyasal özelliklerini belirlemek amacıyla değişik mostralardan alınmış 20 adet örneğin kimyasal analizleri yapılmıştır. Kimyasal analizlerde iki değişik analiz yöntemi kullanılmıştır. Analizler Kanada Acme Analitik Laboratuvarlarından ICP ve Nötron aktivasyon yöntemleri ile yapılmıştır. I. yöntem için 0,25 gr örnek toz haline getirildikten sonra 10 ml'lik HClO<sub>4</sub>+HNO<sub>3</sub>+HCl+HF asit ile 200°C'de çözündürülmüş, buharlaştırılmış ve seyreltik kral suyu ile 10 ml'ye tamamlanmıştır. Daha sonra da ICP ile analize geçilmiştir. II. analiz yöntemi Nötron Aktivasyon ile yapılmıştır. Her iki yöntemde benzer örneklerde birbirine yakın değerler çıkmıştır. Ancak Ba, As, Fe ikinci analiz yönteminde

minde daha yüksek değerler vermiştir. Yöredeki cevherleşmelere ait örneklerde 40 elementin miktarını belirlemek için analizler yapılmıştır. Ancak bu elementlerin çoğu çok küçük değerler vermiştir (Çizel 2). Bölgedeki cevherleşmelerde Cu, Zn, Ba, Au, As değerleri önemli konsantrasyonlara sahiptir.

Zn, yöredeki cevherleşmede en fazla bulunan metaldir ve sfaleritin içerisinde yer almaktadır. Örneklerde en düşük değerler % 0.2, en yüksek değerler ise % 19.5'tur. Pb değerleri 107-800 ppm arasında değişmektedir. Bunun sonucunda bölgede önemli bir Pb potansiyelinin olmadığı anlaşılmıştır. Cu değerleri 6937 ile 56049 ppm arasında değişmektedir. Cu'm buradaki kaynağı çoğunlukla kalkopirit, çok az miktarı da kovellin-kalkozindir. Analiz sonuçları bu cevherleşmelerin bakır açısından önemli olabileceğini ortaya koymaktadır. Ba değerleri 33-77000 ppm arasında değişmektedir. Buradan da anlaşılacağı gibi Ba'a kaynak oluşturan barit minerali cevherleşmede homojen olarak bulunmamaktadır. Bazı bölgelerde daha zengin iken, bazı bölgelerde ise hiç rastlanmamaktadır. As, cevherleşmelerde en fazla 870 ppm civarındadır. Au analizleri Nötron Aktivasyon yöntemi ile yapılmıştır. Au analizleri 15 örnekte ppb cinsinden belirlenmiştir. Buna göre yöredeki cevherleşmelerde Au değerleri 358-2600 ppb arasında değişmektedir. Bu durum cevherleşmenin Au açısından da önemli olabileceğini ortaya koymaktadır. Fe içeriği % 19.2 ile % 41.3 arasında değişmektedir. Demir içeriğinin yüksek olması, cevherleşmelerin piritçe zengin olmasından kaynaklanmaktadır.

Yöredeki elementler arasında değişik korelasyonlar gözlenmektedir. Burada Cu-Mn, Cu-Fe, Cu-Zn, Au-As, Au-Sb, Ni-Sb, Au-Ga, Ba-Mg elementleri arasında artan bir ilişki varken, Cu-Ag, Fe-Cd, Cu-Cd elementleri arasında da eksilen bir ilişki bulunmaktadır. Bu durumda da özellikle bakır ve çinkoca zengin cevherli çözeltilerin, mangan ve magnezyumca zengin çözeltilerle beraber, ancak altın, gümüş, arşen ve antimuanlı çözeltilerin de olasılıkla bakırca zengin fazlardan ayrı olarak depolanma ortamına taşınmış olabileceğini göstermektedir.

## SONUÇLAR VE TARTIŞMA

İnceleme alanı Türkiye'nin tektonik olarak en aktif bölgesi içerisinde yer almaktadır. Bölge Üst Triyas'tan günümüze kadar tektonik hareketlerin etkisiyle bir çok değişikliğe uğramıştır. Kuşkusuz bunların en önemlisi ve bu çalışmayı ilgilendireni de Keban ve Pütürge platformlarının açılması sonucu oluşan Neo-tetis okyanusudur. Cevherleşmeleri içeren Koçali Karmaşığı'nın Jura-

TAŞINMIŞ KIBRIS TİPİ BAKIR CEVHERLEŞMELERİ

Çizelge 2: Derdere cevherleşmelerinin kimyasal analiz sonuçları.  
Table 2: Chemical analysis results of Derdere mineralizitons.

| Ör.No | Mo  | Cu    | Pb  | %Zn   | Ag   | Au ppb | Ni | Mn  | %Fe   | As  | Sb | Cd   | Cr  | %Mg  | Ba    |
|-------|-----|-------|-----|-------|------|--------|----|-----|-------|-----|----|------|-----|------|-------|
| D.02  | 70  | 8173  | 661 | 15,2  | 50,9 | 2140   | 32 | 290 | 30,7  | 600 | 36 | 403  | 301 | 0,05 | 37    |
| D.03  | 132 | 46213 | 158 | 4,79  | 4,1  | 385    | 21 | 385 | 36,9  | 340 | 19 | 122  | 52  | 1,11 | 36    |
| D.04  | 62  | 6937  | 309 | 19,5  | 37,7 | 550    | 15 | 137 | 19,2  | 340 | 14 | 735  | 326 | 0,06 | 33    |
| D.05  | 156 | 20888 | 252 | 15,5  | 29,4 | 618    | 19 | 263 | 33,3  | 320 | 23 | 401  | 172 | 0,25 | 15000 |
| D.09  | 96  | 15963 | 107 | 16,8  | 26,9 | 543    | 24 | 185 | 27,1  | 240 | 15 | 484  | 238 | 16   | 77000 |
| D.14  | 74  | 7561  | 316 | 17,4  | 35,6 | —      | 13 | 235 | 22,6  | 350 | 10 | 459  | 264 | 0,09 | 121   |
| D.16  | 69  | 7694  | 336 | 17,1  | 36,5 | —      | 17 | 267 | 26,9  | 280 | 11 | 424  | 209 | 0,08 | 163   |
| D.20  | 98  | 15815 | 135 | 14,6  | 24,7 | —      | 21 | 222 | 32,6  | 320 | 3  | 304  | 36  | 0,18 | 110   |
| D.21  | 67  | 11665 | 459 | 18,3  | 33,1 | —      | 20 | 260 | 28,02 | 340 | 5  | 510  | 189 | 0,09 | 73    |
| D.22  | 187 | 56049 | 176 | 0,78  | 3,5  | —      | 18 | 463 | 38,4  | 260 | 4  | 18,9 | 13  | 1,67 | 753   |
| D.07  | 48  | 12470 | 800 | 13,03 | 35   | 1130   | 40 | 300 | 30,25 | 380 | 23 | 400  | 31  | 0,6  | 50    |
| D.08  | 80  | 26740 | 800 | 16,49 | 28   | 358    | 40 | 200 | 33,73 | 250 | 13 | 500  | 51  | 0,8  | 920   |
| D.12  | 67  | 8980  | 700 | 18,95 | 35   | 590    | 50 | 300 | 30,39 | 270 | 25 | 600  | 10  | 1,5  | 32000 |
| D.15  | 46  | 9300  | 600 | 16,51 | 27   | 813    | 20 | 200 | 31,25 | 310 | 23 | 400  | 10  | 1,2  | 65    |
| D.23  | 62  | 16490 | 500 | 17,13 | 5    | 791    | 40 | 100 | 28,02 | 300 | 19 | 400  | 14  | 0,6  | 55    |
| D.24  | 62  | 11970 | 400 | 17,72 | 58   | 1100   | 50 | 300 | 26,96 | 340 | 23 | 500  | 25  | 1,6  | 35    |
| D.25  | 57  | 18590 | 400 | 15,13 | 35   | 781    | 20 | 100 | 32,55 | 310 | 17 | 400  | 25  | 0,9  | 80    |
| D.30  | 93  | 33480 | 400 | 7,79  | 21   | 670    | 10 | 300 | 37,34 | 440 | 11 | 300  | 41  | 0,7  | 60    |
| D.31  | 92  | 9380  | 600 | 0,2   | 72   | 2600   | 50 | 300 | 41,29 | 870 | 55 | 10   | 34  | 0,8  | 880   |
| D.32  | 47  | 27400 | 400 | 8,25  | 25   | 560    | 30 | 200 | 37,1  | 310 | 16 | 200  | 46  | 1,1  | 40    |

Alt Kretase döneminde, bir kısım araştırmacı Pütürge ile Keban kıtaları arasında Guleman ve Kömürhan ofiyolitleri ile beraber oluştuğunu öne sürerlerken (Yazgan, 1984; Yazgan ve Chessex, 1991), bazı araştırmacılar ise bölgedeki ofiyolit oluşumunun bir tek okyanus kabuğu açılımı ile açıklanamayacağını belirtmektedir (Perinçek ve Özkaya, 1981; Şengör ve Yılmaz, 1983; Aktaş ve Robertson, 1984; Turan vd., 1995). Bu araştırmacılar Guleman ofiyolitleri ile Koçali Karmaşığı'na ait ofiyolitleri ayrı ayrı levhalar arasında oluştuğunu söylemektedirler. Guleman ofiyolitleri Keban ile Pütürge Metamorfittleri arasında açılan okyanus üzerinde oluşurken, Koçali Karmaşığı'na ait ofiyolitlerin ise Pütürge ile Arap platformu arasındaki okyanusal kabuk üzerinde geliştiğini savunmaktadırlar. Ayrıca Koçali Karmaşığı'na ait ofiyolitik istifi oluşturan okyanusun Neo-tetis'in güneydeki bir kolu olarak kabul edilmektedir ve Üst Kretase sonunda kuzeye doğru bir yitimle, bu okyanusun kapandığı belirtilmiştir. Bu dönemde okyanus kabuğunun dilimlenmesiyle oluşan Koçali Karmaşığı allohton kütleler halinde Kastel havzasına taşındığı belirtilmektedir (Sungurlu, 1974; Şengör ve Yılmaz, 1983; Yazgan, 1984; İnceöz, 1989; Yazgan ve Chessex, 1991; Polat, 1994).

