

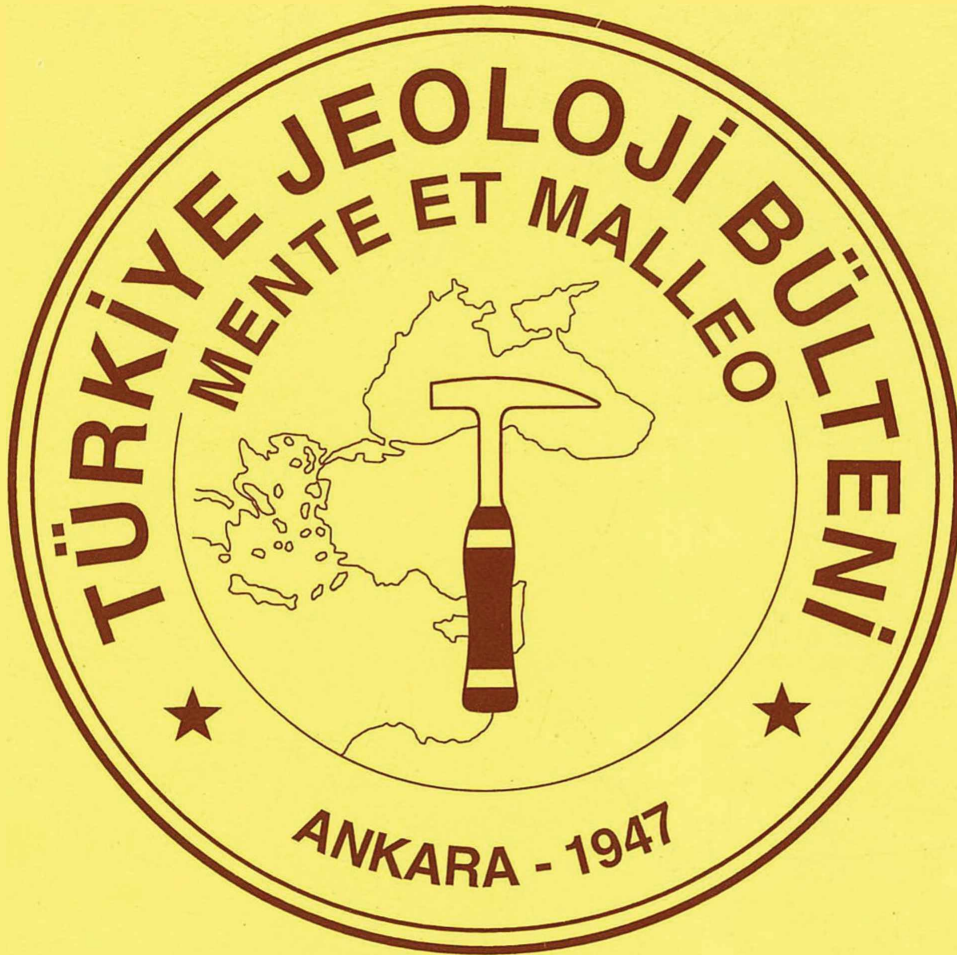
TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 1999 Cilt 42 Sayı 2

August 1999 Volume 42 Number 2

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

Ağustos 1999 Cilt 42 Sayı 2
August 1999 Volume 42 Number 2

ISSN 1016-9164

İÇİNDEKİLER CONTENTS

Orbitoides gruenbachensis Papp'm Morfolojik Özellikleri ve Maastrichtiyen (Geç Kretase) Tetis Okyanusu'ndaki Paleocoğrafik Yayılımı
On Paleogeographical Distribution and Morphological Features of the Orbitoides gruenbachensis Papp in the Tethyan Ocean of Maastrichtian (Late Cretaceous)
.....E. MERİÇ, M. GÖRMÜŞ 1

Şereflikoçhisar Maastrichtiyeni'nde Yeni Bir Orbitoidal Foraminifer Cinsi
A New Orbitoidal Foraminifer Genus From The Maastrichtian of Şereflikoçhisar
.....E. MERİÇ, N. İNAN 13

Çolaklı (Harput-Elazığ) Damar Tipi Pb-Zn Cevherleşmelerinin Jeolojisi
The Geology of the Çolaklı (Harput - Elazığ) Vein Type Pb-Zn Mineralizations
.....A. ŞAŞMAZ, A. SAĞIROĞLU 17

Diyarbakır Akiferlerinin Hidrojeokimyasal Özellikleri ve Kirlenebilirliği
Hydrogeochemical Characteristics and Vulnerability to Contamination of the Diyarbakır Aquifers
.....G. TARCAN, Ş. FİLİZ, Ü. GEMİCİ, U. SEZER 25

İzmir Yöresinde Andezitlerin Bozunma Ürünü Killerin Oluşum Şekilleri ve Mühendislik Özellikleri
Formation features and engineering properties of the clays produced from the weathering of the andesites in İzmir and vicinity
.....M.Y. KOCA 39

İsparta Güneyinde Yer Alan Miyosen Yaşlı Yazır Kireçtaşlarının Organik Jeokimyasal Özellikleri
Organic Geochemical Characteristics of the Miocene Yazır Limestones in the Southern İsparta
.....M. ALTUNSOY 51

Doğu Pontidler'de Uyumlu Bentik K/T Geçişi : Tonya Formasyonunun (GB Trabzon) Şahinkaya Üyesi
Conformable Benthic K/T Transition in Eastern Pontides : Şahinkaya Member of the Tonya Formation (SW Trabzon)
.....N. İNAN, S. İNAN, İ. KURT 63

The Bolkar Mountains (Central Taurides, Turkey): a Neogene extensional thermal uplift? Bolkar Dağları (Orta Toroslar, Türkiye): Neojen ekstansiyonel termal bir yükselme mi?
.....D. DHONT, J. CHOROWICZ, T. YÜRÜR, 69

(Devam ediyor)

Minamiite and Alenite Occurrences Formed
From Volcanic Emanations, West-Southwest of
Konya, Turkey

Konya'nın (Türkiye) Batı-Güneybatısında Volkanik Emanasyonların Etkisi ile Minomit ve Alunit Oluşumları

.....M. ÇELİK 89

Söke Çevresi (Aydın) Geç Erken Miyosen ve
Kuvaterner Yaşlı Küçük Memelileri : Ön Sonuçlar

Late Early Miocene and Quaternary small mammals in the surroundings of Söke (Aydın) : Preliminary results

.....E. ÜNAY, F. GÖKTAŞ 99

Başnayayla (Yozgat) Molibden-Bakır Cevherleşmesi

Başnayayla (Yozgat) Molybdenum-Copper Mineralization

.....E. KUŞÇU, Y. GENÇ 115

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 JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI

Chamber of Geological Engineers of Turkey



Orbitoides gruenbachensis Papp'ın Morfolojik Özellikleri ve Maastrichtiyen (Geç Kretase) Tetis Okyanusundaki Paleocoğrafik Yayılımı

On Paleogeographical Distribution and Morphological Features of the Orbitoides gruenbachensis Papp in the Tethyan Ocean of Maastrichtian (Late Cretaceous)

Engin MERİÇ
Muhittin GÖRMÜŞ

İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 34850 Avcılar-İstanbul
Süleyman Demirel Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 32260 Çünür-Isparta

Öz

Bu çalışmada *Orbitoides gruenbachensis* Papp'ın morfolojik özellikleri ile Maastrichtiyen (Geç Kretase) Tetis Okyanusu'ndaki yayılımı değerlendirilmiştir. İlk kez Avusturya'da bulunmuş olan türün, Türkiye'de Orta ve Batı Pontid'ler ile Helenid-Torid platformunun kuzey kenarlarında gözlenmiş olması mekanda sınırlı bir dağılıma sahip olduğunu ve çok sıcak olmayan, az tuzlu sığ suları tercih ettiğini göstermektedir. Yine, gerek Avusturya ve gerekse Türkiye'de Maastrichtiyen çökeltilerinde yaygınlığı da *Orbitoides gruenbachensis* Papp'ın sınırlı bir zaman aralığında yaşadığını işaret etmektedir.

Anahtar Sözcükler : Maastrichtiyen, *Orbitoides gruenbachensis* Papp, Paleocoğrafya, Tetis Okyanusu.

Abstract

In this study, paleogeographical distribution and morphological features of Orbitoides gruenbachensis Papp in Tethyan Ocean is presented. The indicated species was found first time in Austria. The occurrence of Orbitoides gruenbachensis Papp in the Middle and Western parts of the Pontids and the northern part of the Helenid-Torid platforms indicates that the mentioned species lived in a restricted area and preferred a shallow paleoenvironment having low salinity and temperature. Besides, its appearance in the Maastrichtian deposits both Austria and Turkey also shows that its range has a restricted time.

Key Words: Maastrichtian, Orbitoides gruenbachensis Papp, Paleogeography, Tethyan Ocean.

GİRİŞ

Orbitoides gruenbachensis Papp Maastrichtiyen'i karakterize eden önemli bir *Orbitoides* türüdür. İlk kez Avusturya'dan tanımlanmıştır (Papp, 1955). Türkiye'deki varlığı da Meriç (1967) tarafından ortaya konmuştur. Türün Avusturya'dan Türkiye kuzeybatısına kadar Tetis Okyanusu'ndaki sınırlı paleocoğrafik yayılımı dikkat çekicidir. Bu çalışmanın amacı, türün morfolojik özelliklerini sunmak ve yeni levha tektoniği görüşleri doğrultusunda türün yayılımını ele alarak nedenlerini tartışmaktır. Bu amaç doğrultusunda Osmaneli (Bilecik)* yöresinden derlenen örnekler ile türün tanımlama katkıda bulunacak veriler sunulmuş ve türün, Avrupa ile

Türkiye'deki yayılım verileri değerlendirilmiştir. Paleocoğrafik yayımda Geç Kretase'deki tektonik olaylar- Neotetis'in gelişimi, Neotetis havza kapananları, Avrupa-Afrika yaklaşımı ve değişik zonların oluşumu (Biju-Duval ve diğ. 1977; Şengör ve Yılmaz, 1981; Ersoy, 1989; Robertson, 1990, 1993) dikkate alınmıştır.

ORBİTOİDES GRUENBACHENSIS PAPP'IN MORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ

Orbitoides gruenbachensis Papp ilk kez ince kesitler--den *Orbitoides apiculatus gruenbachensis* olarak tanımlanmıştır (Papp, 1955). Hinte (1976) ve Görsel (1978)

türün tanıma kriterlerini E (toplam oksiler loca sayısı) ve Li+li (embriyon büyüklüğü) parametrelerine (*Orbitoides* iç embriyon parametrelerinden) dayandırmışlar ve bu değerleri de $14 > E > 10$ ve $1000 \mu > Li+li > 750 \mu$ şeklinde belirtmişlerdir. Drooger ve de Klerk (1985), Neumann (1987), Görmüş (1992) de bu parametreleri dikkate alarak türü Fransa ve Türkiye'nin değişik lokalitelerinden tanımlamışlardır. Bu çalışmalardan Görmüş (1992) belirtilen parametrelerin ortamsal faktörlerden, özellikle de derinlik ile değişebileceğine değinmiştir. Caus ve diğ. (1996) da konuyu aynı şekilde değerlendirmişler, yine de kriter olarak E'nin ön plana alınması gerekliliğini savunmuşlardır. Görmüş (1997b) ise *Orbitoides* türlerinin tanımlamalarında iç ve dış değişik parametrelerin beraberce dikkate alınmasını önermiştir. Tüm bu çalışmalar değerlendirildiğinde türün *Orbitoides apiculatus gruenbachensis* Papp şeklinde bir alt tür olarak değil de *Orbitoides gruenbachensis* Papp gibi bir tür olarak kabul edilmesi (Caus ve diğ., 1996) bu çalışmada da benimsenmiştir. Değinen türün en tanıtıcı özellikleri de aşağıdaki gibi özetlenebilir.

Türün kavkısı basık, embriyonu iridir (Levha 1, Şekil 6-7; Levha III, Şekil 1-6). Dimorfizm özelliği görülür (Levha I, Şekil 1, 3). Çoğu *Orbitoides gruenbachensis* Papp ekvatorial loca dizilimleri diğer *Orbitoides* türlerine göre değişiktir. Bazen birden fazla kesimde halka şeklindeki birkaç sıralı gelişim, türün hem mikrosferik hem de makrosferik bireylerinde görülür (Levha I, Şekil 1, 3). Görsel (1978)'de, Papp'ın örneklerinin çapının 6-8 mm, kalınlık 1mm, embriyon büyüklüğünün 0.6-0.5 mm ve oksilyer loca sayısının 8-12 arasında olduğu anlaşılmaktadır. Meriç (1974)'in Türkiye KB'sına ait örneklerde de mikrosferik bireylerin çapının 8.6-15.2 mm; kalınlığının 0.7-2.9 mm; makrosferik bireylerin çapının 2.1-10.3 mm, kalınlığının 0.3-1.5 mm; embriyon uzunluklarının 0.3-0.8 mm, genişliklerinin de 0.35-0.72 mm arasında olduğu görülmektedir. Görmüş (1997a) tarafından Osmaneli (Bilecik) yöresinden verilen *Orbitoides gruenbachensis* Papp'm makrosferik örneklerinde çap (d) genelde 5-13 mm; kalınlık (t) 0.9-2 mm; kalınlık-çap oranı (t/d) 0.19-0.23; embriyon büyüklüğü (Li+li) 0.8-0.9mm; toplam oksiler loca sayısı (E) 10-11; embriyon kalınlığı (te) 0.039-0.042 mm arasındadır. Mikrosferik bireylerde ise egemen çap 8-10 mm'dir. 16-17mm'ye ulaşan mikrosferik bireyler de gözlenmiştir (Görmüş, 1997a). *Orbitoides medius* (d'Archiac), *Orbitoides megaliformis* Papp ve Küpper'e nazaran biraz daha büyük kavkiya sahiptir. Kavkının basık ve embriyonun iri

olması ile de kolaylıkla bu iki türden ayrılır. Ayrıca embriyonun *Orbitoides medius* (d'Archiac) ve *Orbitoides megaliformis* Papp ve Küpper'de genellikle dördü, *Orbitoides gruenbachensis* papp'da ikili, üçlü gelişimi belli başlı diğer ayrıcalıktır (Levha II, Şekil 2-5; Levha III, Şekil 1-6). Çok benzediği *Orbitoides apiculatus* Schlumberger ise kavki üzerinde iri bir granule ve daha iri bir embriyona sahiptir. Ortalama E (toplam oksilyer loca sayısı) ve Li+li (embriyon büyüklüğü) değerleri Avrupa örnekleri için $14 > E > 10$ ve $1000 \mu > Li+li > 750 \mu$ (Hinte, 1976; Görsel, 1978); Türkiye örnekleri için $11 > E > 6.5$ ve $1000 \mu > Li+li > 750 \mu$ (Görmüş 1997b) olarak önerilmiştir. Bununla birlikte, bazı *Orbitoides gruenbachensis* Papp bireylerinin E ve Li+li değerlerinin belirtilen sınır değerlerden küçük ya da büyük olmasına rağmen büyüme halkalarına sahip olduğu görülür. Şöyleki Li+li değeri 1000μ 'dan küçük *Orbitoides gruenbachensis* Papp bireyleri de bulunmaktadır. Ayrıca, türün üzerinde mikroiz aktivitelere de rastlanılmaktadır. (Görmüş, 1996-1997; Görmüş ve Sagular, 1998) Türün dış, ekvatorial, aksiyal kesitlerinden ve embriyon özelliklerinden seçilmiş örnekler Levhal I-IFde sunulmuştur.