Derdere Köyü çevresinde Koçali Karmaşığı'na ait ofiyolitlerin ters konumunda durduğu gözlenmiştir. Burada serpantin ve gabroların tavanda, diyabazların ortada, bazalt ve pelajik sedimanların ise tabanda yer aldığı gözlenmiştir. Bu olay bölgede daha önce çalışmalar yapan Sungurlu (1974) ve Polat (1994) tarafından ofiyolitik istifin Kastel çukuruna yuvarlanması sırasında ters döndüğü şeklinde açıklanmıştır. Bu olgu çalışma sahasında açıkça gözlenmektedir (Şekil 3).

Cevherleşmeler ofiyolitik istifin üst kısımlarına karşılık gelen volkanitlerin (spilitik bazalt, aglomera) içerisinde bulunması, cevherleşmelerin tavanında, volkanitlerle ardışıklı volkanik kumtaşı ve pelajik kireçtaşlarının eşlik etmesi, cevherleşmelerin konumunun pelajik sedimanlarla aynı olması, cevherleşmelerin tavan ve tabanında çok ince çamurtaşı seviyesine benzer oluşukların bulunması; buradaki cevherleşmelerin deniz tabanında, volkanizma ve sedimantasyonla birlikte geliştiğini kanıtlamaktadır. Bu da özellikle, çalışma alanındaki cevherleşmelerin Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı üzerinde sıkça gözlenen, Kıbrıs tipi masif sülfid yataklarının genel özelliklerine sahip olduğunu göstermektedir.

Cevherleşmeler volkanik kayaçlar içerisinde taba-

kamsı veya merceğimsi şekilde gözlenmektedir. Cevherleşme genellikle masif ve tekdüze bir yapıya sahiptir.

Cevherleşmeler mineralojik olarak pirit, kalkopirit, sfalerit ve baritten oluşmaktadır. Burada pirit ve sfalerit baskın, kalkopirit daha az, galene ise hiç rastlanılmamıştır. Cevherleşmelerin etrafındaki yan kay açlarda kloritleşme, karbonatlaşma, silisleşme ve epidotlaşma gibi alterasyonlar yaygın olarak görülmektedir. Bu alterasyon türleri deniz tabanı volkanitlerinde de sıkça rastlanmaktadır.

Cevherleşmeler dokusal olarak incelendiğinde, düşük sıcaklıklarda gelişen ve masif sülfid yataklarına özgü dokular gözlenmiştir. Bunlar kolloidal, özşekilli veya yan özşekilli, kataklastik ve jelimsi gibi çok çeşitli dokulardır. Piritler iri-özşekilli, şekilsiz-küçük taneli jelimsi ve zonlu olmak üzere dört şekilde izlenmektedir. Yöredeki cevherleşmelerde mineraller arasındaki ilişkiler çok sade ve açıktır. Pirit kendinden sonra oluşan sfalerit, kalkopirit ve barit tarafından ornatılırken, sfalerit kalkopirit, kalkopirit ise barit tarafından ornatılmıştır. Minerallerin birbirini kesme olayı yukarıdaki ornatma olayı ile benzer özellikler göstermektedir.

Cevherleşmeler kimyasal olarak incelendiğinde % 19.2-41.3 Fe, % 0.69-5.6 Cu, % 0.2-19.5 Zn, 33-77000 Ba, % 0.1-7.0 Cd, 240-870 ppm As ve 358-2600 ppb Au değerleri bulunmuştur. Derdere cevherleşmelerine ait yukarıdaki metal değerleri, (Bear, 1963; Sawkins, 1984'den)'in Kıbrıs tipi yataklarda bulunmuş olduğu değerlerle uyum içindedir.

Sonuç olarak Derdere cevherleşmeleri Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı üzerinde bulunan Kıbrıs tipi masif sülfid yataklarının genel özelliklerini göstermektedir. Ancak bu kuşak üzerinde yataklar Eosen yaşlı ve ofiyolitlerle olan ilişkileri genellikle kopuk olmasına karşın (Erlor, 1984), Derdere cevherleşmeleri Jura-Alt Kxetase yaşlı ofiyolitik bir kütleinin tavanındaki volkanitler içerisinde bulunması bakımından bir bütün oluşturmaktadır. Yöredeki cevherleşmeler Kıbrıs tipi yatakların tip yeri olan Trodos ofiyolitinin genel kesimine uygun şekilde yataklanmış (Searl6 ve Panayiotou, 1980), benzer mineralojik, dokusal, kimyasal, litolojik ve yaş özelliklerine sahiptir.

#### KATKI BELİRTME

Bu çalışma Fırat Üniversitesi Araştırma Fonu (FÜ-NAF-179) tarafından desteklenmiştir. Yazarlar desteklerinden dolayı Araştırma Fonu yetkililerine ve arazi çalışmalarını sırasında yardımlarını gördüğü Yüksek Müh. Cebrail Polat'a teşekkür ederler.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

- Aktaş ve Robertson, A.H.F., 1984. The Maden Complex SE Turkey: Evolution of Neotethyan Active Margin, The Geological Evolution of Eastern Mediterranean, 378-402, London.
- Altun, Y., 1977. Çayeli-Madenköy Cu-Zn Yatağının Jeolojisi ve Cevherleşmeye İlişkin Sorular: M.T.A. Derg., 89, 9-21.
- Alyamaç, F., 1979. Siirt ili Madenköy, Hürmüz ve Soğanlı köyleri yöresinin jeoloji etüdü, M.T.A. Maden Etüd Dairesi, Rap. No: 1644,41 s. (yayımlanmamış).
- Ay, Y., 1996. Nişinik (Çüngüş-Çermik) Köyü ve Çevresinin Jeolojik Özellikleri, Fırat Üniversitesi Müh. Fak. Jeoloji Mühendisliği Böl. (yayımlanmamış), 130 s.
- Bamba, T., 1976. Güneydoğu Anadolu Ergani Maden Bölgesi Ofiyolit ile İlgili Bakır Yatağı: M.T.A. Dergisi, 86,35-49.
- Bingöl, A.F., 1993, Çermik Yöresinde Koçali Karmaşığı'nın Jeokimyası: Doğa ve Yer Bilimleri Dergisi, s. 55-61.
- Çağatay, A., 1977. Güneydoğu Anadolu Bakır Yatak ve Zuhurlarının Jeolojik, Mineralojik Etüdü Sonunda Elde Edilen Jenetik Bulgular: M.T.A. Dergisi, 89,46-74, Ankara.
- Erdoğan, B., 1977, Geology, Geochemistry and Genesis of the Sulphide Deposits of the Ergani-Maden Region, SE Turkey; Ph. D. Thesis Universty of New Brynewick, Kanada, 288 p. (yayımlanmamış).
- Erlor, A., 1982; Madenköy-Sürt masif sülfid yatağı çevresindeki hidrotermal alterasyon: O.D.T.Ü. Doç. Tezi, 131 p. (yayımlanmamış).
- Erlor, A., 1984. Tectonic Setting of The Massive Sulfide Deposits of The Southeast Anatolian Thrust Belt: International Symp., the Geology of the Taurus Belt, 309-316.
- İleri, S., Salana, B., Bitem, M. ve Doğan, R., 1976, Ergani-Maden Copper Deposites and Plate Tectonics: T.J.K. Bült.,c. 19, s. 133-142, Ankara.
- İnceöz, M., 1989. Çermik-Çüngüş (Diyarbakır) Arasındaki Bölgenin Tektonik Özellikleri: F.Ü. Fen Bil. Enst., Yüksek Lisans Tezi, 78 s., (yayımlanmamış).
- Özelçi, E., 1995. Pütyan (Maden-Elazığ) cevherleşmelerinin mineralojik özellikleri: F.Ü. Fen Bil. Ens., Yüksek Lisans Tezi, 48 s. 2 ek, Elazığ.
- Özkaya, I., 1974. Güneydoğu Anadolu Sason ve Baykan Yöresi Stratigrafisi: T.P.J.D. Kongresi, Tebliğler, 21-30.
- Perinçek, D., 1979. The Gology of Hazro-Korudağ-Çüngüş-Maden-Ergani-Elazığ-Malatya Area: Guide Book, T.J.K. Yayını, 33 s.
- Perinçek, D. ve Özkaya, I., 1981. Arabistan Levhası Kuzey