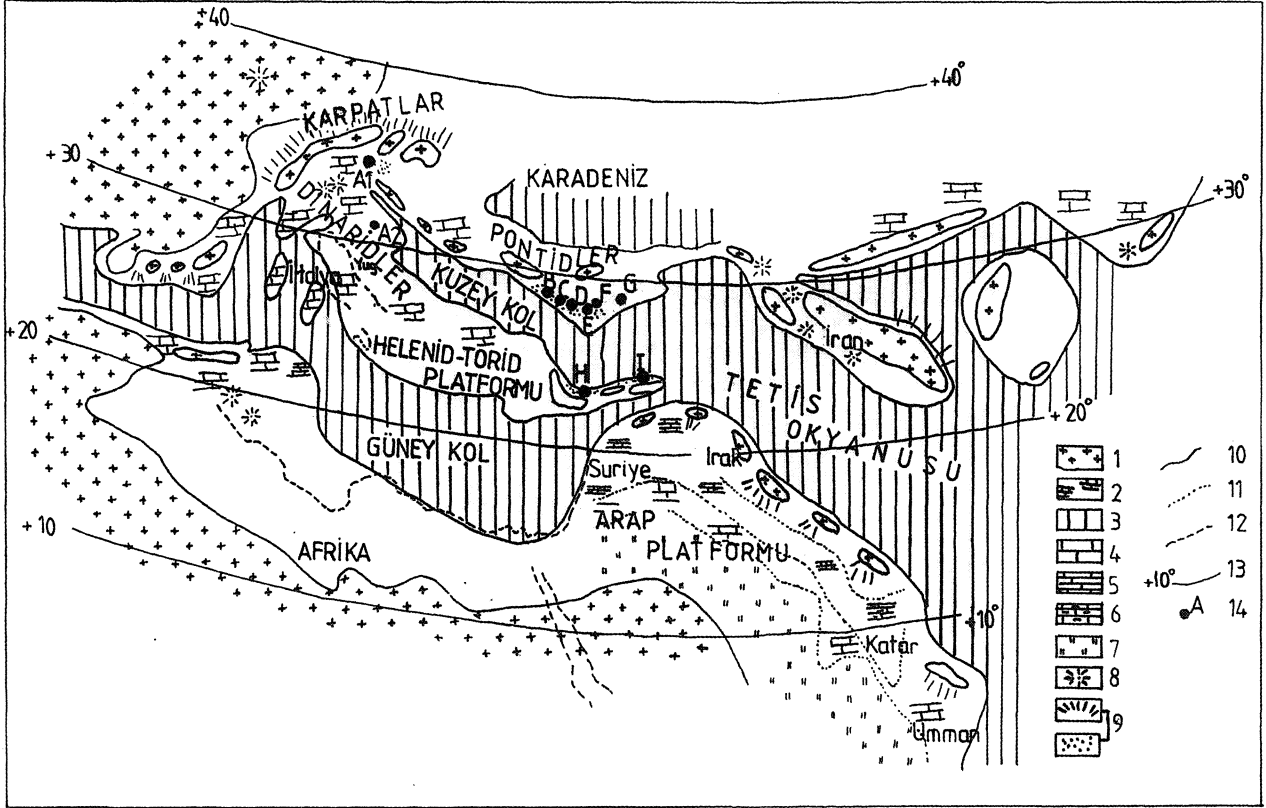
PALEOCOĞRAFİK YAYILIM

Gondvana ve Avrasya süper kıtaları arasında Tetis adlı bir okyanus mevcuttur (Şekil 1). Bu okyanusun Geç Triyas sonrasındaki açılıp, kapanmış bölümüne Neotetis adı verilmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Makalenin konularından biri olan *Orbitoides gruenbachensis* Papp'ın yaşadığı Kretase döneminin paleocoğrafyası ana hatları ile şu şekilde özetlenebilir. Kretase'de doğuda oldukça geniş durumda bulunan Tetis kyanusu batıya doğru daralarak iki büyük kola ayrılır. Pontidler ile Dinarid ve Helenid-Torid platformları arasında kalan Tetis alanına "Kuzey Kol"; adları verilir (Şengör ve Yılmaz, 1981) (Şekil 1). Biju-Duval ve diğ., (1977) Afrika ile Avrupa arasındaki asıl yaklaşımın Geç Kretase'de başladığını belirtmektedirler. Böylece, Kretase sonlarında Neotetis'i kapatan dalma zonlarının elişimen paralel olarak da önemli transgresyonlar gelişmiştir. Geç Kretase'nin sonlarına doğru (Kampaniyen-Maastrichtiyen) filiş/olistostrom çökeltme ortamlarının gelişim ve kırıntılı fasiyesteki ürünler iile bu çökeller içerisindeki *Orbitoides gruenbachensis* Papp örneklerine Lavrasya Süper Kıtası'nda rastlanılmaktadır. Bu süper kıta üzerinde geliştiği düşünülen üç platform (Karpaz-Dinarid, Helenid-Torid

ORBİTOİDES GRUENBACHENSİS PAPP'IN MORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ VE YA YILIMI

ve Pontid platformları) türün çokça rastlandığı kuşaklardır (Şekil 1). Değinilen platformların süper kıtalar üzerinde gelişen levhacıklar ile ilişkili olduğu ve bu levhacıkların sığ bölümlerine karşılık geldiği düşünülebilir. Çalışmada konunun daha kolay anlaşılması için, levha-

cıklardaki tektonik, sedimantolojik ve paleoekolojik ayrıntılardan daha çok platformlar üzerindeki dağılımlar dikkate alınmıştır. Ayrıntılı lokasyon ve değerlendirmeler aşağıda belirtilmiştir.



Şekil 1: *Orbitoides gruenbachensis* Papp'ın Tetis Okyanusu içindeki paleocoğrafik yayılımı (Meriç ve dig., 1999'dan değiştirilerek alınmıştır). 1. Kara, 2. Kıtasal kabuk-platform ve açık deniz, 3. Genellikle okyanusal kabuk, kısmen incelmış kabuk, 4. Platform kireçtaşı, 5. Pelajik kireçtaşı, 6. Marn-Killi kireçtaşı, 7. Evaporit, 8. Volkanizma, 9. Filyş, kumtaşı, 10. Sınır, 11. Fasiyes sınırı, 12. Günümüz deniz- kara sınırları, 13. Paleolatitüd, 14. *Orbitoides gruenbachensis* Papp lokasyonları, A. 1 Gruenbach (Avusturya), A. 2. Bratislava (Yugoslavya), B. Bursa (Yenişehir), C. Bilecik (Söğüt, Osmaneli, Gölpazan, Merkez), D. Bolu (Göynük, Merkez), E. Kastamonu (Devrekani), F. Karabük (Eflani), G. Tokat (Niksar), H. Ankara (Nallıhan, Yenice, Merkez KD'su), I. Sivas (Koyulhisar).

Figure 1: Paleogeographic distribution of *Orbitoides gruenbachensis* Papp in the Tethyan Ocean (modified from Meriç et al. 1998), 1. Land, 2. Continental crust-platform and open marine, 3. Mainly oceanic crust and thinned continental crust, 4. Platform limestone, 5. Pelagic limestone, 6. Marl-clayey limestone, 7. Evaporite, 8. Volcanism, 9. Flysch-sandstone, 10. Boundary, 11. Facies limit, 12. Recent sea-land boundaries, 13. Paleolatitude, 14. Locations of *Orbitoides gruenbachensis* Papp, A. 1. Gruenbach (Austria), A.2. Bratislava (Yugoslavia), B. Bursa (Yenişehir), C. Bilecik (Söğüt, Osmaneli, Gölpazan, Central area), D. Bolu (Göynük, Central area), E. Kastamonu (Devrekani), F. Karabük (Eflani), G. Tokat (Niksar), H. Ankara (Nallıhan, Yenice, Merkez NE of the city centre), I. Sivas (Koyulhisar).

Lavrasya Süper Kıtası

Karpat-Dinarid Platformu: Yugoslavya ve İtalya'nın batısı ile Avusturya kısımlarını kapsar. *Orbitoides gruenbachensis* Papp'ın Avusturya'dan verildiği Gruenbach, Niderösterreich, Miersdorf ve Krampen'e

yakın Mürtzal lokasyonlarının (Papp, 1955; Görsel, 1978) ve Yugoslavya-Bratislava yöresinin bu platform içerisinde yer aldığı düşünülür. Tür, Avusturya'dan çoğunlukla kırıntılı çökeller içerisinde, kumtaşlarından tanımlanmıştır ve yaş aralığı da Alt Maastrichtiyen olarak verilmiştir (Papp, 1955). Ayrıca Yugoslavya-Bratislava

kuzey ve kuzeydoğusunda, batı Karpatlarda bol miktarlarda gözleendiği de belirtilmektedir (Salaj ve Samuel, 1966).

Pontid Platformu: Gönyük (Bolu) dolaylarından Reşadiye'ye (Tokat) kadar uzanan alanlar Tetis Okyanusu'nun Kuzey Kolu'nun üst kesimleridir. (Meriç ve diğ., 1999). Tür, bu platform içerisinde geniş alanlarda gözlenir. Türün Türkiye'de gözleendiği lokasyonlar olan Bursa (Yenişehir), Bilecik (Söğüt, Osmaneli, Gölpazarı, Merkez), Bolu (Gönyük, Merkez), Devrekani (Kastamonu), Karabük (Eflani), Niksar (Tokat), bu platform içerisinde değerlendirilmiştir. Tür, yine çoğunlukla kırıntılı çökellerden, kumtaşlardan tanımlanmıştır. Fakat, yaş aralığının diğer fosil kapsamı da dikkate alındığında Orta-Üst Maastrichtiyen olduğu, anlaşılmaktadır (Meriç, 1967; 1974; Görmüş, 1996-1997).

Helenid-Torid Platformu: Yunanistan'ın güney kesimleri, GB Türkiye-Antalya yöresi, Hadim-Bozkır, Malatya bu platformun güney kesimlerini oluştururken Sivas Kuzeyi (Koyulhisar) ve Haymana-Ankara kesimleri platformun kuzey alanları oluşturur. *Orbitoides gruenbachensis* Papp bu platformun kuzey kesimlerinde, Ankara kuzeybatısında (Nallıhan, Yenice), Ankara-Merkez kuzeydoğusunda ve Sivas kuzeyinde (Koyulhisar) gözlenmektedir (Meriç ve diğ., 1999). Yine, olası olarak Orta-Üst Maastrichtiyen yaş aralığındaki kırıntılı çökeltiler içerisinde yaygındır.

SONUÇLAR

Orbitoides gruenbachensis Papp'in en tanıtıcı özellikleri kavkı basıklığı, embriyon iriliği ve bazı bireylerinde ekvatorial localardaki büyüme halkaları gelişimidir. Halka şeklindeki ekvatorial loca gelişimlerine sahip *Orbitoides gruenbachensis* Papp bireylerinin bazıları Hinte (1979) ve Görsel (1978) tarafından Li+li (embriyon büyüklüğü) ve E (toplam oksiler loca sayısı) için önerilen maksimum ve minimum değerlerinin üstünde ve altında Li+li ve E değerlerine sahiptirler. Dolayısı ile değinilen türün tanımlanmasında iç ve dış özelliklerinin tümünün birlikte değerlendirilmesi gerekliliği ortaya çıkmaktadır.

Geç Kretase'deki platformların, süper kıtalar üzerindeki levhacıkların tektonik, sedimantolojik, paleoekolojik bir çok özelliklerinin de türün dağılımında rol oynadığı açıktır. Bununla birlikte, bu çalışmada türün dağılımı yalnızca paleocoğrafik olarak ele alınarak sığ

kesimlerdeki-platformlardaki yayılımı göz önüne alınmıştır. *Orbitoides gruenbachensis* Papp bireylerinin Avusturya'dan Alt Maastrichtiyen (Papp, 1955); Türkiye'den ise Orta-Üst Maastrichtiyen kırıntılı çökeltilerinden (Meriç, 1967; 1974; Görmüş, 1997a) sınırlı bir zaman aralığından-Maastrichtiyen'den tanımlandığı anlaşılmaktadır. Bu çökeltiler içerisindeki *Orbitoides gruenbachensis* Papp'm sınırlı yayılımının da (Karpat-Dinarid, Helenid-Torid kuzey kesimleri ve Pontid platformları) platformların özelliklerinden kaynaklandığı; bu sığ kesimlerin Tetis'in güneyindeki Arap platformu gibi sıcak-tropikal kuşaklar dışında onlara nazaran fazla sıcak olmayan, az tuzlu sığ kuşaklar ve kuzeye daha yakın kesimler olduğu ortaya çıkmaktadır. Dolayısıyla, türün daha egemen olacağı sıcak olmayan bu kuşakları tercih ettiği kanısına varılmıştır.

DEĞİNİLEN BÉLGELER

- Biju-Duval, Dercort, J. ve le Pichon, X., 1977. From the Tethys Ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine System. *Technip*, 143-164.
- Caus, E., Bernaus, J.M. ve Gomez-Garrido, A., 1996. Biostratigraphic utility of species of the genus *Orbitoides*. *Journal of Foraminiferal Research*, 26 (2), 124-136, Lawrence, Kansas.
- Drooger, C. W. ve de Klerk, J.C., 1985. The punctuation in the evolution of *Orbitoides* in the Campanian of South-west France. *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, 33, 143p. 5pl. 62 text-figs, Netherlands.
- Ersoy, Ş., 1989. Fethiye (Muğla)-Göhlhisar (Burdur) arasında Güney Dağı ile Kelebek Dağı ve dolaylarının jeolojisi. Doktora tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 246s.
- Görsel, J. T. van, 1978. Late Cretaceous orbitoidal foraminifera. In : *Foraminifera* (eds, Hedley, R. H. and Adams, C. G.) Academic press, 1-120, London.
- Görmüş, M., 1992. Quantitative Data on the Relationship between the *Orbitoides* genus and its Environment. *Revista Espanola de Micropaleontologia*, XXIV (3), 13-26, Madrid.
- Görmüş, M. 1996-1997. Osmaneli (Bilecik) yöresindeki *Orbitoides*'lerde fosilleşme ve mikroiz aktivite. İş-

ORBİTOİDES GRUENBACHENSİS PAPP'IN MORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ VE YA YILIMI

- İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri, 10. Sayı, 47-58, İstanbul.
- Görmüş, M. 1997a. Osmaneli (Bilecik) yöresindeki Orbitoides'lerin biyometrik incelemesinin ön bulguları. Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu, Çukurova Üniversitesi, Geosound-Yerbilimleri, Cilt 1, 30, 151-174, Adana.
- Görmüş, M., 1997b. Türkiye'den örneklerle Orbitoides parametreleri ve bunların zaman-mekan içerisindeki değişimi üzerine bir tartışma. Türkiye Jeoloji Bülteni, 41(1), 85-98, Ankara.
- Görmüş, M. ve Sagular, E. K., 1998. Microboring activity in Orbitoides accumulations from Turkey, Journal of Israel Earth Science, 47, 61-67, Israel.
- Hinte, J.E. van, 1976. Cretaceous time scale. Bulletin of American Association Petroleum Geology, 60(4), 498-516, Chicago.
- Meriç, E., 1967. Sur quelques Loftusiidae et Orbitoididae de la Turquie. Publication of the University of İstanbul, Faculty of Sciences, B, 32(1-2), 1-58, İstanbul.
- Meriç, E., 1974. Sur la presence du genre Loflusia aux environs de Gönyük (Bolu, Nord-Quest de la Turquie). Publication of the University of İstanbul, Faculty of Sciences, B, 39(3-4), 227-232, İstanbul.
- Meriç, E., Ersoy, Ş. ve Görmüş, M., 1999. Loftusia (foraminifer) türlerinin Maastrichtiyen (Geç Kretase) Tetis Okyanusu 'ndaki paleocoğrafik yayılımı üzerine yeni görüşler, Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi, 22 (basımda), Ankara.
- Neumann, M. 1978. Le genre "Orbitoides" Reflexion sur les especes primitives attribuees a ce genre. Revue de Micropaleontologie, 29(4), 220-261, Paris.
- Papp, A., 1955. Orbitoides aus der oberkreide der Ostalpen (Gosausbichten). Sitzber. Osterr. Akad. wissenc, Math.-Naturw., K1(I), 164, 303-315.
- Robertson, A. H. F., 1990. Microplate tectonics and evolution of the Mesozoic-Tertiary İsparta Angle, SW Turkey, IESCA, 1990, International Earth Science Congress on Egean Regions, 1-6th Oct. 1990, İzmir, Turkey.
- Robertson, A. H. F., 1993. Mesozoic-Tertiary sediments and tectonic evolution of Neotetyan carbonate platforms, margins and small ocean basins in the Antalya Complex, Southwest Turkey. Spec. Pubs. Int. Ass. Sediment., 20, 415-465.
- Salaj, J. ve Samuel, O., 1966. Foraminifera der Westkarpaten-Kreide (Slowakei), 390s., Bratislava.
- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 181-241.

Makalenin geliş tarihi: 15.11.1998

Makalenin yayma kabul edildiği tarih : 04.05.1999

Received November 15, 1998

Accepted May 04, 1999

LEVHA I

Türkiye'nin değişik lokalitelerinden seçilmiş *Orbitoides gruenbachensis* Papp örnekleri,

1. Ekvatorial kesit, B. formu, Uyüköy (Bilecik), x8 (Meriç, 1967, levha 15 şekil 4),
2. Ekvatorial kesit, B formu'nun ilk localarının yakmdan görünümü, Osmaneli (Bilecik), x 85 (Meriç 1967, levha 15, şekil 6),
3. Ekvatorial kesit, A formu, Osmaneli (Bilecik), x7 (Meriç, 1967, levha 17, şekil 1),
4. Dış görünüm, Osmaneli (Bilecik), x 5.5 (Meriç, 1967, levha 15, şekil 19),
5. Embriyon'un yakm görünümü, Bilecik, x 40 (Meriç, 1967, levha 18, şekil 1),
6. Aksiyal kesit, A formu, Osmaneli (Bilecik), x11 (Meriç, 1967, levha 17, şekil 4),
7. Aksiyal kesit, A formu'nun kırıntılı çökeller içindeki görünümü, Kızılöz (Ankara), x 14 ;(Meriç, 1967, levha 17, şekil 3),

PLATE I

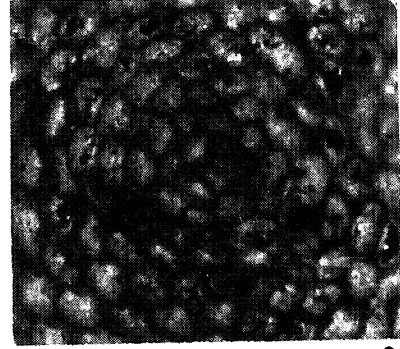
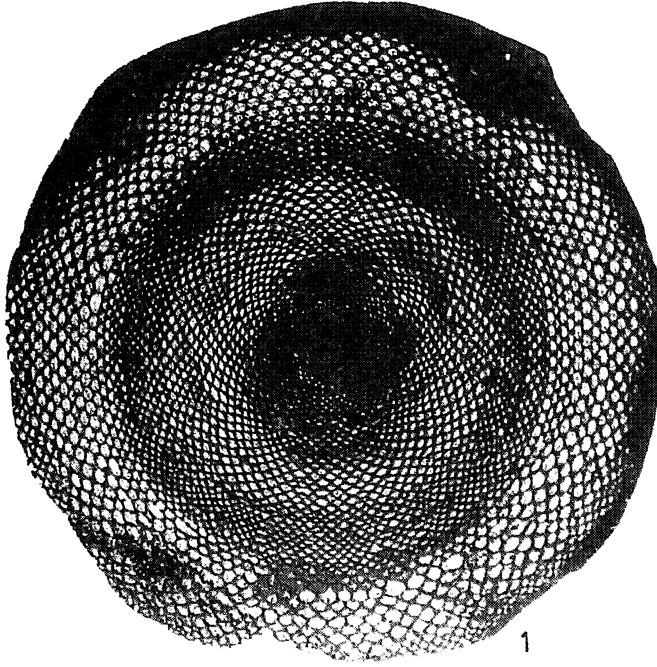
Selected *Orbitoides gruenbachensis* Papp specimens from the vorious localities of Turkey.

1. Equatorial section, B from, Uyüköy (Bilecik), + 8 (Meriç, 1967, pi. 15 fig. 4),
2. Equatorial section, nearer view of the first equatorial chambers in a B from, Osmaneli (Bilecik), x 85 (Meriç, 1967, pi. 15 fig. 6),
3. Equatorial section, A form, Osmaneli (Bilecik), x 70 (Meriç, 1967, pi. 17, fig. 1),
4. External view, Osmaneli (Bilecik, x 5.5 (Meriç, 1967, pi. 15, fig. 1),
5. A nearer view of embryo, Bilecik, x 40 (Meriç, 1967, pi. 18, sekili),
6. Axial section, A form Osmaneli (Bilecik), x 11 (Meriç, 1967, pi. 17, fig. 4),
7. Axial section, A form in the clastic sediments, Kızılöz (Ankara), 14 (Meriç, 1967, pi. 17, fig. 3),

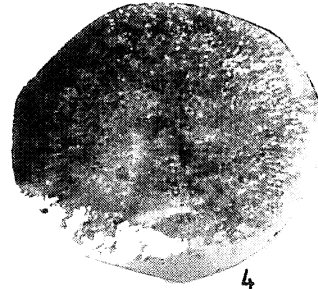
ORBİTOİDES GRUENBACHENSİS PAPP'IN MORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ VE YAYILIMI

LEVHA I

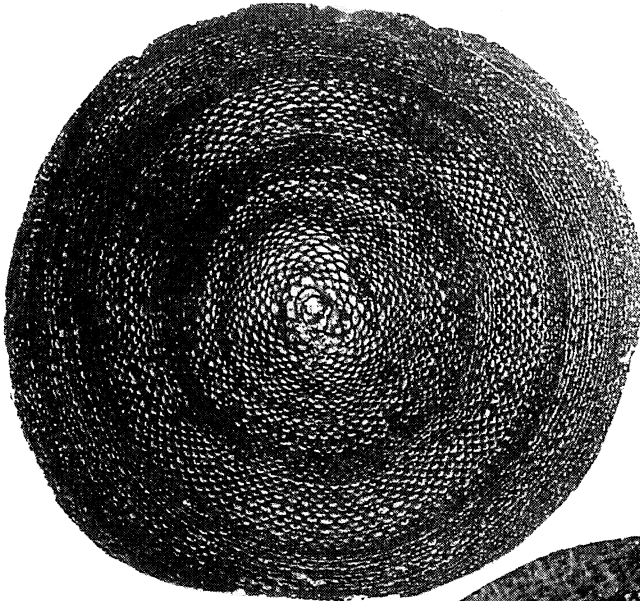
PLATE I



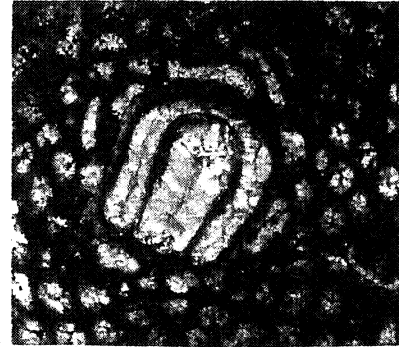
2



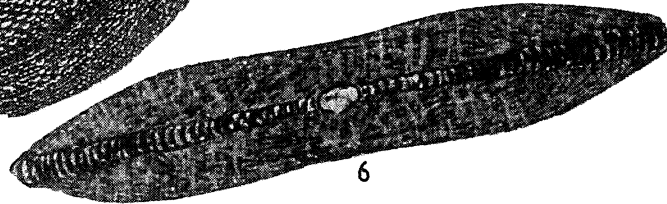
4



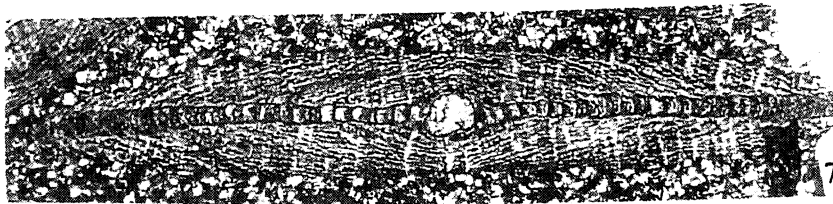
3



5



6



7

LEVHA II

Orbitoides gruenbachensis Papp'ın ekvatorial loca gelişimi ve embriyon görünümüleri,

1. Değinilen türün çoğunluğunda gözlenen ekvatorial loca gelişimleri, Osmaneli (Bilecik), OSM9.16, x 18 (halka ve yarım daire şekilli ekvatorial loca görünümüne dikkat ediniz),
2. Ekvatorial kesit, A formu, Osmaneli (Bilecik), x 40 (Meriç, 1967, levha 18, şekil 3),
3. İki localı embriyon görünümü, Osmaneli (Bilecik), x 40 (Meriç, 1967 levha 19, şekil 2),
4. Bölünme başlangıcındaki embriyon, Osmaneli (Bilecik), OSM6.30x30,
5. İki localı embriyon görünümü, Osmaneli (Bilecik), OSM11.32, x32,

PLATE II

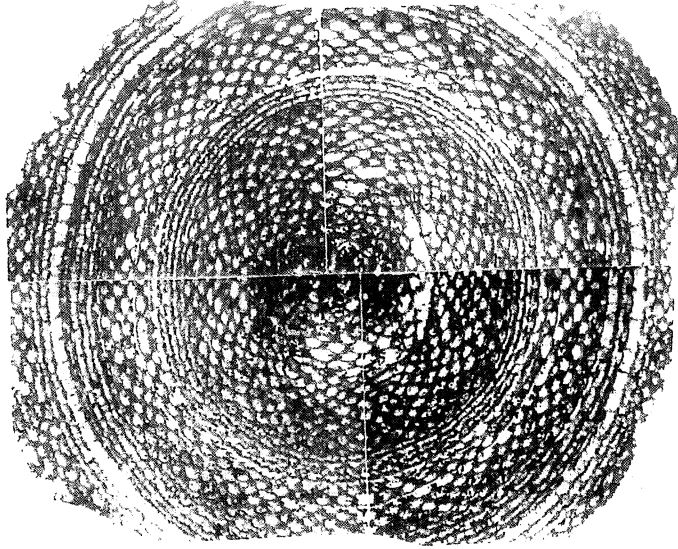
Budding of equatorial chamberlets and embryo views of *Orbitoides gruenbachensis* Papp,

- 1- Budding of equatorial chamberlets, Osmaneli (Bilecik), OSM9.16, x 18,
- 2- Embryo having two initial chamberlets, Osmaneli (Bilecik), x 40 (Meriç, 1967, pi. 18, fig. 3),
- 3- Embryo having two initial chamberlets, Osmaneli (Bilecik), x 40 (Meriç, 1967, pi. 19, fig. 2),
- 4- Budding of embryo related to reproduction, Osmaneli (Bilecik), OSM6.30, x 32,
- 5- Embryo having two initial chamberlets, Osmaneli (Bilecik), OSM 11.32, x 32

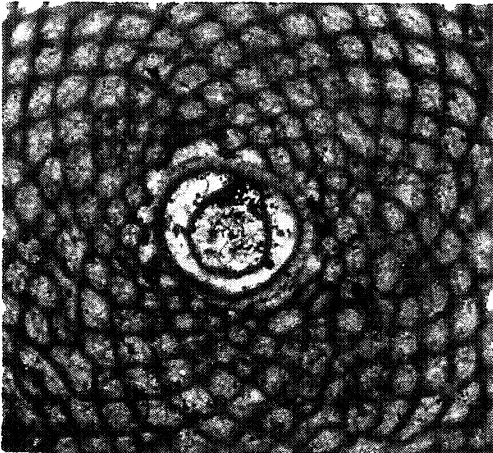
ORBİTOİDES GRUENBACHENSİS PAPP'IN MORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ VE YAYILIMI

LEVHA II

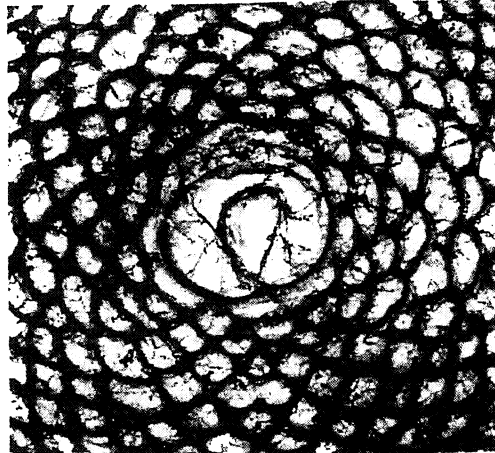
PLATE II



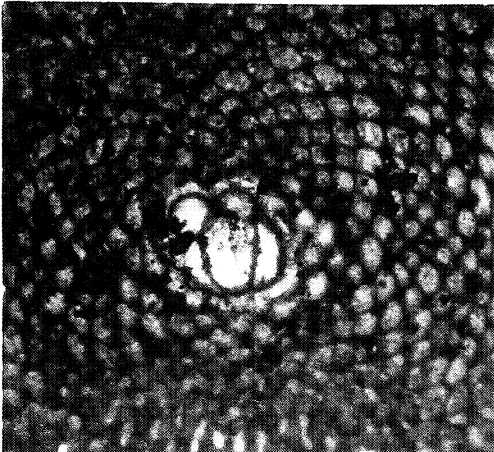
1



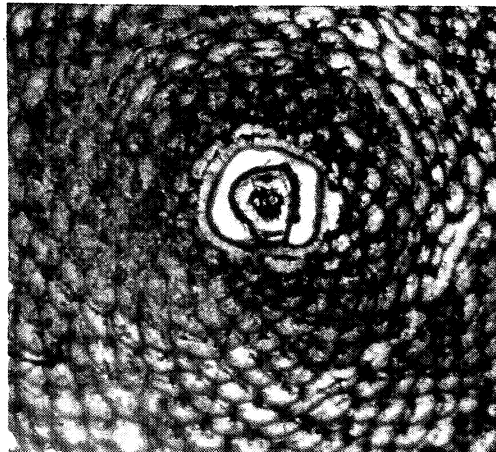
2



3



4



5

LEVHA III

Orbitoides gruenbachensis Papp'ın ayrıntılı embriyon görünüşleri,

1. Lateral embriyon locaları gelişmiş birey, Osmaneli (Bilecik), OSM6.37, x 62, ç: 9.5mm, k: 2mm, k/ç: 0.21, Lo+lo: 1.030mm, Li+li: 0.891, li/Li: 0.96, E: 10, P: 23 E/P: 0.57, te: 0.032mm,
2. Üçgen şekilli embriyon, Osmaneli (Bilecik) OSM 10.8, x 32, ç: 8mm, k: 1.2mm, k/ç: 0.15, Lo+lo: 1.010mm, Li+li: 0.891mm, li/Li: 1.05, E: 10, P: 20, E/P: 0.5, te: 0.030mm,
3. Oval şekilli embriyon, Osmaneli (Bilecik), OSM 9.28., x 62, ç: 6mm, k: 1.3mm, k/ç: 0.22, Lo+lo: 0.871mm, Li+li: 0.772, li/Li: 0.63, E: 9, P: 19, E/P: 0.4, te: 0.025mm,
4. Oval şekilli embriyon, Osmaneli (Bilecik), OSM5.1, x 32, ç: 6.1mm, k: 1.8mm, k/ç: 0.3, Lo+lo: 1.010mm, Li+li: 0.832, li/Li: 0.68, E: 8, P: 18, E/P: 0.47, te: 0.045mm,
5. Yaklaşık daire şekilli embriyon, Osmaneli (Bilecik), OSM6.19, x 62, ç: 7mm, k: 2mm, k/ç: 0.29, Lo+lo: 0.970mm, Li+li: 0.782mm, li/Li: 0.88, E: 14, P: 30, E/P: 0.57, te: 0.047mm,
6. Yaklaşık daire şekilli embriyon, Osmaneli (Bilecik), OSM5.7, x 32, ç: 7.5mm, k: 2mm, k/ç: 0.27, Lo+lo: 1.188mm, Li+li: 0.970mm, li/Li: 0.88, E: 8, P: 18, E/P: 0.55, te: 0.054mm,

ç: kavkı çapı, k: kavkı kalınlığı, k/ç: kavkı şekli, Lo: embriyon dış çeper uzunluğu, lo: embriyon dış çeper genişliği, Li: embriyon iç çeper uzunluğu, li: embriyon iç çeper genişliği, Li+li: embriyon büyüklüğü, E: toplam oksiler loca sayısı, P: embriyon sonrası gelişen toplam loca sayısı, E/P: ekvatorial localardaki büyüme oranı, te (Lo+lo)-(Li+li)/4): embriyon duvar kalınlığı,

PLATE III

Detailed embryo views of Orbitoides gruenbachensis Papp,

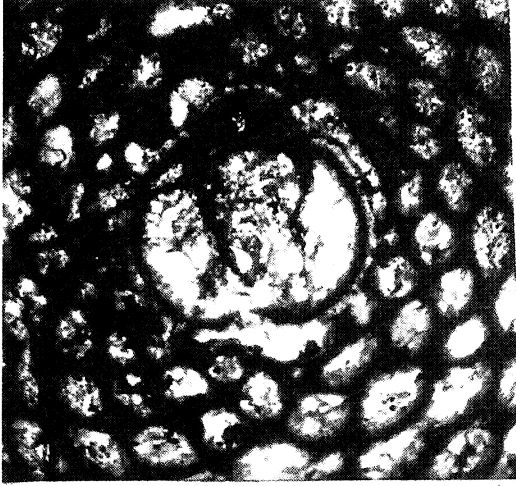
- 1- The individual having lateral initial embryo chamberlets, Osmaneli (Bilecik), OSM6.37, x 62, ç: 9.5mm, k: 2mm, k/ç: 0.21, Lo+lo: 1.030mm Li+li: 0.891, li/Li: 0.96, E: 10, P: 23, E/P: 0.57, te: 0.032mm,
- 2- Triangular shaped embryo, Osmaneli (Bilecik), OSM10.8, x 32, ç: 8mm, k: 1.2mm, k/ç: 0.15, Lo+lo: 1.010mm, Li+li: 0.891mm, li/Li: 1.05, E: 10, P: 20, E/P: 0.5, te: 0.030mm,
- 3- Spheric shaped embryo, Osmaneli (Bilecik), OSM9.28, x 62, ç: 6mm, k: 1.3mm, k/ç: 0.3, Lo+lo: 1.010mm, Li+li: 0.832, li/Li: 0.88, E: 14, P: 30, E/P: 0.57, te: 0.047mm,
- 4- Spheric shaped embryo, Osmaneli (Bilecik), OSM5.1, x 32, ç: 6.1 mm, k: 1.8 mm, k/ç: 0.3, Lo+lo: 1.010mm, Li+li: 0.832, li/Li: 0.68, E: 8, P: 18, E/P: 0.47, te: 0.045 mm,
- 5- Circular shaped embryo, Osmaneli (Bilecik) OSM5.7, x 32, ç: 7.5mm, k: 2mm, k/ç: 0.27, Lo+lo: 1.188mm, Li+li: 0.970mm, li/Li: 0.88, E: 8, P: 18 E/P: 0.55, te: 0.054mm,
- 6- Circular shaped embryo, Osmaneli (Bilecik), OSM5.7, x 32, ç: 7.5 mm, k: 2 mm, k/ç: 0.27, Lo+lo: 1.118 mm, Li+li: 0.970 mm, li+Li: 0.88, E: 8, P: 18, E/P: 0.55, te: 0.054 mm,