## TAŞINMIŞ KIBRIS TİPİ BAKIR CEVHERLEŞMELERİ

- Kenarının Tektonik Evrimi: H.Ü. Yerbilimleri Enstitüsü Bült., 8, s. 91-101.
- Polat, C., 1994. Ergani-Çermik-Çüngüş (Diyarbakır) Arasındaki Bölgenin Jeolojik Özellikleri: F.Ü. Fen Bilimleri Enst., Yüksek Lisans Tezi, 101 s. (yayımlanmamış), Elazığ.
- Ramdohr, P., 1980. The Ore Minerals and Their Intergrow., Pergamans Press, Toronto, 102p.
- Salanci, B., 1980. Dersipe tepe (Mizak, Lice) ve Madenköy (Şirvan-Siirt) bakır cevherleşmesinin jenezi ve Güneydoğu Anadolu ofiyolit kuşağındaki yeri: H.Ü. Yerbilimleri Ens. Bült., 5-6, 1-30.
- Sawkins, F.J., 1984, Metal Deposits in Relation to Plate Tect., Springer-Verlag Berlin, 325 p.
- Searle, D.L. ve Paniyiotou, A., 1980. Syruclural Implacations in the Evotution of the Trodos Mass. Cyprus, In; Paniyiotou, A., (Ed) Ophiolites Int. Ophiolite Symp. Cyprus, 1979,50-60.
- Sungurlu, O., 1974. IV. Bölge Kuzey Saha Jeolojisi: Türkiye 2. Petrol Kong. Tebliğ., 85-107.
- Sungurlu, O., Perinçek, D., Kurt, G., Tunç, E. ve Naz, H., 1984. Elazığ-Hazar-Palu Alanının Jeolojisi: T.P.A.O. Dergisi, No: 29, S. 83-135.
- Yengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1983, Türkiye'de Tetis'in Evrimi: Levha Tektoniği Açısından Bir Yaklaşım T.J.K. Yerbilimleri Özel Dizisi, No: 1, 75 s.
- Takashima, K., 1975. Ergani ve Madenköy (Siirt) arasındaki ofiyolit kuşağında zuhur eden bakırlı pirit yataklarının jeolojisi, M.T.A. Maden Etüd Dairesi, Rap, No: M-218, 34 s. (yayımlanmamış).
- Tin, A., 1971. Madenköy-Körmas-Doğuğık-Güney Dizikan (Siirt) maden zuhurları ile ilgili rapor. M.T.A. Derleme Rap. No: 4576, 16 s. (yayımlanmamış).
- Turan, M., Aksoy, E. ve Bingöl, AP., 1995. Doğu Torosların Jeodinamik Evriminin Elazığ Civarındaki Özellikleri, F.Ü. Fen ve Müh. Bil. Dergisi, C. 7/2, s. 177-199, Elazığ.
- Yazgan, E., 1981. Doğu Toroslarda Etkin Bir Paleokıta Kenarı Ütüsü (Üst Kretase-Orta Eosen) Malatya-Elazığ, Doğu Anadolu: H.Ü. Yerbilimleri Enst. Bült., 7, 83-104.
- Yazgan, E., 1984. Geodynamic evolution of the Eastren Taurus region; Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C., eds., "the Geology of the Taurus Belt", 199-208.
- Yazgan, E. ve Chessex, R., 1991, Geology and Tectonic Evolution of The Southeastern Taurides inthe Region of Malatya, T.P.J.D. Bült., 3/1,1-42.
- Yıldırım, R., ve Alyamaç, F., 1976. Siirt ili, Madenköy-Hürmüz yöresi jeoloji etüdü: M.T.A. Derleme Rap. No: 5811, 20 s. (yayımlanmamış).

Makalenin geliş tarihi: 15.02.1998

Makalenin yayma kabul edildiği tarih: 14.02.1999

*Received: February 15, 1998*

*Accepted: February 14, 1999*

LEVHA I

**Şekil 1:** Gabro içindeki olivin (ol), plajiyoklas (plj) ve klinopiroksenin (kpx) mikroskoptaki görünümü. Büyültme: x32

**Şekil 2:** Bazalt içerisindeki zeolit mineralleri Büyültme: x32.

**Şekil 3:** Çalışma alanındaki cevherli zonun uzaktan görünümü.

**Şekil 4:** Masif cevherli zonun arazideki görünümü.

**Şekil 5:** Zonlu pirit ve sfaleritin mikroskoptaki görünümü. Büyültme: x100

**Şekil 6:** Jel pirit, sfalerit ve kalkopiritin mikroskoptaki görünümü. Büyültme: x100

PLATE I

**Figure 1:** Microscopic view of olivine (ol), plagioclase (plj) and clinopyroxene (kpx) of gabbro. Mag.: x32.

**Figure 2:** The zeolite minerals in the basalt. Mag.: x32.

**Figure 3:** A distant view of the mineralized zone in the study area.

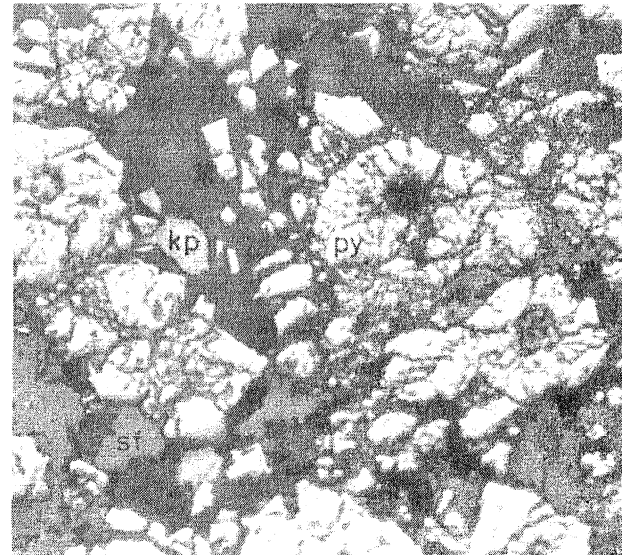
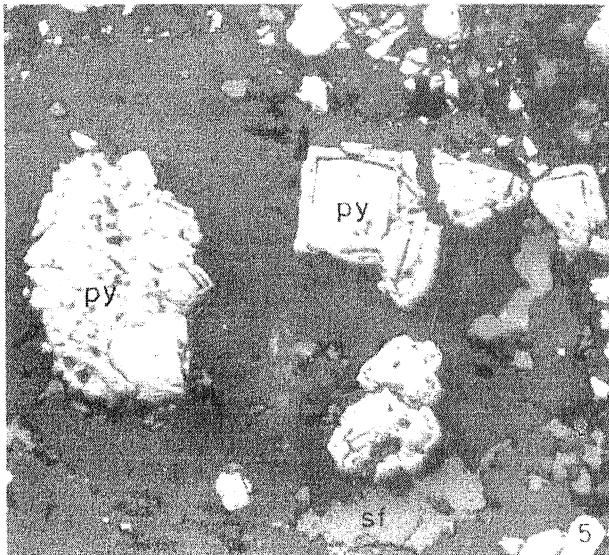
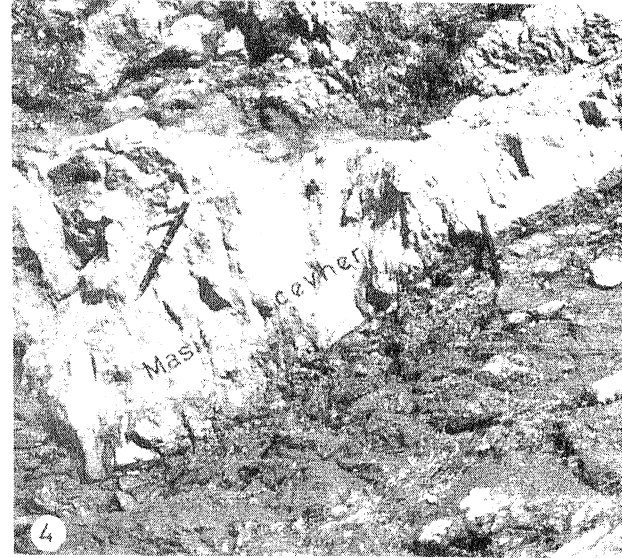
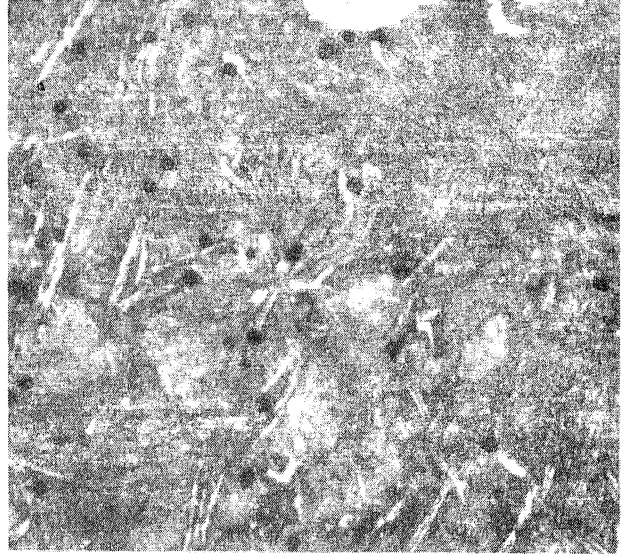
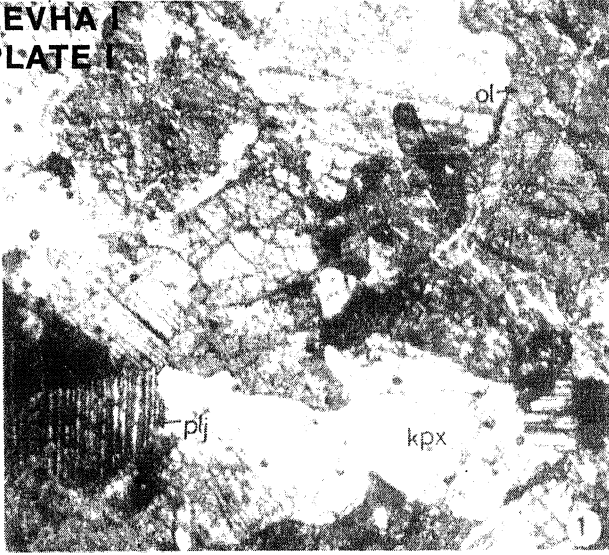
**Figure 4:** A close up of massive mineralized zone.

**Figure 5:** Microscopic view of sphalerite and zoned pyrite. Mag.: x100.

**Figure 6:** Microscopic view of gel pyrite, sphalerite and chalcopyrite. Mag.: x100.

TAŞINMIŞ KIBRIS TİPİ BAKIR CEVHERLEŞMELERİ

LEVHA /  
PLATE I







# Tokuş Formasyonunun yaşı ve çökeltme ortamına ilişkin yeni bulgular (Sivas, Türkiye)

## *New findings on the age and depositional conditions from the Tokuş Formation (Sivas, Türkiye)*

Nurdan İnan Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas.  
Selim İnan Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas.