ç: test diameter, k: test thickness, k/ç: test shape, Lo: outer length of embryo, lo: outer width of embryo, Li: inner length of embryo, li: inner width of embryo, Li+li: embryo size, E: the number of auxiliary chamberlets, P: the number of perieinbnyomic chamberlets, E/P: budding step, te (Lo+lo)-(Li+li)/4): thickness of embryonic wall,

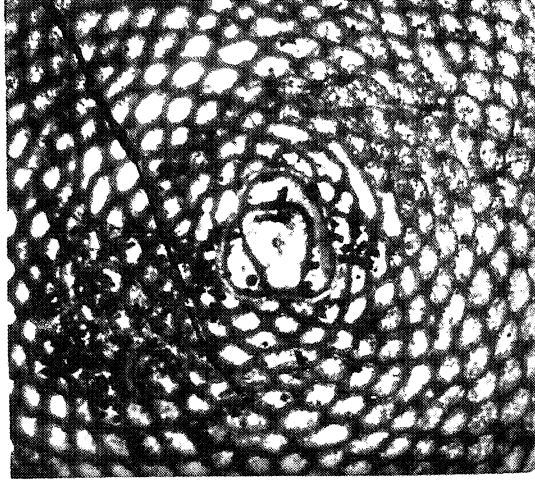
ORBİTOİDES GRUENBACHENSİS PAPP'IN MORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ VE YA YILIMI

LEVHA III

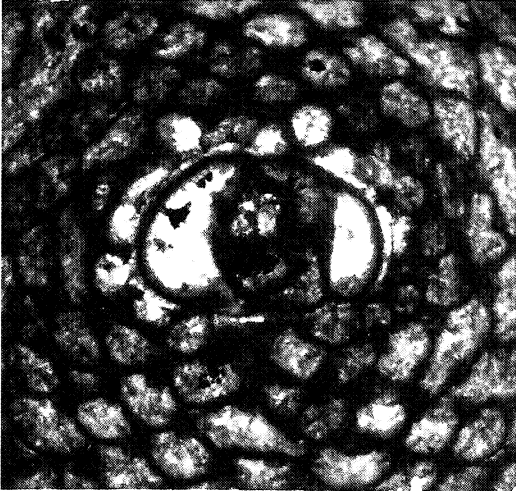
PLATE III



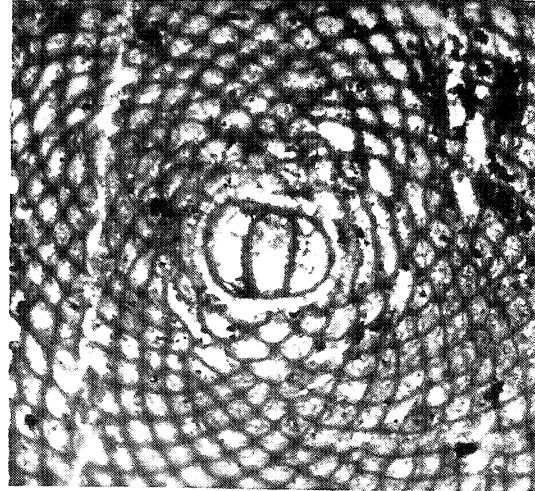
1



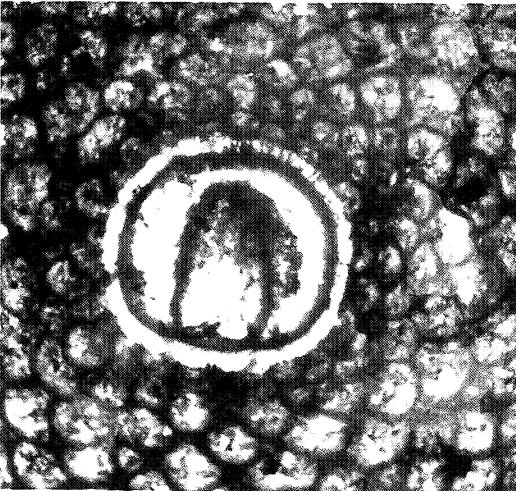
2



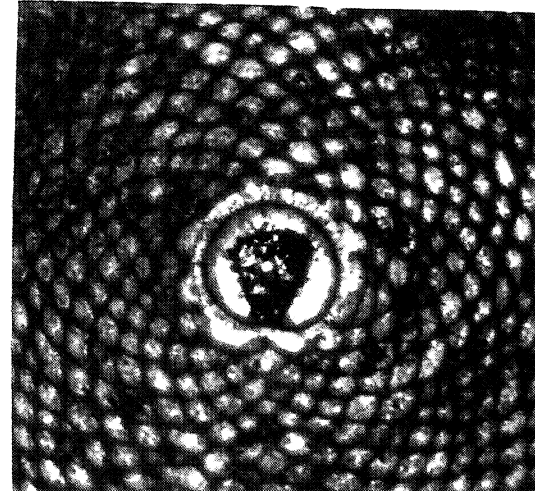
3



4



5



6



Şereflikoçhisar Maastrichtiyen Pnde Yeni Bir Orbitoidal Foraminifer Cinsi

A New Orbitoidal Foraminiferal Genus From The Maastrichtian of Şereflikoçhisar

Engin MERİÇ İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Avcılar, 34850 İstanbul
Nurdan İNAN Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas

Öz

Şereflikoçhisar güneydoğusunda, Orta Maastrichtiyen yaşlı Asmaboğazı Formasyonu'nda; konik flabelliform şekilli, kavkınsının dışbükey yüzünde aynen *Sivasella* cinsinde olduğu gibi bir hiyalin kalker çeper taşıyan, bunun altında ise *Ilgazina* cinsinin ekvatorial localarına benzer localar içeren ve yeni bir bentik orbitoidal foraminifer olduğu düşünülen birkaç birey gözlenmiştir.

Anahtar Sözcükler : now. Gen., Orta Maastrichtiyen, Şereflikoçhisar, Türkiye.

Abstract

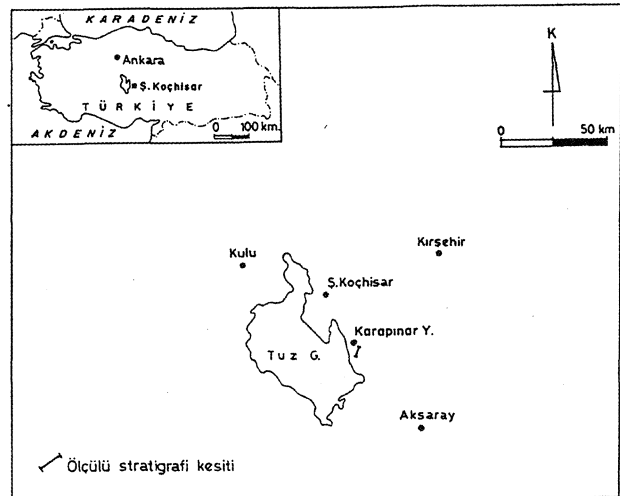
In this study, a few individuals of probably a new orbitoidal foraminiferal genus, conic flabelliforme in shape, having hyaline calcareous wall as well as in the same wall of the concave side of the *Sivasella* genus and including similar chamberlets to the equatorial chambers of the *Ilgazina* genus are described.

Key Words: now. Gen., Middle Maastrichtian, Şereflikoçhisar, Turkey.

GİRİŞ

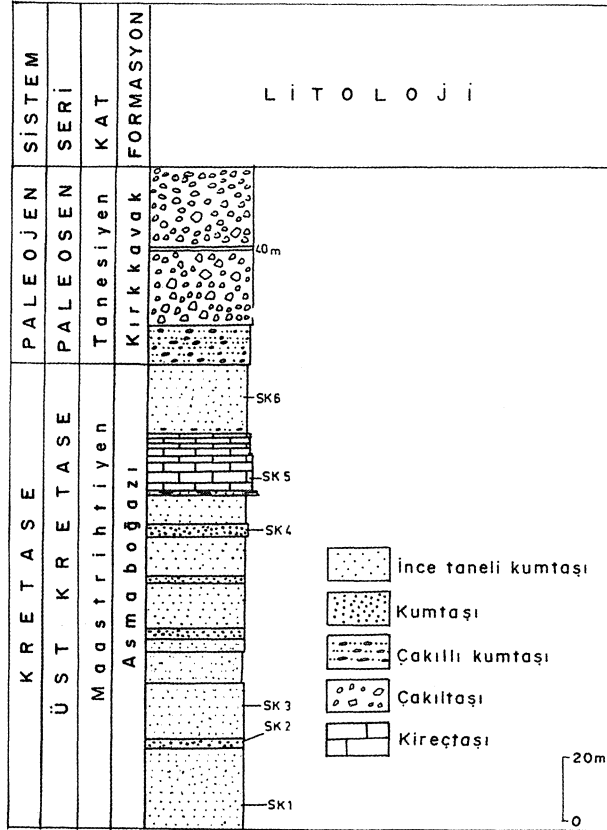
Şereflikoçhisar (Tuzgölü Havzası) GD'sunda yer alan Karapınar Yaylası güneyinde (Şekil 1) yüzlekler sunan Geç Kretase yaşlı Asmaboğazı Formasyonu zengin bir rudist topluluğu (*Hippurites cornucopiae* Defrance, *Vaccinites loftusi* Woodward, *Vaccinites orientalis* Milovanovich, *Tpironea polystyla* (Pironea), *Sphaerulites solutus* Pethö, *Pseudopolyconites ovalis* Milovanovich, *Lapeirousia cf. Jouanneti* (des Moulins), *Lapeirousia cf. Plana* Milovanovich, *Mitrocaprina bulgarica* Tzankov, *Sabinia* sp.) (Özer, 1983, 1985, 1988) ve beraberinde *Loftusia* sp., *Orbitoides apiculatus* Schlumberger, *Orbitoides medius* (d'Archiac), *Pseudomphalocylus blumenthali* Meriç, *Omphalocylus macroporus* (Lamarck), *Hellenocyclina beotica* Reichel, *Lepidorbitoides* sp., *Cideina soezerii* (Sirel), *Siderolites*

calcitrapoides Lamarck gibi zengin denilebilecek bir bentik foraminifer topluluğu içerir.



Şekil 1: Buldum haritası.
Figure I: Location map.

Asmaboğazi Formasyonu'nun Karapınar Yaylası ölçülmüş stratigrafik kesitinde (Şekil 2) SK-6 olarak belirlenen düzeyde *Orbitoides medius* (d'Archiae), *Orbitoides sp.*, *Siderolites calcitrapoides* Lamarck ve yeni bir cins olduğu düşünülen bentik foraminifer fertleri gözlenmiştir.



Şekil 2: Karapınar Yaylası (Şereflikoçhisar) yöresi genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Özer, 1985).

Figure 2: Generalized stratigraphic section from the Karapınar Yaylası (Şereflikoçhisar) area (Özer, 1985).

SİSTEMATİK TANIMLAMA

Yeni olduğu düşünülen cinsin sınıflamasında Loeblich ve Tappan (1988)'in önerdiği sistematik düzene uyulmuştur.

Takım Foraminiferida Eichwald, 1830

Alt Takım Rotaliina Delage ve Herouard, 1896

Üst Familya Orbitoidacea Schwager, 1876

Familya Orbitoididae Schwager, 1876

Alt Familya Orbitoidinae Schwager, 1876

n.gen, n. sp.

Levha 1, şekil 1,2,2a

Holotip: Aksial kesit, levha 1 şekil 1

Paratip: Ekvatorial kesit, levha 1, şekil 2, 2a

Depo: Holotip ve paratip İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümünde ilk yazar tarafından muhafaza edilmektedir.

Tip Yer: Karapınar Yaylası Köyü-Şereflikoçhisar.

Bulunduğu Stratigrafik Düzey: Orta Maastrichtiyen. Yörede gözlenen rudist topluluğuna göre istifin yaşı Alt Maastrichtiyen'in üstü ve Orta Maastrichtiyen'dir. (Özer, 1997, Sözlü görüşme) Birimin içerdiği foraminifer topluluğu dikkate alınırsa *Orbitoides apiculatus* Schlumberger ve *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck)'un birlikteliği istifin Orta Maastrichtiyen yaşlı olduğunu vurgular.

Tanımlama: Kavkı koniktir. Kavkının dış bükey tarafında hiyalin kalker çeper gözlenir. Bu çeper kavkının dış bükey yüzeyinde merkez ve kenarlarda 25 mikron, merkez ile kenar arası alanda 75 mikron olarak ölçülmüştür. Ekvatorial localar birbirini kesen farklı iki düzlemde gelişmiştir, tnce, uzun sık kirişler gözlenir.

Benzerlik ve farklar: Hiyalin kalker çeper varlığı ile *Sivasella* Sirel-Gündüz, 1978 cinsine benzerlik gösterir. Sık, ince ve uzun kirişler arasındaki fazla sayıdaki yan locaların varlığı ile ekvatorial locaların şekliyle de *İlgazina* Erdoğan, 1995'e benzer. Fakat, konik flabelliform kavkı şekli ile ondan kolaylıkla ayırtlanır.

DEĞİNİLEN BELGELER

Erdoğan, K., 1995. Yeni bir orbitoidal foraminifer cins ve türü: *İlgazina unilateralis* n.gen., n. sp. Türkiye Jeoloji Bülteni, 38(1) 11-23.

Loebh, A. R. Jr. ve Tappan, H., 1988. Foraminiferal genera and their classification: Van Nostrand Reinhold Company, New York, 2 volumes, 970p. Plus 222p. 847pl.

Özer, S., 1983. Les formations a rudistes du Senomanien superieur d'Anatolie Centrale (Turquie). Trav. Lab. Stra. Paleocologie, Univ. Provence, Nouvelle Serie, 1, 32p., Marseille.

Özer, S. 1985. İç Anadolu Bölgesi rudist paleontolojisi ve paleobiyocoğrafyası. Doktora tezi, DEÜ, 183p. İzmir

ŞEREFLİKOÇHİSAR MAASTRİHTİYEN'İNDE YENİ BİR ORBITOIDAL FORMİNİFER CİNSİ

Özer, S., 1988. Orta-Doğu-Güneydoğu Anadolu ve Ko-caeli Yanması'nda bulunan *Pironea* (rudist) türle-rinin paleontolojisi ve biyocoğrafyası. Türkiye Je-oloji Kurumu Bülteni, 31 (1), 47-58.

Sirel, E. ve Gündüz, H., 1978. Description of *Sivasella* n.gen. (Foraminifera) from the Maastrichtian of Si-vas (Central Turkey). Türkiye Jeoloji Kurumu Bül-teni, 21 (1), 67-7.

Makalenin geliş tarihi: 20.11.1997

Makalenin yayına kabul edildiği tarih : 09.03.1999

Received November 20, 1997

Accepted March 09, 1999

LEVHA 1

n.gen., n. sp.,

Şekil 1: Aksiyal kesit, +20, Karapınar Yaylası, Şereflikoçhisar.

Şekil 2: Eğik ekvatorial kesit. 2a, x10;2b, x45, Karapınar Yaylası, Şereflikoçhisar.

PLATE 1

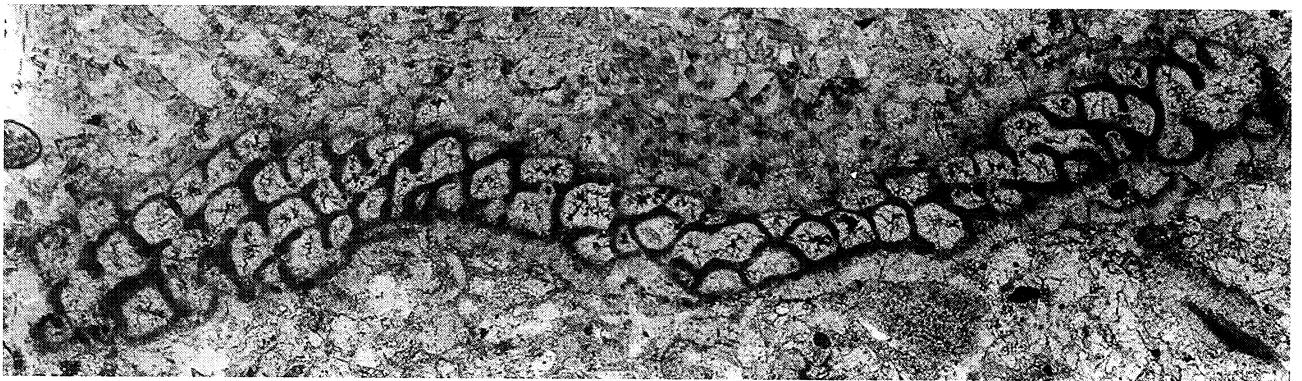
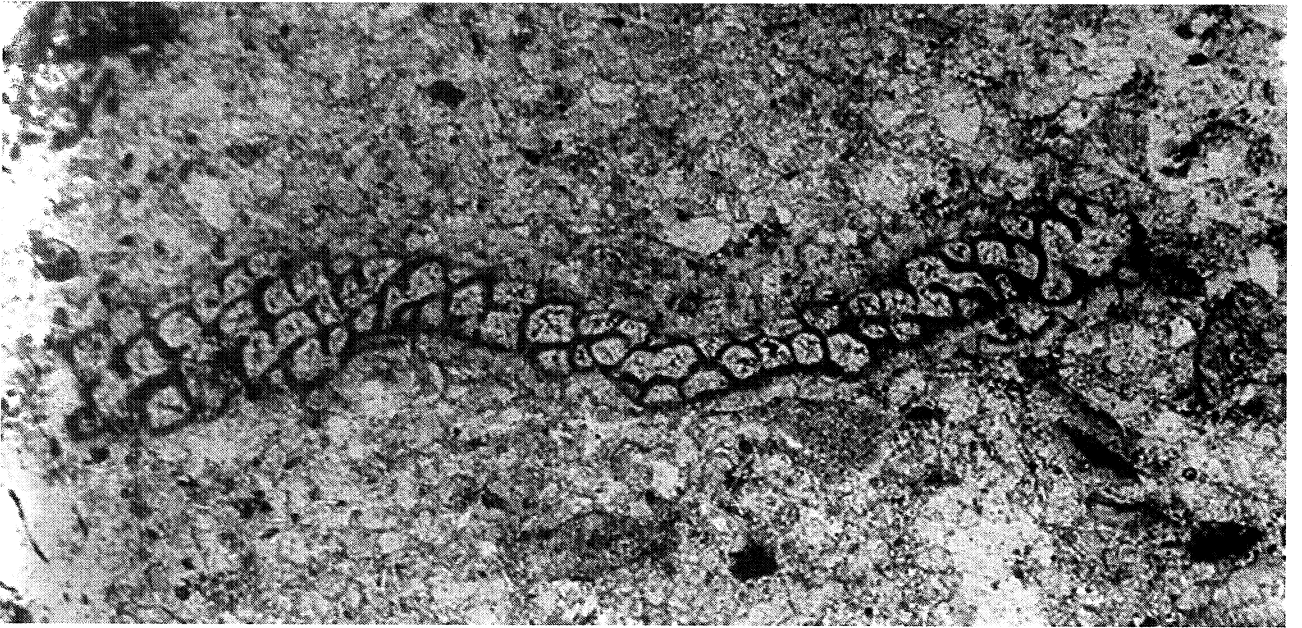
n.gen., n. sp.,

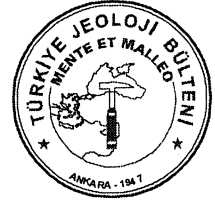
Figure 1: Axial section, x20, Karapınar Yaylası, Şereflikoçhisar.

Figure 2: Sub-equatorial section, 2a, x10, 2b, x45, Karapınar Yaylası, Şereflikoçhisar.

LEVHA I

PLA T EI





Çolaklı (Harput-Elazığ) Damar Tipi Pb-Zn Cevherleşmelerinin Jeolojisi

The Geology of the Çolaklı (Harput - Elazığ) Vein Type Pb-Zn Mineralizations

Ahmet ŞAŞMAZ
Ahmet SAĞIROĞLU

Fırat Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 29119 Elazığ.
Fırat Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 29119 Elazığ.

Öz

Çolaklı (Elazığ) cevherleşmeleri Koniasiyen- Kampaniyen yaşlı Elazığ Magmatitlerine ait diyoritik kayalar içerisinde, kırık zonlarına yerleşmiş damarlar halinde bulunmaktadır. Bu damarlar genelde K 10-60° B doğrultuya ve düşeye yakın eğimlere sahip olup, kalınlıkları 0.5 - 3.5 m., uzunlukları ise 250 m ile 800 m arasında değişmektedir. Damarlar ve çevresinde silileşme, karbonatlaşma ve kaolenleşme gibi yaygın alterasyonlar izlenmektedir. Damarların cevher mineralleri galen, sfalerit, frayberjit, pirit, kalkopirit, kübanit, tetraedrit, barit ve bunlardan türemiş sekonder minerallerdir. Bu cevher mineralleri damar içerisinde masif veya saçınımlı olarak bulunmaktadır. Cevherli örneklerin kimyasal analiz sonuçları buradaki cevherleşmelerin Pb, Ag, Zn ve Sb açısından önemli olabileceğini göstermiştir. Ag galen içerisinde kapanımlar halinde bulunan frayberjitin yapısındadır ve bu durum Pb-Ag, Cu-Sb, Ag-Sb korelasyon katsayılarının oldukça yüksek (sırasıyla $r=0.82$, $r=0.73$, $r=0.86$) olmasıyla da açıkça gözlenmektedir.

Çolaklı cevherleşmelerinin, diyoritik kayaların tektonizmaya uğrayıp kırılmasından daha sonra gelişen bölgedeki magmatizmanın son evreleri olarak kabul edilen granitik sokulumlardan kaynaklanan hidrotermal çözeltilerle oluştuğu düşünülmektedir. Cevherli damarların doldurduğu kırık sisteminin bazı kırıkların aplitik damar kayaları ve kuvarsla doldurulmuş olması bu görüşü desteklemektedir.

Anahtar Sözcükler : Elazığ magmatitleri, Frayberjit, Pb-Ag cevherleşmesi

Abstract

Çolaklı-Elazığ mineralizations occur as vein type fillings in the fracture zones of diorite rocks of Coniacian-Camp union Elazığ magmatites. The veins strike N10-60° W and dip vertically. They extend between 250-800 meters and their thicknesses vary between 0.5-3.5 meters on the surface. The ore mineral assemblage of the veins are galena, freibergite, pyrite, cubanite, chalcopyrite, tetraedrite, barytine and secondary minerals derived there. The ore is massive or disseminated within the carbonate minerals and quartz. The chemical analysis give high Pb, Ag, Zn and Sb values. Ag takes places in the structure of freibergite which itself occurs always as enclosed in galena This is well demonstrated by high Ag-Pb, Cu-Sb and Ag-Sb values ($r=0.82$, $r=0.73$ and $r=0.86$ respectively).

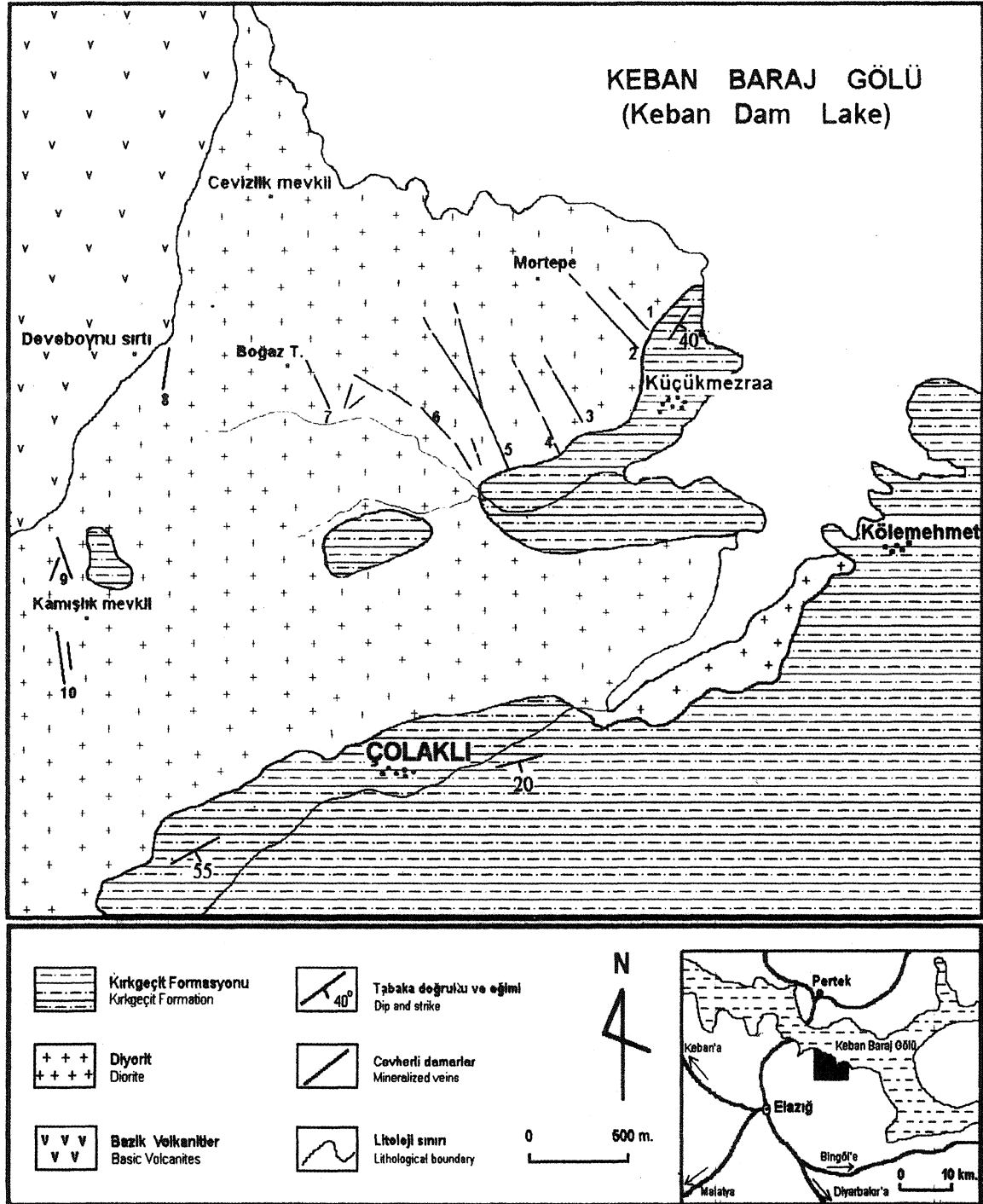
Çolaklı mineralization appears to be formed by the late phase magmatic solutions originated from granitic intrusions which followed the deformation and fracturing of the dioritic rocks. This model is supported by the presence of aplite and quartz-filled veins within the ore veins.

Key Words : Elazığ magmatites, Freibergite, Pb-Ag mineralization.

GİRİŞ

Çolaklı cevherleşmeleri Elazığ ili 20 km. kuzeyinde Harput nahiyesine bağlı Çolaklı ve Küçükmezraa köyleri arasında yer almaktadır (Şekil 1). Çalışmaya konu olan bu cevherleşmeler Elazığ K42 b3 paftası içerisinde ve yaklaşık 20 km²'lik bir alanda yüzeylenmektedir.

Çolaklı cevherleşmeleri daha önce incelenmemiş olup cevherleşmeler hakkında herhangi bir yayın da bulunmamaktadır. Ancak çalışma alanını da içine alan bölgede değişik amaçlı bir çok çalışma yapılmıştır.



Şekil 1: Çalışma alanının jeoloji haritası
Figure 1: Geological map of the studied area.

ÇOLAKLI (HARPUR - ELAZIĞ) Pb-Zn CEVHERLEŞMELERİ

Bu çalışmaların çoğu genel jeoloji (Naz, 1979; Tuna, 1979, Avşar, 1983, Tatar, 1987; İnceöz, 1995), petrografik-petrolojik (Bingöl, 1984; Yazgan, 1984; Asutay, 1985; Yazgan, E. ve Chessex, R., 1991; Akgül, 1993) ve metalojenik (Sağiroğlu, 1986; Sağiroğlu ve Preston, 1987; Şaşmaz ve Sağiroğlu, 1990; Sağiroğlu, 1992; Altunbey, 1996, Akgül ve Şaşmaz, 1996) amaçlı çalışmalardır. Bu çalışmanın temel amacı Çolaklı kuzeyinde yer alan cevherli damarların mineralojik, kimyasal ve genetik olarak incelenmesidir. Bunun için önce yörenin jeoloji haritası yapılmış, damarların konumları saptanmış ve buralardan alınan çok sayıda cevher ve ana kayaç örneğinden parlak ve ince kesitler yapılarak mikroskopta incelenmiştir. Gerekli görülen cevherli örnek ve kayaçların kimyasal analizleri yapılarak eser element içerikleri belirlenmiştir. Analiz sonuçları istatistiksel olarak değerlendirilerek elementler arasındaki korelasyonlar ortaya çıkarılmıştır.

JEOLOJİ

Bölgede iki farklı litolojik topluluk yer almaktadır. Bunlar Koniasiyen-Kampaniyen yaşlı Elazığ Magmatitleri ile Orta-Üst Eosen yaşlı Kırkgeçit formasyonudur.

Elazığ Magmatitleri

Birim, granit, granodiyorit, diyorit ve monzodiyorit ile bunların damar ve yüzey bileşenlerinden oluşmaktadır. Elazığ magmatitlerinin kapsadığı alanlarda yer yer volkanik ve volkano-sedimanter birimler de yer almaktadır. Elazığ Magmatitleri çalışma alanında iki farklı birim altında incelenmiş ve haritalanmıştır (Şekil 1).

Bazik Volkanitler

Çalışma alanının batı kısmında Deveboynu sırtında gözlenmekte olup (Şekil 1), çalışma alanı dışında geniş alanlar kaplamaktadır. Bazik volkanitler çok ince taneli ve koyu renkli olması nedeniyle diyoritik kayaçlardan kolaylıkla ayrılmaktadır. Bu birim daha sonra bölgeye yerleşen diyorit ve granitik kayaçlar tarafından kesilmiştir. Bu kayaçların yerleşmesi sırasında bazik volkanitler yoğun olarak tektonizma ve alterasyona uğramıştır. Mikroskopik olarak kayaç aşırı derecede ayrılmış plajiyoklas ve amfibollerden oluşmaktadır. Kayaçta yer yer porfirik ve camsı dokular gözlenmektedir.

Diyoritik Kayaçlar

Çalışma alanında geniş alanlar kaplayan diyorit Mortepe, Boğaz tepe, Kamışlık mevki ve Çolaklı köyü kuzeyinde gözlenmektedir (Şekil 1). Birim arazide yüzeyel alterasyondan aşırı derecede etkilenerek agregalaşmış, yer yer killeşmiştir. Bu alterasyon derinlere doğru oldukça etkili olmuştur. Alterasyonun da etkisi ile arazide gri rengi ile diğer birimlerden kolaylıkla ayrılmaktadır. İri kristalli minerallerden meydana gelmiştir. Özellikle 1-2 cm büyüklüğe sahip özşekilli biyotitler arazide makroskopik olarak tanımlanabilmektedir.

Bu kayaçların mikroskopik incelemelerinde %65-70 plajiyoklas, %15-20 hornblend ve %10 civarında da biyotit içerdikleri saptanmıştır. Bu minerallerin yanında yaklaşık %5'e yakın kuvars ve ortoklaz da gözlenmektedir. Plajiyoklazlar yer yer karbonatlaşmış ve killeşmiş, ortoklazlar ise çoğunlukla serisitleşmiştir.

Çalışma alanında diyoritik kayaçları kesen damar kayaçları yer almaktadır. Bunlar genellikle KB-GD doğrultulu, aplit ve lamprofir bileşimlidirler. Özellikle aplitler yaygın olarak turmalin içermektedir. Lamprofirler ise plajiyoklas ve hornblendten oluşmaktadır.

Elazığ Magmatitleri Koniasiyen-Kampaniyen yaşlı yay magmatizması ürünü kayaçlardan oluşmaktadır (Yazgan, 1984; Akgül, 1993). Bu kayaçlar kısmen okyanusal kabuk, kısmen de kalın olmayan kıtasal kabuk üzerinde gelişmiştir (Yazgan, 1984; Bingöl, 1984; Akgül, 1993).

Kırkgeçit Formasyonu

Çalışma alanı doğu ve kuzeyinde yer alan birim Küçükmezra ve Çolaklı köyü güney ve doğusunda gözlenmektedir ve Elazığ Magmatitleri üzerine uyumsuzlukla gelmektedir. Tabanda çakıltası ve kumtaşı serileriyle başlamakta, yukarıya doğru kireçtaşları ve marnlara geçmektedir. Genellikle tabakalaşma gösteren bu birim 20-55° güneydoğuya doğru eğimlidir. Yörede, çalışmalar yapan Avşar (1983) birim içerisinde bulunduğu fosillere dayanarak, birime Orta-Üst Eosen yaşını vermiştir.