### Öz

Sivas Tersiyer Havzası'nın taban çökellerini oluşturan ve havzanın evriminde anahtar rol oynayan Tokuş formasyonu, ilk kez Yılmaz ve Özer (1984) tarafından tanımlanmış, Lütetiyen-Priaboniyen yaşında olduğu ve sığ denizel bir ortamda depolandığı belirtilmiştir. Bu çalışmada ise birimin ayrıntılı jeoloji haritası ile iki adet ölçülü dikme kesiti çıkartılarak, stratigrafik, paleontolojik ve sedimentolojik özellikleri tekrar incelenmiştir. Formasyonun alt düzeylerinde gözlenen, *Alveolina cucumiformis* Hottinger ve *Nummulites solitarius* (A) de la Harpe türlerinin İlerdiyen'i; orta düzeylerindeki, *Alveolina cuspidata* Drobne, *Alveolina ruetimeyeri* Hottinger, *Nummulites formosus* de la Harpe, *Assilina cf. dandotica* Davies türlerinin ise Kuizyen'i işaret ettiği dikkate alınarak birimin yaşının İlerdiyen'e kadar indiği saptanmıştır. Bölgedeki egemen fasiyesler ise alttan üste doğru ve tekrarlanmalı olarak alüvyon yelpazesi, sahil, neritik ve yamaç fasiyesleridir. Bunun yanısıra, formasyonun kalınlığı bölgede etkin olan bindirme tektoniğine bağlı olarak yer yer azalmakta ve artmaktadır.

Anahtar Sözcükler: Çökeltme ortamı, Erken İlerdiyen-Erken Lütetiyen, Sivas, Tokuş formasyonu.

### Abstract

*Tokuş formation which is the basal sediments of the Sivas Tertiary Basin and play a key role on its geological evolution, was first described by Yılmaz and Özer (1984). Its age was regarded as Lutetian-Priabonian and it was thought to be deposited in shallow marine environmental conditions. Detailed geological map of the units, two measured stratigraphical columnar section; stratigraphie, paléontologie and sedimentologic features of the formation were examined, therefore new aged data and depositional conditions have been defined in this study. The fossils Alveolina cucumiformis Hottinger and Nummulites solitarius (A) de la Harpe found in the lower part indicate llerdian stage, fossils Alveolina cuspidata Drobne, Alveolina ruetimeyeri Hottinger, Nummulites formosus de la Harpe Assilina cf. dandotica Davies indicate Cuisian stage. According to this data the age of the formation is yielded down to llerdian. The dominant fades of the unit from bottom to top and in a recurrent manner are alluvial fan, coastal, neritic and slope fades. Thickness of the formation shows thinning and thickening from place to place caused by the dominant regional thrust tectonics.*

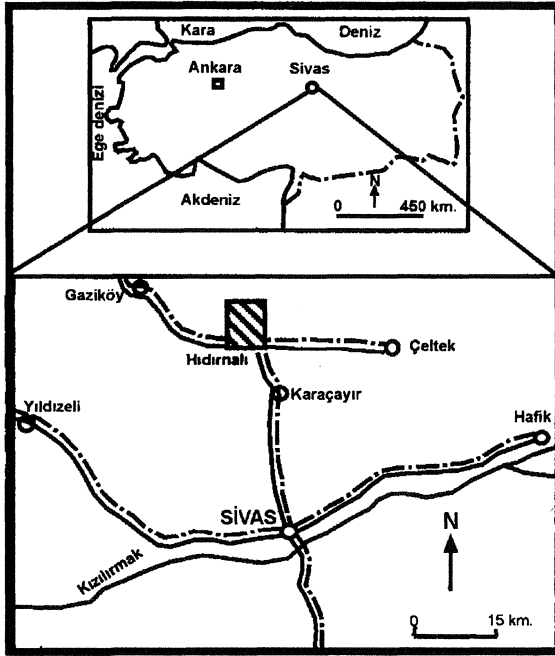
*Key words: Depositional environment, Lower llerdian-Lower Lutetian, Tokuş formation, Sivas.*

### GİRİŞ

İnceleme alanı Sivas kentinin yaklaşık 25 km. kuzey-batısında yer almakta ve 1/25000 ölçekli Sivas İ37b<sub>2</sub> paftasında bulunmaktadır (Şekil 1). Çalışma alanı ve bu alanı da içerisine alan Sivas Tersiyer Havzasında bugü-

ne kadar pek çok araştırma gerçekleştirilmiştir. Bunlardan stratigrafik ve genel jeolojik araştırmalara yönelik olarak; Yağınlar (1955), Baykal ve Erentöz (1966), Kurtman (1973), Yılmaz (1981), Yılmaz ve Özer (1984), İnan ve İnan (1990), Aktimur (1988), Aktimur ve diğ. (1990), Gökten ve Kelling (1991), İnan ve diğ. (1993),





Şekil 1. Yerbulduru haritası

Figure 1, Location map.

Poisson ve diğ. (1955), Temiz ve diğ. (1993); petrografik amaçlı olarak Tatar (1997), Yılmaz (1980), Boztuğ ve diğ. (1996), Alpaslan ve diğ. (1996) ve jeolojik evrime yönelik olarak ta Cater ve diğ. (1991), İnan (1993), Gökten (1993), Yılmaz (1994), çalışmaları sayılabilir. Yukarıdaki araştırmaların çoğunda Sivas Havzası bir bütün olarak ele alınmış ve çok geniş alanların stratigrafik, tektonik ve jeolojik evrimi incelenmiştir. Ancak, havza çökellerinin ve önemli formasyonlarının ayrıntılı stratigrafik, sedimentolojik ve paleontolojik özellikleri tam anlamıyla irdelenmemiştir.

Bu çalışmanın amacı ise Sivas Havzası'nın kuzey ve kuzeybatısında temel kayalar üzerinde yer alan ve ilk havza çökellerini oluşturan, Yılmaz ve Özer (1984), tarafından Lütesiyen-Priaboniyen yaşı verilen Tokuş formasyonunun stratigrafik, sedimentolojik ve paleontolojik özelliklerinin incelenmesidir. Bu amaç doğrultusunda, yukarıda konumu belirtilen sahanın 1/25000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritası yapılmış (Şekil 2), Tokuş formasyonundan iki adet ölçülü stratigrafi kesiti hazırlanmış ve yaklaşık 100 adet kayaç örneği alınarak, sedimentolojik ve paleontolojik incelemeleri gerçekleştirilmiştir.

## JEOLJİK KONUM

Sivas Havzası'nın temelini genellikle metamorfik

kayaçlar oluşturmaktadır. Çalışma alanının batısında Yıldızeli ve Akdağmadeni yakın yörelerinde geniş alanlarda yüzeleyen metamorfik kayaçlar Akdağmadeni metamorfileri (Erkan, 1980; Özcan ve diğ. 1980; Yılmaz, 1980) ve Yıldızeli metasedimanter grubu (Alpaslan ve diğ. 1996) olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada Akdağmadeni metamorfileri adı kullanılmış olup, birim genelde alacalı renkte çoğunlukla kalkışist, kalkışilikatik gnays, kuvars-epidot-albit şist, mermer ve kuvarsitlerle temsil edilmektedir. Orta ve düşük derecede metamorfiye olmuş kayaç topluluklarında bugüne kadar herhangi bir fosil izine rastlanılmamıştır. Yılmaz (1981) birimin Üst Kretase öncesinde başkalaşıma uğradığını belirtmektedir.

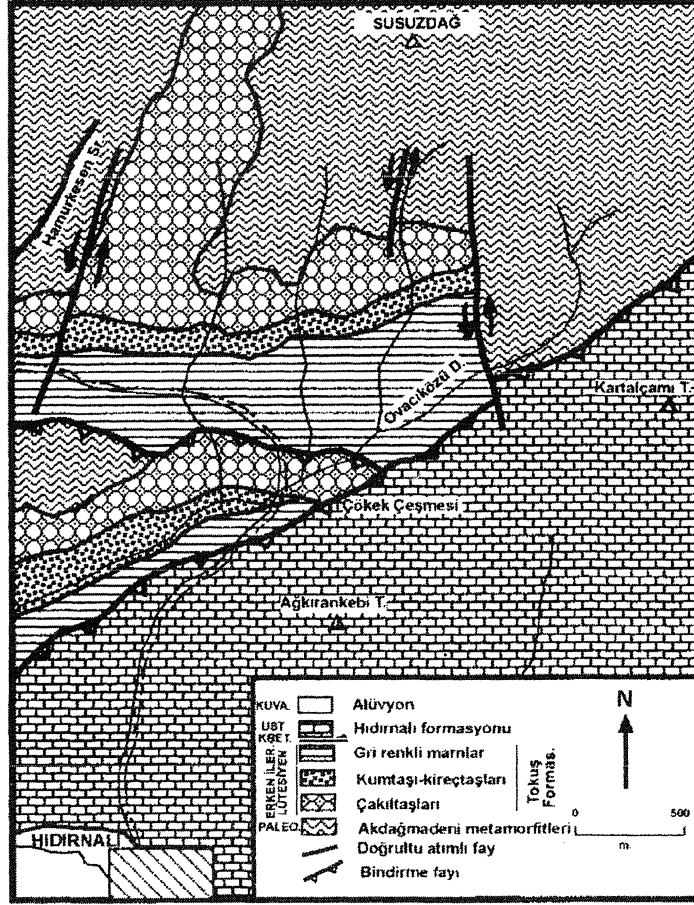
Bu temel üzerinde kalın bir taban çakıltaşları ile başlayan ve ilk kez bu çalışmada tabanının İlerdiyen düzeyine kadar indiği saptanan İlerdiyen-Lütesiyen yaşlı Tokuş formasyonu uyumsuzlukla yer almaktadır (Şekil 3). İlk kez Yılmaz ve Özer (1984) tarafından tanımlanan birim, çakıltaşı, Nummulites'li kireçtaşı ve kumtaşı, kumlu kireçtaşı, kıltaşı ile şeyi ardalanmalarıyla temsil edilir. Tokuş formasyonu ise, alt ve orta düzeyleri yeşil gri renkli volkanik kumtaşı, aglomera ve tüfler ile, üst düzeyleri yeşil-kırmızı renkli pelajik kireçtaşları ile betimlenen Üst Kretase yaşlı Hıdırnalı formasyonu tarafından tektonik dokanakla üzerlenir (Şekil 3). Bölgenin en genç çökellerini Hıdırnalı yakın yöresinde gözlenen alüvyonlar oluşturur (Şekil 2,3).

## TOKUŞ FORMASYONU'NUN STRATİGRAFİK, SEDİMANTOLOJİK VE PALEONTOLOJİK ÖZELLİKLERİ

Genel tanım: Sivas Havzası kuzey kesimlerinde temel kayaçlar üzerinde yer alan genelde gri, yeşilimsi gri, kısmen kırmızı renkli çakıltaşı, Nummulites'li kireçtaşı, kumtaşı, kıltaşı ve şeyi ardalanmalarından oluşan Eosen yaşlı birimler ilk kez Yılmaz ve Özer (1984) tarafından Tokuş formasyonu olarak adlandırılmıştır. Araştırmacılar, birimin çakıltaşlarından oluşan bölümünü Susuzdağ; Nummulites'li kireç taşlarından oluşan bölümünü Asar; kumtaşı, kumlu kireçtaşı, kıltaşı ve şeyi ardalanmalarından oluşan bölümünü ise Banaz üyesi olarak ayırtmışlar ve Lütesiyen-Priaboniyen zaman aralığında sığ denizel bir ortamda çökeldiğini belirtmişlerdir.

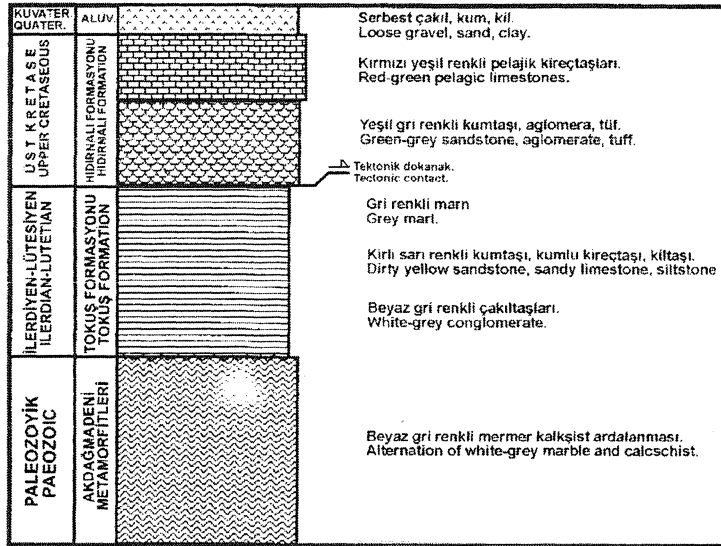
Bu çalışmada, Tokuş formasyonu'nun yüzlek verdiği kesimler (Tokuş Köyü, Susuzdağ, Banaz vb.) incelendiğinde, birimin etkin bir bindirme tektoniğine bağlı olarak incelik kalmışlığı ve bu nedenle de yukarıda ayırt-

TOKUŞ FORMASYONU'NUN YAŞI VE ÇÖKELME ORTAMI



Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji haritası.

Figure 2. The geologic map of the investigated area.



Şekil 3. İnceleme alanının tektonostratigrafik dikme kesiti.

Figure 3. Tectonostratigraphic section of the investigated area.

lanmış olan üyelerin ilksel ilişkilerinin bozulduğu dikka- te alınarak üye ayırımına gidilmeden tek bir formasyon şeklinde incelenmesi uygun görülmüştür. Formasyonun stratigrafik, sedimantolojik ve paleontolojik özelliklerini ortaya koymak için de iki ayrı yerden ölçülü stratigrafi kesiti çıkartılmıştır.

Susuzdağ kesiti: Kesitin başlangıç koordinatı (324800-4428250), bitiş koordinatı (324800-4427000) dir. Kesit güzergahı boyunca temeli Paleozoyik (?) yaşlı beyaz gri renkli mermer ve kalkıştırdalanmaları oluşturmaktadır (Şekil 4). bu temel üzerinde; güneye 10-20° eğimli, kalın katmanlı (40-70 cm), tabanda iri çakıllardan (10-50 cm), orta ve üst düzeylerde ince çakıllardan (2-10 cm) oluşan, 63 m. kalınlık sunan grimsi beyaz renkli çakıltaşlar yer almaktadır. Genelde az yuvarlak, yer yer köşeli çakıllardan oluşan birimde çakılların %90'ı mermer ve kalkıştırdlerden, geriye kalan bölümü ise pelajik kireçtaşı ve ofiyolitlerden türemiştir. Tabandan tavana doğru bir derecelenme sunan çakıllar karbonat ile tutturulmuştur. Çakıltaşları üste doğru genelde fosil içermeyen 8 m kalınlıkta kırmızı renkli kumtaşlar ile kumtaşlarına geçer (Şekil 4, Örnek no. S. 16-18). Birim üste doğru bol fosilli kumlu-killi kireçtaşı, kumlu kireçtaşı ve kirli sarı renkli kilaşı-kireçtaşı ardalanmaları ile temsil edilir (Şekil 4, Örnek no. S.5-15). Birimin karbonat fasiyesleri, bentik organizma bakımından zengin bir faunayı kapsayan resif gerisi ve sığ (0-30 m) neritik bir fasiyesi ifade eder. Genellikle bol intraklast içeren sparit çimento hakimdir. Mikrit çimentonun akıntılar etkinliğinde yıkandığı, çok hareketli bir ortamı işaret eden intrasparitler, baskın olarak bulundurdıkları cinslere göre; *Nummulites*'li intrasparitler (Şekil 4, Örnek no. S5-6). *Discocyclus*'li intrasparitler (Şekil 4, Örnek no.S4,5) ve *Alveolina*'li intrasparitler (Örnek no. S7-10, S13-15) olarak ayırtıdilebilir. *Nummulites*'i intrasparitlerde, *Nummulites solitarius* (A) de la Harpe; *Discocyclus*'li intrasparitlerde, *Discocyclus seunesi* (Doville) ve *Alveolina*'h intrasparitlerde, *Alveolina cucumiformis* Hottinger baskın olmakla birlikte, fosil topluluğu hemen hemen aynıdır. Fosil topluluğu; *Nummulites solitarius* (A) de la Harpe, *Alveolina cucumiformis* Hottinger, *Alveolina ellipsoidalis* Hottinger, (Levha 1, Şekil 1, 2) *Alveolina* (*Alv.*) *aragonensis* Hottinger (Levha 1, Şekil 3), *Discocyclus seunesi* Douville, *Shpaerogypsina globulus* (Reuss) (Levha 1, Şekil 1), *Asferigerina rotula* (Kaufmann), *Lockhartia conditi* (Nuttall) (Levha 1 Şekil 8), *Idalina* aff. *sinjaraica* Grimsdale, *Nummulites* sp., *Operculina* sp., *Ranikothalia* sp., *Alveolina* sp., *Actinocyclus* sp., *Orbitolites* sp., *Anomalina* sp., *Eponrides* sp., Miliolidae, Alg, pe-

lecypoda ve gastropoda kavkı parçalarını içerir. Bu fosil topluluğunda, özellikle *Alveolina cucumiformis* Hottinger ve *Nummulites solitarius* (A) de la Harpe türleri İlerdiyen'in karakteristik zon fosilleridir.

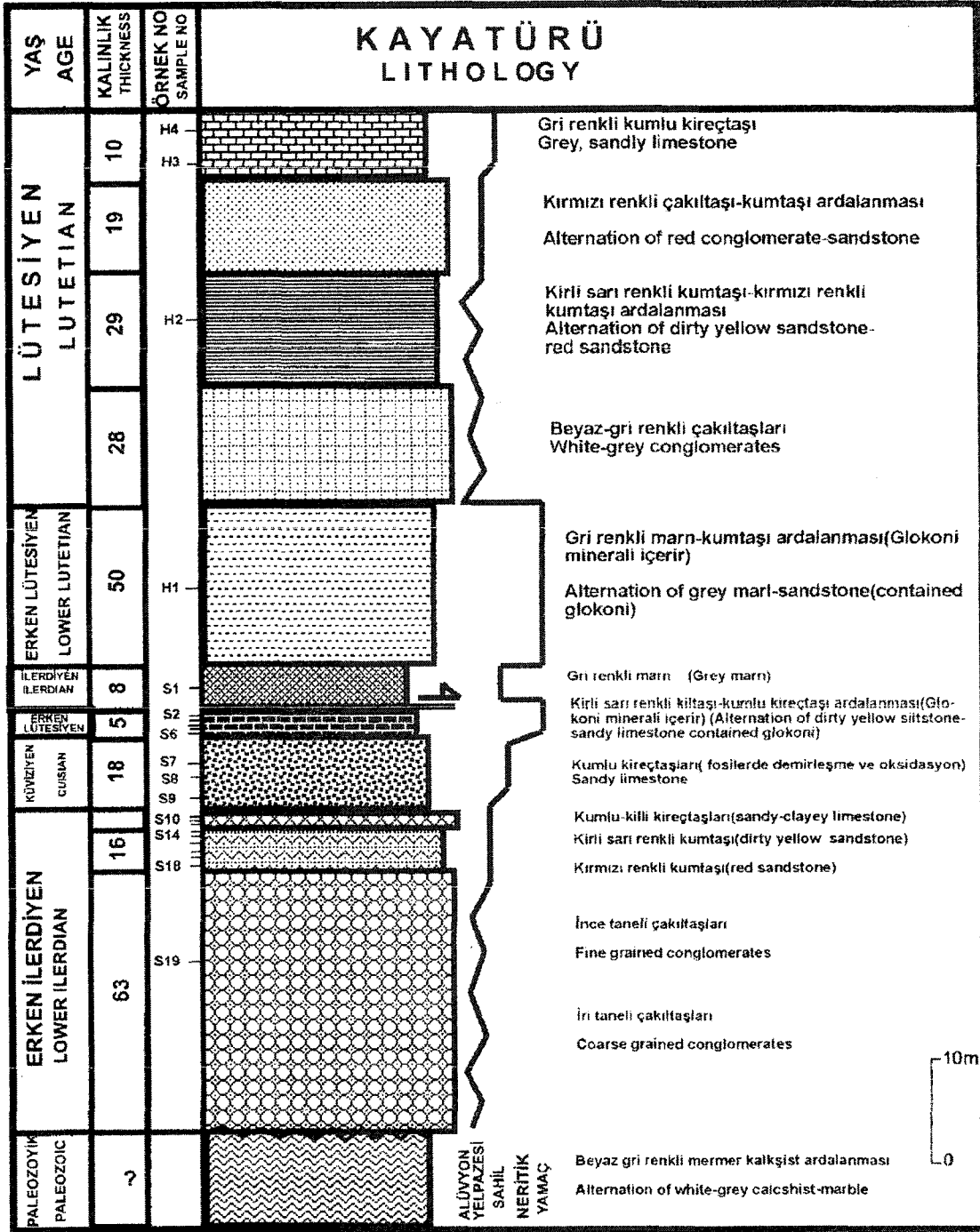
Susuzdağ I kesitinde S15-S10 ve S1 nolu örnekler İlerdiyen yaşlı fosilleri kapsar. S9, S10 ve S7 nolu örnekler; *Alveolina cuspidata* Drobne (Levha 1, Şekil 4) *Alveolina reutimeyeri* Hottinger, *Nummulites formosus* de la Harpe (Levha 1 Şekil 6) *Assilina* cf. *dandotica* Davies (Levha 1, Şekil 5) içeriklerine göre Kuizyen yaşını işaret eder. S6-S2'nden S2 nolu örnek seviyesine kadar olan kesimi, Eosen'in tabanından Orta Eosen'in tabanına kadar düzgün bir seri sunar. Arada S1 seviyesiyle İlerdiyen tekrarlanır ve H seviyeleri ise Orta Eosen (Lütesiyen) tabanının tekrarıdır. Kesite ait H2, S16, S17, S18 nolu kumtaşı örneklerinde ve S19 nolu çakıltaşı örneğinde fosil bulunamamıştır.