YAPISAL JEOLOJİ

Yörede 1966 yılından beri değişik amaçla yapılan çalışmaların çoğunda, Üst Kretase'den günümüze kadar K-G doğrultulu genellikle sıkışma, bazen de genişleme tek-

toniğinin etkisiyle, bölgede büyük ve küçük ölçekte yapıların oluştuğu belirtilmekte olup, magmatik faaliyetler, çeşitli bindirmeler ve doğrultu atımlı faylar bunların tipik örneklerdir (Şengör ve Yılmaz, 1983, Yazgan, 1984; Aktaş ve Robertson, 1984; Tatar, 1987; Turan ve diğ., 1993; Aksoy, 1994).

Çalışma alanındaki Elazığ Magmatitleri içerisinde bir çok kırıklı yapı ile Kırkgeçit Formasyonu içerisinde

kıvrımlı yapılar gözlenmektedir. Elazığ Magmatitleri içerisindeki kırıklar, genellikle K-G veya GB-GD doğrultulu sıkışmanın meydana getirdiği, D-B veya KD-GB doğrultulu genleşme tektoniğine bağlı olarak oluşmuş yapılarıdır. Bunların uzanımları 250-800 m. civarında olup, birbirine paralel şekilde uzanmaktadır (Şekil 1, Çizelge 1).

Çizelge 1: Çalışma alanındaki cevherli damarların jeolojik özellikleri
Table 1: The geological features of mineralized veins in the study area.

| Damar No | Duruşu | Cevher min. | Gang min. | Kalınlık | Uzunluk |
|----------|--------|-----------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------|-----------|-----------|
| 1 | K 50 B | Galen | Kalsit | 20-25 cm | 80-10 m |
| 2 | K 50 B | Galen, sfalerit, kalkopirit | Kuvars, kalsit siderit | 40-50 cm | 250-300 m |
| 3 | K 35 B | Galen, sfalerit | Kalsit rodokrozit | 15-20 cm | 200-250 m |
| 4 | K 30 B | Falen | Kuvars, barit | 50-200 cm | 250-300 m |
| 5 | K 28 B | Galen, sfalerit, frayberjit, tetraedrit | Kalsit barit kaolen | 50-350 cm | 750-800 m |
| 6 | K 65 B | Galen, sfalerit, kalkopirit kübanit frayberjit tetraedrit | Kalsit siderit rodokrozit kaolen, barit Kuvars, kalsit | 50-100 cm | 650-700 m |
| 7 | K 35 B | Kalkopirit pirit galen | Kalsit barit | 25-100 cm | 100-120 m |
| 8 | K 15 D | Galen, sfalerit | Kalsit siderit | 25-30 cm | 15-20 m |
| 9 | K 25 B | Galen, kalkopirit sfalerit | Kaolen | 15-20 cm | 25-30 m |
| 10 | K 10 B | Galen, galen, kalkopiritkalkopirit | Kaolen, kalsit kuvars | 80-100 cm | 150-200 m |

Bu kırıkların doğrultusu K 35-50°B, eğimleri ise düşey veya düşeye yakındır. Bu kırıkları zaman zaman verevine kesen kırıklarda bulunmaktadır. Bunların doğrultuları ise KD-GB şeklindedir. Bu kırıkların içerisi kuvars, karbonatlar (kalsit, siderit, rodokrozit) ve sülfürlü cevher minerallerince doldurulmuştur.

Çolaklı batısındaki Billurik derece cevherli kırıklar KD-GB ve K-G (Şaşmaz ve Sağiroğlu, 1990), Kızıldağ çevresindekilerin ise KD-GB doğrultulu iken (Sağiroğlu 1986), Çolaklı çevresindeki kırıklar ise genellikle KB-GD doğrultusuna sahiptir. Bölgede yapılan çalışmalar Orta-Üst Eosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonunun bu kırık ve faylanmalardan kesinlikle etkilenmediğini göstermektedir, dolayısıyla bu kırıklar Üst Kretase-Eosen yaş aralığında oluşmuş olmalıdır. Yörede tektonik amaçlı çalışmalar yapan Tatar (1987) ve İnceöz (1995) bu kırıkların Üst Kretase'den beri süregelen K-G ve KB-GD doğrultulu sıkışma gerilmesi sonucu oluştuğunu belirtmişlerdir.

CEVHERLEŞMELER

Elazığ çevresinde Elazığ Magmatitleri içerisinde çok sayıda cevherleşme gözlenmektedir; Billurik dere ve Kızıldağ çevresi, Baskil-Topalkem, Baskil-Nazaruşağı, Piran Köyü (Keban) güneyi, Gurbetmezrası (Yurtbaşı) ve Kız Mehmet (Malatya). Bu cevherleşmelerin hemen hemen hepsi damar tipinde gelişmiştir ve Pb, Zn, Cu, As, Bi, Ag ve Au açısından önemli olabilecek potansiyellere sahiptir. Ancak bu cevherleşmelere yönelik madencilik çalışmaları yeni yeni başlamaktadır.

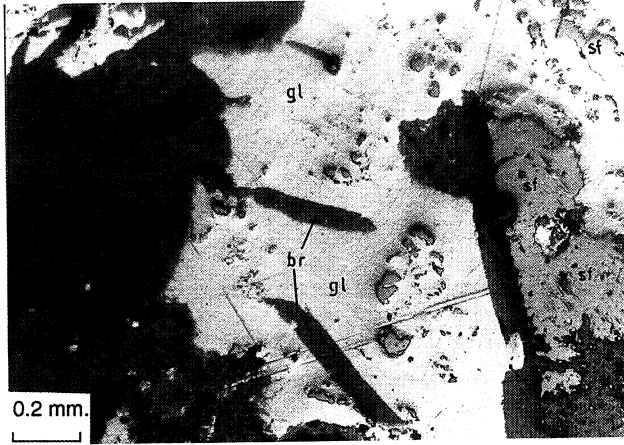
Çolaklı (Elazığ) köyü cevherleşmeleri de bunların tipik örnekleri olup; Elazığ Magmatitlerinin diyoritik kayaları içinde, kırık hatları boyunca oluşmuşlardır. Çolaklı cevherleşmelerinden Küçükmezraa batısındaki damarlar K 35-60° B, Kamışlık çevresindekiler ise K 10-20° B doğrultulu kırık zonlarına yerleşmiştir (Şekil 1). Ayrıca bu damarları KD-GB doğrultusunda verevine kesen bir çok küçük damar daha bulunmaktadır. Bu da-

ÇOLAKLI (HARPUT - ELAZIĞ) Pb-Zn CEVHERLEŞMELERİ

marların eğimleri düşey veya düşeye yakındır. Çalışma alanında önemli sayılabilecek az çok birbirine paralel olarak uzanan on adet cevherli damar bulunmaktadır (Şekil 1). Bunların görünür uzunlukları, kalınlıkları ve mineralojik özellikleri Çizelge 1'de toplu halde verilmiştir. Yukarıdaki damarların yanında özellikle Kamaşlık mevkiinde, devamlılığı fazla olmayan çok sayıda damar bulunmaktadır. Bunlar Küçükmezraa batısındaki damarlarla benzer mineralojik ve dokusal özelliklere sahiptir. Cevherli damarlar üzerinde belirli aralıklarla yarmalar yapılmış ve damarların derinlere doğru olan değişim ve derişimi belirlenmeye çalışılmıştır. Damarların uzanımları, ortalama kalınlıkları ve düşey yöndeki değişimleri (yarma ve derelerde izlendiği kadarıyla) incelenmiş ve ortalama %10 Pb tenörü dikkate alınarak 550.000 ton görünür olası rezerv hesaplanmıştır. Çolaklı köyünün hemen kuzeyindeki diyoritik kayalar aşırı derecede altere olmuş ve topraklaşmıştır. Bu nedenle buralarda bulunabilecek cevherli damarlar ince bir toprak örtüsü tarafından örtülmüş olmalıdır. Cevherli damarlar yüzeyde silisleşme, killeşme ve karbonatlaşmanın etkisiyle gri-beyaz, limonitleşmenin etkisiyle de açık sarı-koyu kahverengi renklerde gözlenmektedir.

Galen

Yöredeki damarlarda en baskın bulunan cevher mineralidir. Galenin içerisinde genellikle sfalerit kapantı, frayberjit ise ayrılım halinde gözlenmektedir (Şekil 2, 3).



Şekil 2: Galen (gl) sfalerit (sf) ve baritin (br) mikroskoptaki görünümü.
Figure 2: Microscopic view of galena (gl), sphalerite (sf) and barite (br)

Galen cevherli damarlarda gang içerisinde saçınındı (iri kristalli), ağsı ve masif (ince taneli) halde izlenmektedir. Ancak en yaygınları masif ve ağsı yapıda olanlarıdır.



Şekil 3: Galen (gl) ve frayberjitin (fr) mikroskoptaki görünümü
Figure 3: Microscopic view of galena (gl) and freibergite (fr)

Frayberjit

(Cu, Fe, Ag, Sb, As) S), sadece galen içerisinde serbest taneler (Şekil 3) ve kurtçuklar halinde gözlenmektedir. Tane boyu birkaç mikrondan 250-300 mikrona kadar ulaşmaktadır. Frayberjit galene göre krem-yeşilimsi kahverengi rengi ve daha sert oluşu ile ayrılmaktadır.

Sfalerit

Genellikle küçük, bazen de iri taneler halinde gözlenmektedir ve çoğunlukla galen tarafından çevrelenmektedir (Şekil 2). Demir içeriklerinin az olması nedeniyle yansıma renkleri çok düşüktür ve kalkopirit ayrılımı hiç içermemektedir.

Pirit ve kalkopirit

Sadece birkaç damarda gözlenmektedir. Yüzeysel alterasyondan etkilenerek yer yer limonit ve kovelin-kalkozin'e dönüşmüştür.

Kübanit

Genellikle kalkopirit ile beraber bulunmakta olup, anizotropik özelliği ve renginin kalkopiritinkinden farklı oluşuyla ayrılmaktadır. Tetradrit, galen ve kalkopirit içinde görülmektedir. Kalkopiritler genellikle kenar ve çatlakları boyunca kovelin-kalkozine dönüşmüştür. Barit ise yöredeki cevherleşmelerde çubuk ve kümeler halinde gözlenmektedir (Şekil 2). Özellikle galen ve gang içerisinde 0.5-1 cm. büyüklüğünde uzun çubuklar oluşturmaktadır. Karbonatlar genellikle kalsit, daha az olarak ise siderit ve rodokrozit şeklinde gözlenmektedir. Kuvars yer yer iri kristalli ve cevher mineralleri ile iç içe yer almaktadır.

CEVHER KİMYASI

Yöredeki cevherli damarlardan alınan 25 adet örneğin kimyasal analizi yapılmıştır. Kimyasal analizler iki değişik yöntemle Kanada Acme Analitik laboratuvarlarında yapılmıştır. Birinci yöntemle örnekler kral suyunda çözüldürülmüş ve ICP ile analiz edilmiştir. İkinci yöntem ise Nötron Aktivasyon yöntemidir. (NAA) Her iki yöntem de aynı örneklerde benzer değerler vermiştir.

Bölgedeki cevherli damarlara ait 25 adet örnekte 40 element için analiz yapılmıştır. Örneklerde belirli bir

zenginleşme gösteren elementlerin Çizelge 2'de verilmiştir. Ancak bazı elementler aletin duyarlılık sınırının altında değerler vermesi nedeniyle çizelgeye dahil edilmemiştir. Başka bir makelenin konusunu oluşturacak olan nadir toprak element (REE) zenginleşmesi burada verilmemiştir. Çalışma alanındaki cevherleşmelerin kimyasal analiz sonuçları bölgenin Pb, Zn, Ag, Sb, Cu, Cd, ve Ba açısından önemli olabileceğini göstermektedir. Özellikle Pb, Ag, Zn ve Sb içerikleri bu elementlerin ekonomik olarak işletilebilecek özelliklere sahip olduğunu göstermektedir.

Çizelge 2: Çolaklı cevherleşmelerine ait örneklerin kimyasal analiz sonuçları
Table 2: Chemical analyses of Çolaklı mineralization.

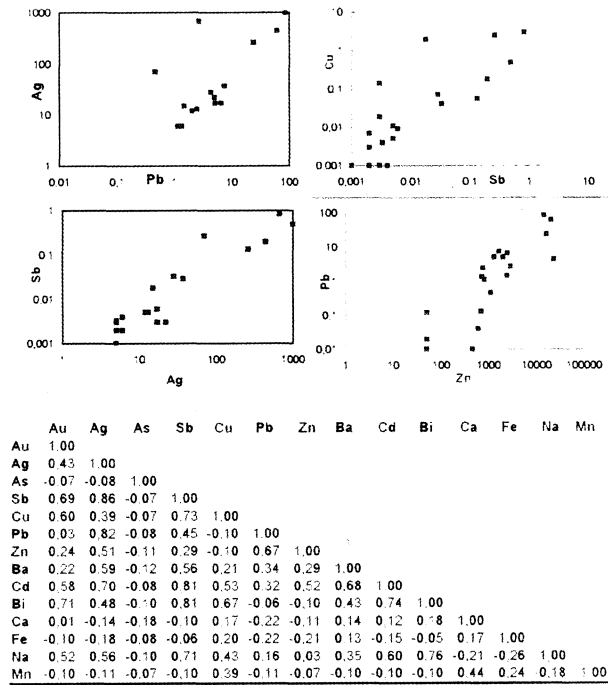
| Ör. No | Au | Ag | As | Sb | Cu | Pb | Zn | Ba | Cd | Bi | Ca | Fe | Na | Mn |
|--------|-----|------|------|--------|--------|-------|-------|------|-------|------|----|------|------|-------|
| | ppb | ppm | % | % | % | % | ppm | Ppm | % | % | % | % | % | % |
| 21 | 13 | 12 | 9 | 0,005 | 0,0011 | 2,03 | 990 | <100 | 0,001 | <.01 | 28 | 1,1 | 0,05 | 1,42 |
| 25 | 18 | <5 | 15 | 0,002 | 0,001 | <.01 | 20 | 360 | <.001 | <.01 | 2 | 1,3 | 1,59 | 0,01 |
| 26 | <5 | <5 | 6 | 0,002 | 0,001 | <.01 | 30 | 470 | <.001 | <.01 | <1 | 0,8 | 1,81 | 0,01 |
| 27 | <5 | <5 | 4 | 0,001 | 0,001 | <.01 | 30 | 700 | <.001 | <.01 | <1 | 0,6 | 1,22 | 0,01 |
| 28 | <5 | <5 | 31 | 0,001 | 0,001 | <.01 | 460 | 1900 | <.001 | <.01 | <1 | 14,2 | 0,05 | 4,2 |
| 29 | <5 | 440 | 36 | 0,196 | 0,181 | 61,2 | 20100 | 60 | 0,004 | <.01 | <1 | 0,3 | 1,39 | 0,01 |
| 30 | <5 | 1000 | 100 | 0,484 | 0,491 | 84,8 | 14300 | 3600 | 0,016 | <.01 | <1 | 0,4 | 2,12 | 0,07 |
| 31 | <5 | <5 | 21 | 0,004 | 0,001 | 1,36 | 726 | 250 | 0,001 | <.01 | <1 | 0,7 | 0,22 | 0,18 |
| 32 | <5 | <5 | 2 | 0,001 | 0,001 | 0,12 | 25 | 350 | <.001 | 0,01 | 2 | 0,4 | 3,14 | 0,01 |
| 33 | 223 | 260 | 28 | 0,113 | 0,056 | 23,85 | 16200 | 390 | 0,005 | <.01 | 3 | 0,5 | 0,89 | 0,06 |
| 36 | <5 | <5 | 10 | 0,003 | 0,001 | 0,04 | 591 | 910 | <.001 | <.01 | <1 | 1,3 | 0,05 | 1,44 |
| 37 | 12 | 17 | 8 | 0,003 | 0,019 | 6,52 | 2460 | 100 | 0,001 | <.01 | 29 | 1,1 | 0,05 | 0,89 |
| 38 | 256 | 670 | 1800 | 0,819 | 2,962 | 2,68 | 2870 | 3100 | 0,029 | 0,04 | 23 | 1,4 | 6,1 | 0,6 |
| 39 | 22 | 37 | 44 | 0,029 | 0,071 | 7,44 | 1650 | 110 | 0,002 | <.01 | 21 | 0,9 | 0,05 | 0,76 |
| 41 | <5 | <5 | 43 | 0,003 | 0,004 | 0,13 | 691 | 790 | 0,001 | <.01 | 5 | 7,1 | 0,05 | 1,6 |
| 42 | 98 | 70 | 870 | 0,261 | 2,464 | 0,74 | 1090 | <100 | 0,001 | 0,32 | <1 | 7,3 | 0,05 | 0,4 |
| 43 | <5 | <5 | 14 | 0,002 | 0,001 | 0,01 | 40 | 250 | <.001 | <.01 | <1 | 0,9 | 0,65 | 0,01 |
| 44 | <5 | <5 | 24 | 0,002 | 0,007 | 0,02 | 45 | <100 | <.001 | <.01 | <1 | 1 | 2,58 | 0,01 |
| 45 | <5 | <5 | 4 | 0,001 | 0,001 | <.01 | 30 | 360 | <.001 | <.01 | <1 | 0,2 | 0,12 | 0,01 |
| 46 | <5 | 13 | 10 | 0,005 | 0,005 | 2,48 | 754 | 1700 | 0,001 | <.01 | 23 | 2,3 | 0,86 | 0,87 |
| 50 | 25 | 28 | 19 | 0,033 | 0,041 | 4,33 | 23200 | 2300 | 0,02 | <.01 | 17 | 1,1 | 0,05 | 0,54 |
| 51 | <5 | 17 | 11 | 0,006 | 0,009 | 5,08 | 1290 | 6000 | 0,001 | <.01 | 26 | 2,4 | 0,05 | 0,99 |
| 52 | <5 | 6 | 4 | 0,002 | 0,003 | 1,14 | 810 | 360 | 0,001 | <.01 | 32 | 1,1 | 0,05 | 2,3 |
| 53 | 11 | 22 | 9 | 0,003 | 0,141 | 7,99 | 2010 | 150 | 0,003 | <.01 | 29 | 1,9 | 0,05 | 1,71 |
| 54 | 6 | 15 | 110 | 0,0018 | 1,932 | 1,47 | 2430 | 210 | 0,004 | <.01 | 34 | 4,1 | 0,05 | 32,05 |

Pb değerleri birkaç örneğin dışında önemli zenginleşmeler sunmakta (Çizelge 2) ve yer yer %84,77'e kadar çıkmaktadır. Damarlardaki Pb yanında Ag zenginleşmesi de önemlidir. Ag değerleri 1000 ppm'e kadar çıkmaktadır. Mikroskopta frayberjit dışında gümüşlü faza rastlanmamıştır. Frayberjit ise sadece galen içerisinde yer almaktadır. Bu nedenle Ag-Pb korelasyon katsayısı (r=0.82) bir hayli yüksektir. Sb'nin de frayberjite bağlı olduğu Ag-Sb korelasyon katsayısının 0.86 olmasından anlaşılmaktadır. Cu-Sb yüksek korelasyon katsayısı fahlers minerallerinin varlığı nedeniyle (Şekil 4). Zn

Pb'den sonra en baskın bulunan elementtir ve 50 ile 23200 ppm arasında değişmektedir.