Susuzdağ I kesitinde İlerdiyen ve Kuizyen'in kumlu kireçtaşı fasiyesinde siliklastiklerle kansan değişik oranda karbonat (biyojenik) taneleri hakim olup, göze çarpan unsur, özellikle *Alveolina*'ların aşırı derecede demirleşme ve oksidasyon göstermesidir (Şekil 4, Örnek no. S7-S15).

Susuzdağ kesiti Kesitin başlangıç koordinatı (325700-4428050), bitiş koordinatı ise (325750-4427150) dir. Kesit güzergahında temeli yine beyaz gri renkli mermer ve kalkıştırdalanmaları ile temsil edilen Akdağmadeni metamorfiteeri oluşturur (Şekil 5). Erken Lütesiyen, tabanda %80 mermer ve %20 şist parçalarından türemiş çakılları içeren iri taneli çakıltaşlar ile başlar. Toplam 30 m kalınlık sunan çakıltaşlarının taneleri tavana doğru küçülerek, önce 10-100 cm boyutundaki çakıltaşlarına, sonra 2mm-10cm boyutundaki ince taneli çakıltaşlarına geçer. Çakıltaşları üzerine toplam 9 m. kalınlıkta, fosilsiz, kırmızı renkli, kaim katmanlı kumtaşlar gelir. Birim üste doğru, kirli sarı renkli kilaşları, kumlu kireçtaşlar, kırmızı renkli kilaşları ile devam ederek, gri renkli marn ardalanmalarıyla sonlanır (Şekil 5).

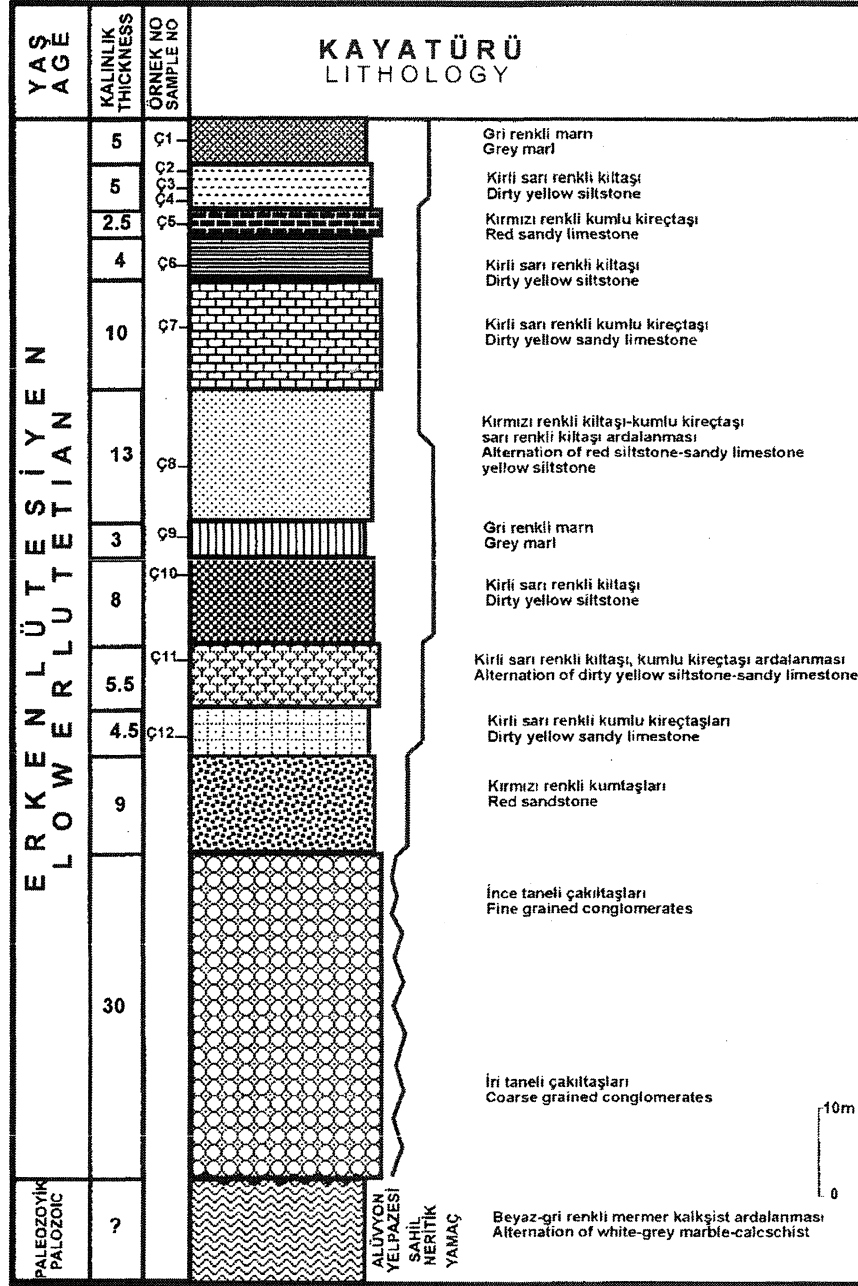
Birimin karbonat fasiyesleri, neritik ve pelajik olarak iki farklı ortamın faunal karışımını kapsayan yamaç fasiyesini yansıtır. Yamaç fasiyesi, akıntılar etkinliğinde ve çok hareketli bir ortamın işareti olarak fosilli intrasparitlerle temsil edilir (Şekil 5, Örnek no. Ç3, Ç4, Ç8, Ç10 ve Şekil 4, Örnek no. H1, S2, S3).

Yamaç fasiyesinin fosilli intrasparit örneklerinde, fosil topluluğu; bentik foraminiferlerden; *Nummulites galensis* Heim, (Levha 11, Şek 3), *Nummulites* cf. *flobulus* leymerie, *Assilina* aff. *tenuimarginata* Heim (Levha II,



Şekil 4. Susuzdağ I ölçülü dikme kesiti.

Figure 4. Measured stratigraphic section of Susuzdağ I.



Şekil 5. Susuzdağ II ölçülü dikme kesiti.

Figure 5. Measured stratigraphic section of Susuzdağ II.

## TOKUŞ FORMASYONU'NUN YAŞI VE ÇÖKELME ORTAMI

Şekil 4), *Assilina cf. placentula* Deshayes (Levha II, Şekil 5), *Sphaerogypsina globulus* (Reuss) Levha II, Şekil 6), *Discocyclina archiaci bartholomei* (Schlumberger), (Levha II, Şekil 1), *Orbitoclypeus ramaraoui ramaraoui* (Samanta) Levha II, Şekil 2), *Lockhartia conditi* (Nuttal) (Levha I, Şekil 8) *Malatyna drobneae* Sirel (Levha II, Şekil 8), *Maslinella* sp. (Levha II, Şekil 9), *Pilamminella* sp. (Levha II, Şekil 7); planktik foraminiferlerden, *Morozovella cf. aragonensis* (Nuttal), *Globigerinatheka* sp. ile *Lenticulina* sp., ile *Mississippina* sp. ve *Spondylus gaederopus* Deshayes, *Campanile* sp., *Cardium* sp., *Amissium* sp., *Pycnodonta* sp., *Lucina* sp., *Arca* sp., *Natica* sp., gibi pelecypodlar ve bol gastropoda kavkılarını birarada bulundurur.

Yukarıda verilen fosil topluluğunda, özellikle *Nummulites gallensis* Heim ve *Assilina aff. tenuimarginata* Heim bentik foraminifer türleri Alt Lütesiyen'in karakteristik fosilleridir. Kesitteki Ç2, Ç7 ve Ç9 örneklerinde fosil izine rastlanılmamıştır.

Susuzdağ I kesitinin S2, S3, H1, H3, H4 örnekleri, Susuzdağ II kesitinin Erken Lütesiyen düzeylerinin aynı litofasiyes ve biyofasiyes özelliklerini kapsar. Her iki kesitte de Erken Lütesiyen'in kirli sarı renkli kıltaşı-kırmızı renkli kumlu kireçtaşı fasiyesinde (Şekil 4, Örnek no. H1, S3, S4 ve Şekil 5, Örnek no. Ç3, Ç4) göze çarpan unsur glokonit mineralinin varlığıdır.

Çökeltme ortamı: Bölgede hakim fasiyesler, alttan üste doğru ve tekrarlanmalı olarak; alüvyon yelpazesi, sahil, neritik ve yamaç fasiyesleridir (Şekil 4, 5). İri taneli çakıltaşları ile ince taneli çakıltaşları alüvyon yelpazesini; fosilsiz kırmızı, kirli sarı renkli kumtaşları sahil fasiyesini temsil ederler. Neritik fasiyes, *Alveolina*, *Nummulites* gibi bentik organizma bakımından zengin bir faunayı kapsar. Bu fasiyes içinde, *Alveolina larm* aşırı demirleşme ve oksidasyon gösterdikleri kumlu kireçtaşı fasiyesi ayrıca dikkat çekicidir. Bu durum, karbonat tanelerinin kumtaşları içine katılmadan önce atmosferik koşullara uğradıklarının; belki de bir süre su yüzüne çıktıklarının işareti olarak yorumlanabilir (Baki Varol, A. Ü. F. F. 1996, sözlü görüşme). Neritik ve pelajik olarak, iki farklı ortamın faunal karışımını kapsayan yamaç fasiyesinde, bentik foraminiferlere planktik foraminiferler ve özellikle pelecypoda cinsleri ve gastropoda'lann hakim olduğu makrofosiller eşlik eder. Bu fasiyes içinde, glokonit mineralleri kapsayan fasiyes ayrıca dikkat çekicidir. Glokonit, sedimantasyonun çok yavaşladığı veya tümüyle kesildiği, ya da çökelen tortulların akıntılarla süpürüldüğü yüzeylerde, çok uzun dönemlerde oluşan denizel bir otijenik mineraldir (Baki Varol, A.Ü.F.F.,

1996, sözlü görüşme).

İlerdiyen alüvyon yelpazesi, sahil ve çok sığ neritik bir ortamı yansıtır. İlerdiyen ve Kuizyen yaşlı neritik fasiyeste demirleşme ve oksidasyon, yer yer su yüzüne çıkmanın işaretleridir. Erken Lütesiyen, alüvyon yelpazesi, sahil, neritik ve yamaç ortamlarını gösterir. Yamaç fasiyesinde glokonit mineralleşmesi sedimantasyonun çok yavaşladığı ya da, tümüyle kesildiği yüzeyleri yansıtır. Bu durumda İlerdiyen'de su yüzüne çıkma şeklindeki yükselimler; olasılıkla Kuizyen'de de devam etmiş, bölge, Erken Lütesiyen'de, sedimantasyonun yer yer çok yavaşladığı ya da tümüyle kesildiği, yeni bir deniz istilasına uğramıştır.

## TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Önceki çalışmalarda Tokuş Formasyonu'nun, alt düzeylerinin sığ denizel bir ortamda çökeldiği ve Lütesiyen-Priaboniyen yaşında olduğu belirtilmiştir (Yılmaz ve Özer 1984). Bu çalışmada özellikle Susuzdağ I kesitinin fosilsiz çakıltaşları üzerinde yer alan kumlu-killi kireçtaşı seviyelerinde saptanan, *Alveolina cucumiformis* Hottinger ve *Nummulites solitarius* (A) de la Harpe türleri, İlerdiyen'in karakteristik zon fosillerini oluşturmakta, dolayısıyla birimin yaşının İlerdiyen'e kadar inebileceğini göstermektedir. Bu seviyenin üzerindeki kumlu kireçtaşlarında saptanan, *Alveolina cuspidata* Drobne, *Alveolina ruetimeyeri* Hottinger, *Nummulites formosus* de la Harpe ve *Assilina cf. dandotica* Davies, türleri ise, Kuizyen yaşını işaret etmektedir. Kesitin üste doğru Erken Lütesiyen'e geçtiği de dikkate alındığında, Tokuş formasyonunun Erken İlerdiyen-Erken Lütesiyen aralığına kadar düzgün, sürekli ve ardalanmalı bir seri sunduğu açıkça görülmektedir.

Susuzdağ I ve II kesitlerinden alınan örneklerin incelenmesinden, bölgedeki egemen fasiyeslerin, tabandan tavana doğru ve yer yer tekrarlanmalı olarak, alüvyon, sahil, neritik ve yamaç fasiyesi şeklinde geliştiği ve birim içindeki tekrarlanmaların bölgede etkin olan bindirme tektoniği ile ilintili olduğu söylenebilir. Genel olarak, İlerdiyen ve Kuizyen'de çok sığ neritik ortamlar, Erken Lütesiyen'de ise yamaç ortamları hakimdir.

Sonuç olarak, Yılmaz ve Özer (1984) tarafından tanımlanan Tokuş Formasyonu'nun, Erken İlerdiyen-Erken Lütesiyen aralığında ve alüvyon yelpazesi-sığ denizel ortamda depolandığı, bu verilere göre Tokuş Formasyonu'nun bundan sonraki çalışmalarda yaş ve çökeltme ortamlarının yeniden değerlendirilmesi önerilmektedir.

## KATKI BELİRTME

Bu çalışma Cumhuriyet Üniversitesi Araştırma Fonu tarafından desteklenmiştir. Yazarlar, sedimantolojik yorumlar için Prof. Dr. Baki Varol'a (A.ÜJFen Fak.), makrofosil tayinleri için Kuddusi Karakuş'a (Deprem Araştırma Genel Müdürlüğü), bentik foraminiferlerin tane örneklerinin tayinlerinde Alain Blondeau (Paris, Fransa), Lukas Hottinger (Basel, İsviçre), Katica Drobne (Ljubljana, Slovenia)'e; arazi ve laboratuvar çalışmalarındaki yardımları için Yrd. Doç. Dr. Mehmet Akyazı, Yard. Doç. Dr. Nazire Özgen'e ve Arş. Gör. Özgen Kangal'a (C. Ü) teşekkür ederler.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Aktimur, H. T., 1988, 1/100000 ölçekli açın-sama nitelikli Türkiye Jeoloji haritaları serisi; Sivas F24 Paftası, M.T.A. Yay., Ankara.
- Aktimur, H. T., Tekirli, M. E. ve Yurdakul, M. E., 1990, Sivas-Erzincan Tersiyer havzasının jeolojisi; M. T. A. Derg., 111,25-36, Ankara.
- Alpaslan, M., Guezou, J. C, Bonhomme, M. ve Boztuğ, D., 1996, Yıldızeli Metasedimanter grubu içindeki Fm'de metamorfizminin metamorfizması ve yaşı; Türk. Jeol. Bült., 39,19-30, Ankara.
- Baykal, F. ve Erentöz, C, 1966, 1/500000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Sivas Paftası; M.T.A. Yay., Ankara.
- Boztuğ, D., Yılmaz, S. ve Alpaslan, M., 1996, The Karaçayır Syenite, North of Sivas: An A-Type peraluminous and postcollisional alkaline pluton, Central Anatolia Turkey; Cum. Univ., Müh. Fak. Seri A, Yerbilimleri, 11, 1,141-153, Sivas.
- Cater, J.M.L., Hanna, S.S., Ries, A.C. ve Turner, P., 1991, Tertiary evolution of the Sivas Basin, Central Turkey; Tectonophysics, 195,29-4.
- Erkan, Y., 1980, Orta Anadolu Masifinin kuzeydoğusunda (Akdağmadeni-Yozgat) etkili olan bölgesel metamorfizmanın incelenmesi; Türk. Jeol. Kur. Bült., 23/2, 213-218, Ankara.
- Gökten, E., 1993, Ulaş (Sivas) doğusunda Sivas Havzası güney kenarının jeolojisi: İç Toros Okyanusunun kapanımıyla ilgili tektonik gelişim; T.A.P.G. Bull., 5, 1, 35-55, Ankara.
- İnan, N. ve İnan, S., 1990, Gürlevik Kireçtaşlarının (Sivas) özellikleri ve önerilen yeni isim: Tecer Formasyonu; Türk. Jeol. Bült., 33,51-56, Ankara.
- İnan, S., 1993, Sivas Baseni güneydoğusunun yapısal evrimi; C. Ü. Müh. Fak. Seri A, Yerbilimleri Derg. 10, 13-22, Sivas.
- İnan, S., Öztürk, A. ve Gürsoy, H., 1993, Ulaş-Sincan (Sivas) yöresinin stratigrafisi; Doğa, Türk Yerb. Derg., 2, 1-15, Ankara.
- Kurtman, F., 1973, Sivas-Hafik-Zara ve Beypınarı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı; M.T.A. Derg., 80, 1-32, Ankara.
- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, A., Oral, A., Özer, S., Sümen-gen, M., Tekeli, O., 1980 Kuzey Anadolu Fayı - Kırşehir Masifi arasının Temel Jeolojisi; MTA Derlem Rap. No. 6722, Yayınlanmamış, Ankara.
- Poisson, A., Guezou, J. C, Öztürk, A., İnan, S., Temiz, H., Gürsoy, H., Kavak, K. ve Özden, S., 1995, The Central Anatolian Basin in Turkey: General evolution the Sivas Basin an example; International Earth Science Collogium on the Aegean Region, 9-14 October 1995, Preceedings, vol., 1, 113-133, İzmir.
- Tatar, Y., 1977, Ofiyolitli Çamlıbel (Yıldızeli) bölgesinin stratigrafisi ve petrografisi; M.T.A. Derg., 88, 56-72, Ankara.
- Temiz, EL, Guezou, J. C, Poisson, A. M. ve Tutkun, Z., 1993, Tectonostratigraphy and kinematics of the eastern end of the Sivas Basin (Central eastern Turkey): implication for the so-called "Anatolian Block"; Geological Journal, Vol. 28,239-250.
- Yalçınlar, L., 1955, Sivas 61/1,61/2,61/4 paftalarına ait jeolojik rapor, M.T.A. Der. Rap/No. 2577, Ankara.
- Yılmaz, A., 1980, Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitlerin kökeni, iç yapısı ve diğer birimlerle ilişkisi; A. Ü. Fen Fakültesi, Jeoloji Bölümü, Doktora Tezi, 136 s. Yayınlanmamış, Ankara.
- Yılmaz, A., 1981, Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitli karışığın iç yapısı ve yerleşme yaşı; Türk. Jeol. Kur. Bült., 24/1,31-36, Ankara.
- Yılmaz, A. ve Özer, S., 1984, Kuzey Anadolu Bindirme Kuşağının Akdağmaeni (Yozgat) ile Karaçayır (Sivas) arasındaki bölümünün temel jeoloji incelemesi ve Tersiyer havzasının yapısal evrimi; Ketin Sempozyumu, Türk Jeol. Kur. Yayını, 163-174, Ankara.
- Yılmaz, A., 1994, an example of post-collisional trough: Sivas Basin, Turkey; 10<sup>th</sup>. Petroleum Congress of Turkey, Ankara, Turkish Assoc. Petrol. Geol. Proceedings, 21-32, Ankara.