Elementler arasındaki korelasyon ilişkileri Şekil 4'de verilmiştir. Burada Pb ile Ag, Ag ile Sb, Cu ile Sb, Pb ile Zn elementleri arasında doğrusal bir ilişki bulunmaktadır (Şekil 4). Cevherleşmelerdeki elementler arasında belirgin bir ters ilişki gözlenmemektedir. Bu da cevherleşmeyi oluşturan çözeltilerin genelde tek kaynaktan ve tek evrede beslendiğini kanıtlamaktadır.

ÇOLAKLI (HARPUT - ELAZIĞ) Pb-Zn CEVHERLEŞMELERİ



Şekil 4: Çolakh cevherleşmelerine ait elementlerin korelasyon ilişkileri

Figure 4: Correlation relationships between elements of Çolakh mineralization.

SONUÇLAR

Çolakh cevherleşmeleri Elazığ Magmatitleri içerisinde gelişen metalojenik olayların bir parçasını oluşturmaktadır. Özellikle Elazığ-Pertek arasındaki magmatitlerde önemli ve ekonomik olarak işletilebilecek cevherleşmeler gözlenmektedir. Çalışma alanı güneybatısındaki damar tipi Kızıldağ (Sağiroğlu, 1986) ve batısındaki Billurik Dere cevherleşmeleri (Şaşmaz ve Sağiroğlu, 1990) ile Elazığ Magmatitleri - Keban Metamorfittleri kantağında gözlenen Demürek (1992), Tuzbaşı-Kanatburun-Ayarpınarı (Altunbay, 1996) ve Meşeli (Akgül ve Şaşmaz, 1996) Skam tipi cevherleşmeleri bunlara birer örnektir.

Çolakh cevherleşmeleri diyoritik bileşimli Elazığ Magmatitleri içerisinde, K 10-60° B doğrultulu, eğimleri düşey veya düşeye yakın olan kırık zonlarma yerleşmiş damar tipi cevherleşmelerdir. Damarların kalınlıkları 0.5-3.5 m, uzunlukları ise 250 ile 800 m arasında değişmektedir. Damarlar ve çevresinde yaygın alterasyonlar gözlenmektedir. Bu alterasyonlar daha çok silisleşme,

kaolenleşme ve karbonatlaşma şeklindedir. Buradaki damarlarda galen, sfalerit, frayberjit, pirit, kalkopirit, kübanit, tetradrit, barit ve kovellin-kalkozin gibi cevher mineralleri gözlenmektedir. Cevherli örneklerin kimyasal analiz sonuçları buradaki cevherleşmelerin Pb, Ag, Zn ve Sb açısından önemli ve ekonomik olabileceğini göstermiştir. Çalışma alanındaki cevherleşmeler Elazığ Magmatitleri'ne ait granitik kayaçların diyoritik kayaçlar içerisinde sokulum yapması sonucunda gelişmiştir. Granitik pluton içerisinde birikmiş metallere zengin hidrotermal çözeltiler, granitik kayaçların yükselimi esnasında diyoritik kayaçların içerisinde oluşan kırık sistemlerine yerleşerek, yöredeki damar tipi cevherleşmelerin oluşmasına neden olmuştur. Benzer oluşumlar yakın çevrede Kızıldağ ve Billurik Dere yörelerinde de gözlenmektedir. Bu cevherleşmelerin de granitik intrüzyonun yükseliminin son döneminde hem granitik, hem de diyoritik kayaçlar içerisinde gelişmiş, son ürünler olduğu düşünülmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu araştırmanın arazi çalışmaları Fırat Üniversitesi Araştırma Fonu (FÜNAF-151), analiz çalışmaları ise TÜBİTAK (YDABÇAG-379) tarafından desteklenmiştir. Yazarlar katkılarında dolayı ilgililere, Türkiye Jeoloji Bülteni Dergisi Editörlüğüne, makalenin son şekline değerli eleştirileri ile katkıda bulunan Prof. Dr. Taner Ünlü ve Prof. Dr. Ahmet Gökçe'ye teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akgül, B., 1993, Piran Köyü çevresindeki mağmatik kayaçların petrografik ve petrolojik özellikleri, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 128s. Elazığ (yayınlanmamış).
- Akgül, B. ve Saymaz, A., 1996, Elazığ kuzeyinde pirometasomatik oluşuklar ve ilişkili Fe-Ti cevherleşmeleri, Türkiye Jeoloji Bülteni, C. 39, S.2, 39-49.
- Aksoy, E., 1994, Pertek çevresinin jeolojik özellikleri ve Bindirme fayı. Fırat Üniversitesi Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi, Sayı, 6/2, 1-18 Elazığ.
- Aktaş G. ve Robertson, A. H. F., 1984, The Maden Complex, S. E. Turkey: Evolution of a Neo-

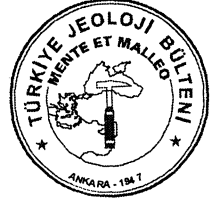
- Tethyan active margin, Geology Society of London Special Publication, 17, 372-402.
- Altunbey, M., 1996, Tuzbaşı-Kanatburun-Ayazpınarı (Pertek-Tunceli) yöresindeki demir cevherleşmelerinin jeolojisi ve kökeni, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 186 s. Elazığ (Yayınlanmamış).
- Asutay, H. J., 1985. Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojik ve petrografik incelenmesi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 176 s., Ankara, (Yayınlanmamış).
- Avşar, N., 1983, Elazığ yakın kuzeybatısında stratigrafik ve mikropaleontolojik araştırmalar, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 84 s, Elazığ (Yayınlanmamış).
- Bingöl, A.F., 1984, Geology of the Elazığ area in the Eastern Taurus region, Int. Symp. the Geology of the Taurus Belt, Proceedings, 209-216.
- İnceöz, M., 1995, Harput (Elazığ) yakın kuzeyi ve doğusunun tektonik özellikleri, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 112 s., Elazığ (Yayınlanmamış).
- Naz, H., 1979, Elazığ-Palu dolayının jeolojisi, TPAO rapor no: 1360, (Yayınlanmamış).
- Sağiroğlu, A., 1986, Kızıldağ (Elazığ) cevherleşmelerinin özellikleri ve kökeni, Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 29, 5-13.
- Sağiroğlu, A. ve Preston, R. M. F., 1987, Ore Mineralogy of Kızıldağ Pb-Zn veins-with a special emphasis on the composition of the tetrahedrites, Journal of Fırat University, V. 2, 83-94.

Makalenin geliş tarihi: 13.03.1999

Makalenin yayına kabul edildiği tarih : 20.03.1999

Received March 13, 1999

Accepted March 20, 1999



Diyarbakır Akiferlerinin Hidrojeokimyasal Özellikleri ve Kirlenebilirliği

Hydrogeochemical Characteristics and Vulnerability to Contamination of the Diyarbakır Aquifers

Gültekin TARCAN
Şevki FİLİZ
Unsal GEMİCİ
Ubeyd SEZER

Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Bornova, 35100 İZMİR
Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Bornova, 35100 İZMİR
Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Bornova, 35100 İZMİR
Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Bornova, 35100 İZMİR

Öz

Bu çalışma Diyarbakır çevresinde yapılan hidrolojik ve hidrojeokimyasal araştırmaları kapsamaktadır. Alanda en alta bulunan Mardin formasyonu petrol ile birlikte çıkarılan üretim sularının haznesini oluşturmaktadır. Üzerine gelen Gercüş formasyonu akiklud; Midyat, Germik, Şelmo formasyonları ve bazalt birimi akifer özelliğindedir. Alanda yüzey ve yeraltı suları için bir çok kirlenici kaynak bulunmaktadır. Özellikle Mardin formasyonundan çıkarılan petrol artığı zararlı maddeler içeren üretim sularının alındıkları hazne yerine karstik kireçtaşlarından oluşan Midyat akiferine geri basılması Diyarbakır şehri içme suları için oldukça önemli bir tehlike oluşturmaktadır. Yapılan bu çalışmada akiferlerin hidrojeokimyasal özellikleri ve kirlenebildikleri irdelenmiştir.

Anahtar Sözcükler : Diyarbakır, Hidrojeokimya, Hidrojeoloji, Kirlenebilirlik.

Abstract

This study contains the hydro geological and hydrogeochemical investigations carried out in Diyarbakır and surrounding area. Mardin formation, which is the oldest unit in the field, forms the reservoir of the oil and its production water. The overlying Gercüş formation is aquiclude, and Midyat, Germik, Şelmo formations and basalt unit are aquifers. There are a number of contaminant sources for both surface water and groundwater in the field. Particularly, reinjection of the production water, extracted from the Mardin formation, to the Midyat formation that consists of karstic limestone, instead of Mardin formation, (which is the reservoir of the production water) creates a high risk for the Diyarbakır City potable water. The hydrogeochemical properties and vulnerability to contamination of the aquifers in the study area are discussed.

Key Words: Diyarbakır, Hydrogeochemistry, Hydrogeology, Vulnerability to contamination.

GİRİŞ

Diyarbakır, içme ve kullanma suyunun tamamını yeraltı sularından sağlayan illerimizden biridir. Burada birden çok yeraltı suyu taşıyan jeolojik formasyon ve bu jeolojik formasyonlarda (akiferlerde) Diyarbakır'ın içme suyu ihtiyacını karşılamak amacıyla açılmış olan çok sayıda derin sondaj kuyusu bulunmaktadır. Bu kuyuların çoğundan ortak akifer suyu üretilmektedir. Ayrıca bu ilimizde şehrin hemen içinden geçen Dicle Nehri, şehrin çok yakınında bulunan Devegeçidi Baraj Gölü gibi yüzey

sularının bulunması ve bu göl ile yaklaşık aynı yerde bulunan petrol üretim sahası gibi kirlenici bir kaynağın varlığı nedeniyle çevre jeolojisine yönelik önemli hidrojeolojik problemler bulunmaktadır.

Hidrojeokimya yeraltı sularının kimyasal özelliklerinin ve kalitelerinin belirlenmesi, kökenlerinin araştırılması, yüzey ve yağış suları ile olası ilişkilerinin incelenmesi, yeraltı sularının kirlenmesi ve iyileştirilmesi gibi problemlerin çözülmesi, ve benzeri araştırmalarda kullanılan hidrojeolojik çalışmaların vazgeçilmez bir

parçasını oluşturur. Bu bağlamda Diyarbakır'ın yüzey ve yeraltı sularının oluşum özelliklerinin, kalitelerinin, birbirleri ile olan ilişkilerin araştırılması ile yüzey ve yeraltı sularının kirlenebilirliğinin incelenmesi gibi konular bu çalışmanın ana amaçlarını oluşturmaktadır. Yapılan bu çalışmada jeolojik yapı önceki çalışmalara dayandırılarak (DSİ; 1979, 1994 ve 1996) yerinde hidrojeolojik gözlem ve incelemeler yapılmış olup, farklı su noktalarının daha önceden yapılmış olan ve yeni yaptırılan kimyasal analizleri bir sentez halinde değerlendirilerek yorumlanmıştır. Analizlerin çoğu DSİ 10. Bölge Müdürlüğü tarafından kuyuların açılmasından sonra içme ve kullanma amaçlarının saptanmasına yönelik DSİ tarafından yaptırılmış analizlerdir. Ayrıca Diyarbakır Belediyesi tarafından İstanbul Belediyesi İSKİ Genel Müdürlüğü'nde ve Marmara Üniversitesi Çevre Mühendisliği Bölümünde yaptırılan kimyasal ve bakteriyolojik analizler ile Dokuz Eylül Üniversitesi'nde yapılan kimyasal analizler hidrojeokimyasal yorumlamaların dayanaklarını oluşturmuştur. Analizlerin Dokuz Eylül Üniversitesi'nde, İstanbul Belediyesi İSKİ Genel Müdürlüğü'nde ve Marmara Üniversitesi Çevre Mühendisliği Bölümünde yapılanları APHA-AWWA-WPCF (1975) standartlarına uygun olarak yapılmıştır. DSİ kimyagerileriyle yapılan görüşmelerde de benzer standartların kullanıldığı öğrenilmiştir.

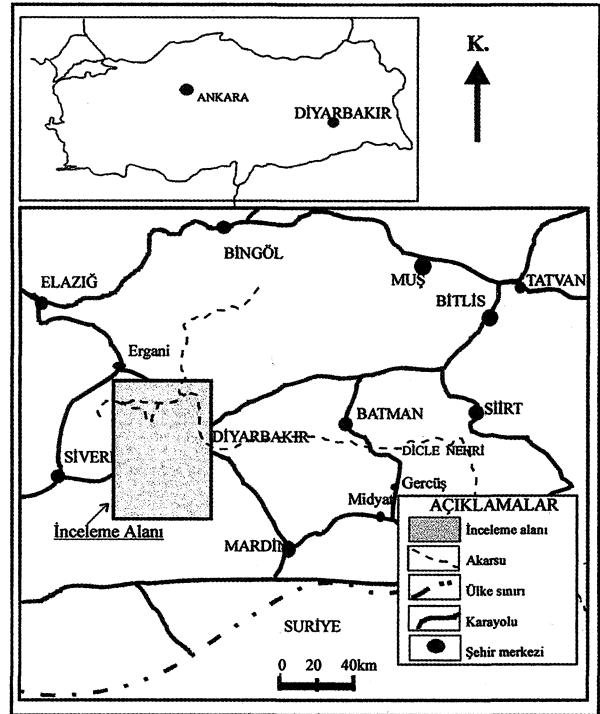
Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde yer alan inceleme alanı Diyarbakır İl Merkezi'ni, Devegeçidi Baraj Gölü'nü ve bu sahada yer alan petrol üretim kuyularının bulunduğu alanları kapsamaktadır (Şekil 1).

Diyarbakır Meteoroloji İstasyonu'nun verilerine göre 1947-1994 yılları arasındaki 47 yıllık sıcaklık ortalaması 16 °C, ortalama yıllık toplam yağış ise 488 mm'dir. Devegeçidi Baraj Gözlem İstasyonu'ndaki 1988-1994 yılları arasındaki yıllık ortalama yağış miktarı ise 509 mm'dir.