Makalenin geliş tarihi: 30.09.1998

Makalenin yayma kabul edildiği tarih: 26.02.1999

Received: September 30, 1998

Accepted: February 26, 1999

LEVHA I

**Şekil 1-2.** Alveolina ellipsoidalis Hottinger, Eksenelimsi kesitler, İlerdiyen, (S13), X37; (S10), X33.

**Şekil 3.** Alveolina (Alv.) aragonensis Hottinger, Ekvatoryal kesit, İlerdiyen, (S10), X36.

**Şekil 4.** Alveolina cuspidata Drobne, Eksenel kesit, Kuizyen, (S9), X35.

**Şekil 5.** Assilina cf. dandotica Davies, Eksenel kesit, Kuizyen, (S9), X34.

**Şekil 6.** Nummulites formosus de la Harpe Eksenele paralel kesit, Kuizyen, (S7), X34.

**Şekil 7.** Sphaeropypsina globulus (Reuss), Ekvatoryal kesit, İlerdiyen-Alt Lütisiyen, (Ç5), X34.

**Şekil 8.** Lockhartia conditi (Nuttall), Eksenel kesit, İlerdiyen-Alt Lütisiyen, (Ç6), X22.5.

PLATE I

**Table 1-2.** Alveolina ellipsoidalis Hottinger, Subaxial sections, Ilerdian, (S13), X37; (S10), X33.

**Table 3.** Alveolina (Alv.) aragonensis Hottinger, Equatorial section, Ilerdian, (S10), X36.

**Table 4.** Alveolina cuspidata Drobne, Axial section, Cuisian, (S9), X35.

**Table 5.** Assilina cf. dandotica Davies, Axial section, Cuisian, (S9), X34.

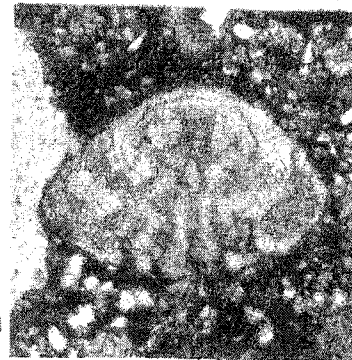
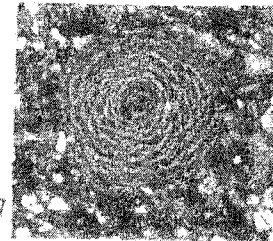
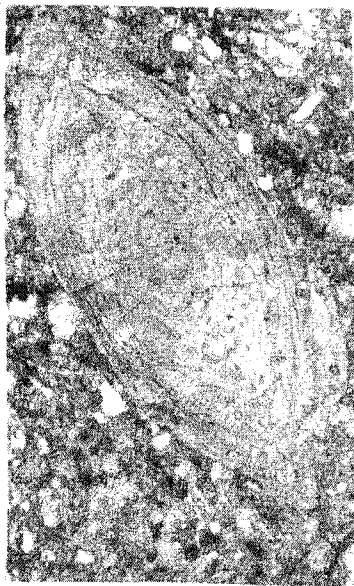
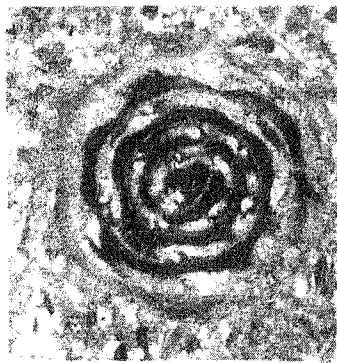
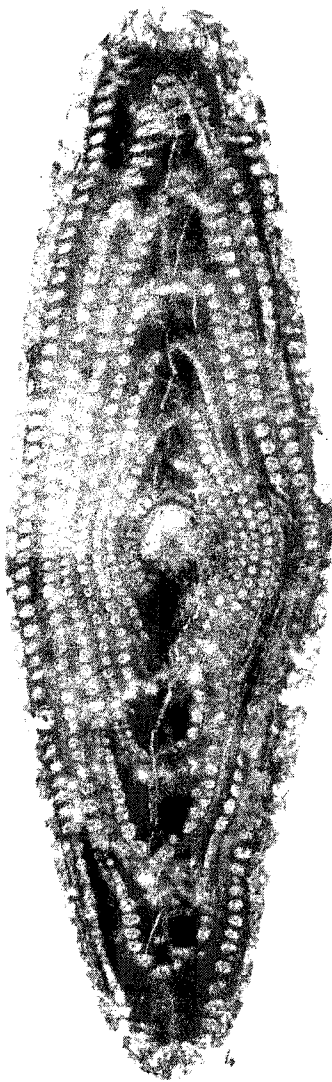
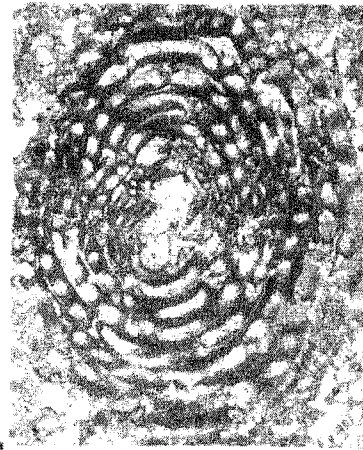
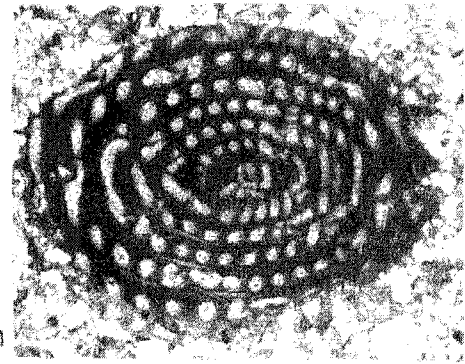
**Table 6.** Nummulites formosus de la Harpe, Subaxial section, Cuisian, (S7), X34.

**Table 7.** Sphaeropypsina globulus (Reuss), Equatorial section, Ilerdian-Lower Lutetian, (Ç5), X34.

**Table 8.** Lockhartia conditi (Nuttall), Axial section, Ilerdian-Lower Lutetian, (Ç6), X22.5.



LEVHA I  
PLATE I



## TOKUŞ FORMASYONU'NUN YAŞI VE ÇÖKELME ORTAMI

### LEVHA n

- Şekil 1.** *Discocyclus archiaci bartholomei* (Schlumberger), Eksenle paralel kesit, Alt Lütisiyen, (Ç11), X34.
- Şekil 2.** *Orbitoclypeus ramaraoui ramaraoui* (Samanta), Eksenel kesit, Alt Lütisiyen, (S6), X33.
- Şekil 3.** *Nummulites gallensis* Heim, Eksenel kesit, Alt Lütisiyen, (S6), X32.
- Şekil 4.** *Assilina aff. tenuimarginata* Heim, Eksenel kesit, Alt Lütisiyen, (Ç11), X32.
- Şekil 5.** *Assilina cf. placentula* (Deshayes), Eksenel kesit, Alt Lütisiyen, (S6), X37.
- Şekil 6.** *Nummulites cf. globulus leymerie*, Eksenel kesit, Alt Lütisiyen, (H4), X33.
- Şekil 7.** *Pilamminaella sp.*, Ekvatoryal kesit, Alt Lütisiyen, (Ç6), X33.
- Şekil 8.** *Malatyna drobneae* Sirel, Ekvatoryal kesit, Alt Lütisiyen, (Ç6), X32.
- Şekil 9.** *Maslinella sp.*, Eksenel kesit, Alt Lütisiyen, (Ç5), X32.2.

### PLATE II

- Table 1.** *Discocyclus archiaci bartholomei* (Schlumberger), Subaxial section, Lower Lutetian, (Ç11), X34.
- Table 2.** *Orbitoclypeus ramaraoui ramaraoui* (Samanta), Axial section, Lower Lutetian, (S6), X33.
- Table 3.** *Nummulites gallensis* Heim, Axial section, Lower Lutetian, (S6), X32.
- Table 4.** *Assilina aff. tenuimarginata* Heim, Axial section, Lower Lutetian, (Ç11), X34.
- Table 5.** *Assilina cf. placentula* (Deshayes), Axial section, Lower Lutetian, (S6) X37.
- Table 6.** *Nummulites cf. globulus Leymerie*, Axial section, Lower Lutetian, (H4), X33.
- Table 7.** *Pilamminaella sp.*, Equatorial section, Lower Lutetian, (Ç6), X33.
- Table 8.** *Malatyna drobneae* Sirel, Equatorial section, Lower Lutetian, (Ç6), X32.
- Table 9.** *Maslinella sp.*, Axial section, Lower Lutetian, (Ç5), X32.5.

LEVHA II  
PLATE II