2. JEOLÖJİK YAPI

Bu çalışmada inceleme konusunu oluşturan jeolojik formasyonlar alttan üste doğru sırasıyla Kretase-Paleosen yaşlı Mardin formasyonu, Alt Eosen yaşlı Gercüş formasyonu, Orta Eosen yaşlı Midyat formasyonu, Alt Miyosen yaşlı Germik formasyonu, Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Şelmo formasyonu, Pliyosen-Pleyistosen yaşlı bazalt birimi ve Holosen yaşlı alüvyon birimi olmak üzere 7 grupta ele alınmıştır (Şekil 2). Formasyon adlamaları ve yaşlan önceki çalışmalardan (DSİ, 1979) alınmıştır. En

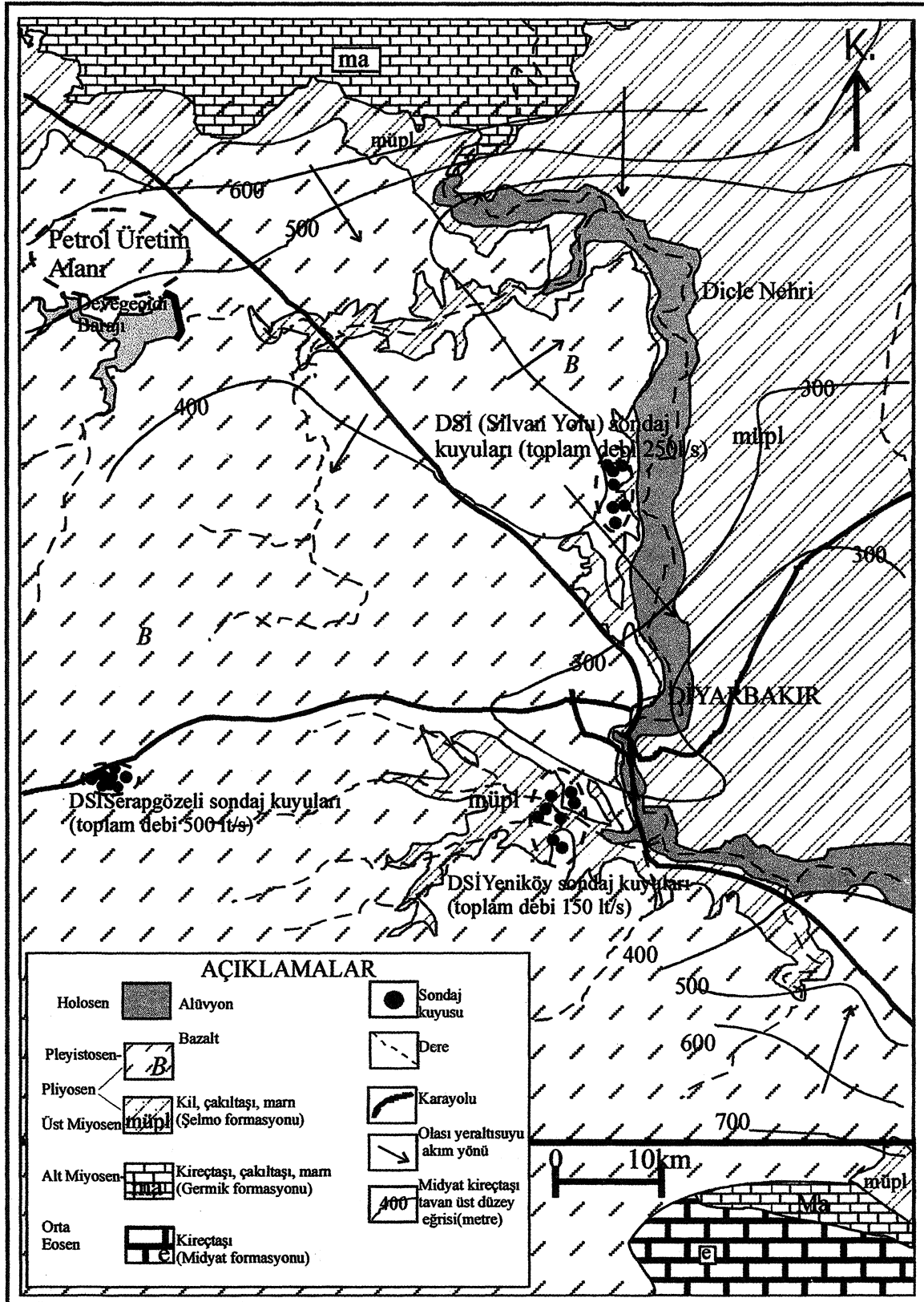
yaşlı birim olan Mardin formasyonu inceleme alanı sınırlarında (haritalanan sahada) yüzlek vermemektedir. Ancak inceleme alanı sınırları içinde yer alan derin petrol kuyularında bu formasyona erişilmektedir. Haritalanan saha dışında genellikle güneyde Mardin ve Mazıdağı çevresinde en iyi yüzlek veren Mardin formasyonu, çakıltası, kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşlarından yapılabılır olup, yörede çıkarılan petrolün hazne kayasını (rezervuarını) oluşturur. Yine haritalanan saha dışında yüzlek veren Gercüş formasyonu kumtaşı, çakıltası, marn, kireçtaşı ve şeyi aradalanmasından oluşur. Ayrıca yer yer jips bantları içerir. İnceleme alanının güneyinde yüzlek veren Midyat kireçtaşları genel olarak düşük eğimli ince ve düzgün katmanlanmalı olup, karstik boşlukludur. Midyat formasyonunu uyumsuzlukla üstleyen Germik formasyonu açık kırmızı renkli bir taban çakıltası ile başlar, üstlere doğru pembemsi beyaz, yumuşak killi kireçtaşları ile temsil edilir. Yatay ve düşey yönde çok değişik litolojilere sahip Şelmo formasyonu genellikle kiltası, siltli kumtaşı, çakıltası ve marn katmanlarının aradalanmasından oluşur.



Şekil 1: Yer buldum haritası

Figure 1: Location map

Pliyosen sonlarında başlayan ve Pleyistosen'de de süren volkanik etkinliklerin ürünü olan bazaltlar çok geniş bir alan kaplar ve genellikle Şelmo formasyonu



Şekil 2: İnceleme alanının hidrojeolojik haritası (DSİ, 1979'dan değiştirilerek).
Figure 2: Hydrogeological map of the study area (Modified from DSİ, 1979).

nun üzerine gelir. Yörenin en genç kaya birimini oluşturan alüvyon, akarsu yatakları içerisinde dar şeritler halinde görülür ve genellikle iri, değişik kökenli çakıl ve kum boyutunda malzemeler içerir.

3. HİDROJEOLOJİ

3.1. Kaya Birimlerinin Hidrojeolojik Özellikleri

Mardin formasyonu tüm Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde olduğu gibi inceleme alanında üretilen petrolün de hazne kayasını oluşturur. Ayrıca petrol ile birlikte üretilen ve üretim suyu olarak nitelenen, genellikle petrol katmanlarının altında bulunan ve insan sağlığına zararlı maddeleri içeren kalitesiz, tuzlu, fosil suları da içermektedir. Gercüş formasyonu içerdiği killi düzeyler nedeniyle geçirimsiz temel özelliğindedir. Karstik kireçtaşlarından oluşan Midyat formasyonu yeraltı suyunun beslenmesi ve depolanması açısından inceleme alanının en verimli formasyonudur. Karstik akifer niteliğindeki bu formasyondan son yıllarda açılan sondaj kuyularıyla bol miktarda su çekilmektedir. Midyat formasyonunu üstleyen Germik ve Şelmo formasyonları, içerdikleri killi düzeylerden dolayı Midyat akiferi için geçirimsiz bir örtü kaya özelliğinde olmakla birlikte kumlu, çakıllı ve yer yer marnlı ve kalınlık seviyelerinden yeraltı suyu üretilebilmektedir. Midyat akiferi Diyarbakır Merkezi'nde altta ve derinlerde yer aldığından, bu formasyona erişilinceye kadar yüzeyden itibaren bazen bazalt akiferi daha sonra da sırasıyla Şelmo ve Germik formasyonları geçilerek bu karstik akiferden yararlanılmaktadır. Bu nedenle açılan derin sondaj kuyularının çoğunda yukarıda değinilen Şelmo ve Germik formasyonlarının da su içeren düzeyleri filtre ile teçhiz edilmekte ve çoğu zaman Şelmo-Germik-Midyat akiferlerinden ve bazalt-Şelmo-Germik-Midyat akiferlerinden ortak akifer suları elde edilmektedir.

Genellikle Şelmo formasyonu üzerinde geniş yayılım sunan bazaltlar da eklemli ve kırıklı olmaları nedeniyle çok iyi bir akifer özelliğindedir. Diyarbakır şehir merkezinde ve petrol sahalarında 1-50 metre arasında değişen kalınlıkları Karacadağ'a doğru artar. Burada alman jeofizik resistivite ölçümlerine göre bazalt kalınlıkları 300 m olarak saptanmıştır (DSİ, 1979). Derinlere doğru gidildikçe değişen litolojik özellikleri, yer yer bazalt tuf ve cürufalarının ve çatlaklar boyunca gelişen ayrışma killerinin (dolayısıyla farklı düzeylerdeki yeraltı suyunu tutucu yapıların) varlığı nedeniyle sular, bu akiferde topografyanın uygun olduğu yerlerde kaynaklar halinde

yüzeyler. Serap Gözeli Köyü civarındaki kaynaklar buna örnektir. Bu kaynakların kaptajı yapılarak, ve sondajlarla geliştirilerek, Diyarbakır Şehrinin içme suyu ihtiyacını karşılamak için kullanılmaktadır. Şehirdeki İçkale suyu ve Anzele suyu bazaltlardan çıkan sulardır. DSİ (1979) verilerine göre akiferlerin ayrı ayrı transmissivite değerleri; bazaltlar için $T=10-500 \text{ m}^3/\text{gn}/\text{m}$, Şelmo formasyonu için $T=5-100 \text{ m}^3/\text{gün}/\text{m}$, Midyat formasyonu için $T= 10-500 \text{ m}^3/\text{gün}/\text{m}$ arasındadır. Bazaltlarda açılan kuyularda genellikle 2-7 l/s arasında değişen debilerde sulara rastlanmıştır. Özgül debileri ise kısmen 1 l/s/m'nin biraz üzerinde olup, çoğunlukla da 0.5 l/s/m'yi bile bulmaz. Şelmo formasyonunda açılmış bulunan kuyuların özgül debileri de çoğunlukla 0,1l/s/m'yi geçmez. Midyat kireçtaşlarında açılan kuyuların özgül debileri ise çoğunlukla 1 l/s/m'nin üzerindedir.

DSİ tarafından açılmış bulunan ve çoğu Diyarbakır'ın içme suyu ihtiyacı için kullanılan sondajlardan Yeniköy kuyularında yüzeyden itibaren sırasıyla bazalt, Şelmo-Germik ve Midyat formasyonları kesilmiş, yaklaşık kuyu derinlikleri 500 m olup, ortak akifer suları elde edilmektedir. Yenişehir Dicle Vadisi kuyularında (48.000 ve 49.000 seri numaralı DSİ sondaj kuyularında) ise yüzeyden itibaren sırasıyla Şelmo-Germik ve Midyat formasyonları kesilmiştir. Yaklaşık kuyu derinlikleri 400-500 metre olup, ortak akifer suları üretilmektedir. Yalnız başına Şelmo formasyonunda açılmış bulunan 150-200 metre arasında değişen derinliklerdeki sondaj kuyularından düşük debili ($\approx 25 \text{ l/s}$) sular elde edilmektedir. Yörede petrol üretimi amacıyla açılmış bulunan sondaj kuyularında da yüzeyden itibaren 100-500 metre derinliklerde Midyat Akiferi'ne rastlanmıştır. Bazalt ve Şelmo formasyonu da ortak akifer suyu üretilen diğer bir içme suyu kaynağını oluşturup, genellikle sığ sondajlardan 2-8 l/s debili sular elde edilmektedir.

3.2. Hidrojeokimyasal Özellikler

İnceleme alanındaki akiferlerin hidrojeokimyasal özellikleri yeraltı suyunun üretildikleri formasyonlar (sondajların açılış durumları ve filtreleniş şekillerine göre) dikkate alınarak, 5 grup halinde değerlendirilmiştir: 1-Mardin formasyonundan petrol ile birlikte çıkan üretim suyu (kalitesiz, tuzlu ve fosil sular), 2- Bazalt ve Şelmo formasyonundan üretilen ortak akifer suları (içme-kullanma suyu), 4- Bazalt-Şelmo-Germik-Midyat formasyonlarından üretilen ortak akifer suları (içme-

DIYARBAKIR AKİFERLERİNİN HİDROJEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ VE KİRLENEBİLİRLİĞİ

kullanma suyu), 5- Şelmo akiferi suları. Bu hidrojeokimyasal değerlendirmelerde yukarıda değinilen gruplardan her biri için (en yeni olan) en az birer tane örnek seçilmiş, her bir temsili grubun kimyasal analizleri (suda çözülmüş başlıca iyonlardan her birinin litrede miligram (mg/l) olarak analiz edilen derişimleri) kuşanılarak, litrede mili eşdeğer ağırlık (miliekivalan/l=meq/l), molarite (moll/l), anyon ve katyonların yüzdeleri (%meq/l ve %mg/l), iyon etkinlik katsayıları (F), iyon etkinlikleri (AC) hesaplanmıştır. Sulardaki iyonlaşma gücü, bazı iyon oranları (meq/l olarak), doygunluk indeksleri ve bu gibi aşağıda özetlenen bazı hidrojeokimyasal hesaplamalar Excel 7.0 bilgisayar paket programına uyarlanmış, iyonların yalnızca mg/l değerleri yerine konularak, çizelgeler elde edilmiştir (Çizelge 1-5).

Bu çizelgelerdeki hidrojeokimyasal hesaplamalar karşılaştırılabilir kolaylığı açısından 25°C ve 1 atm. basınç koşullarında gerçekleştirilmiştir. Çizelgelerin oluşturulmasında kullanılan bazı bağıntılar ve termodinamik denge sabitleri Ford ve Williams (1989) ve Fetter (1994)'den alınmıştır. İyonlaşma Gücü (I): $0.5 ZQ ZI^2$ (C=molarite, Zi=iyon değeri) bağıntısıyla tanımlanır. İyon etkinlik katsayılarının (F'nin) hesabı için iyonlaşma gücü (molarite olarak) 0.1'den düşük olan içme suyu akiferi sularında Deby-Hückel ($\log F = -A ZI^{0.5}$) bağıntısı kullanılmıştır. A ve B sabitleri sıcaklık ve basınca bağlı parametreler olup, 25°C ve 1 atm. basınç koşullarında sırasıyla 0.51 ve 0.33 değerlerine sahiptir. Hidratlaşma yarıçapı olan r_0 ise K^+ ve Cl^- için 3, Na^+ , HCO_3^- ve SO_4^{2-} için 4, CO_3^{2-} için 4.5, Ca^{++} için 6 ve Mg^{++} için ise 8 olarak alınmıştır. Mardin formasyonundan gelen suların iyon etkinlik katsayısının hesabında ise iyonlaşma gücü 0.1 ile 0.5 arasında olduğu için Davies bağıntısı ($\log F = -A Z^2 (0.5/I + 10.5 - 0.2I)$) kullanılmıştır. Karşılaştırmak amacıyla yapılan deniz sularının hidrojeokimyasal hesaplamaları (iyonlaşma gücü 0.5'den yukarı olduğundan) Pitzer denklemleri kullanılarak, bilgisayar programı (Çamur, 1996) ile yapılmış ve diğer çizelgelere uyarlanmıştır.

Suların üretim ve iletimi aşamasında olabilecek olası çökeltilerin önceden tahmin edilmesi üretim ve malzeme kaybı olmadan önce alınabilecek önlemler açısından çok önemlidir. Bu nedenle suların kabuklaşma ve korozyon özelliklerinin tahmini için en çok rastlanılan çökeltilerinin doygunluk hesapları yapılmıştır. Pozitif doygunluk indeksleri çökeltilici, negatif doygunluk indeksleri ise çözüldürücü özelliğe karşılık gelir. CO_2 kısmi basın-

cının da atmosfer kısmi basıncından ($10^{-3.5}$ atm.) daha yüksek olması durumunda su çökeltilici ve gaz çıkartıcı özelliğe sahip olarak yorumlanabilir.

$$SI_c = \log [(aCa^{++}) (aHCO_3^-) K_2 / K_c \cdot 10^{pH}] \text{ (Kalsit doygunluk indeksi)}$$

$$SI_D = \log [(aCa^{++}) (aMg^{++}) (aHCO_3^-)^2 (K_2)^2 / K_D \cdot 10^{2pH}] \text{ (Dolomit doygunluk indeksi)}$$

$$SI_j = \log [(aCa^{++}) (aSO_4^{2-}) / (K_i) (K_{CO_2}) (CO_2 \text{ kısmi basıncı, atm. olarak})]$$

bağıntılarda a iyon etkinliğini (AC), K ise termodinamik denge sabitini yansıtır. Bu çalışmada kullanılan bazı bağıntılar ve termodinamik denge sabitleri aşağıda kısaca belirtilmiştir (Ford ve Williams, 1989).

$$(aH^+) (aHCO_3^-) / aH_2CO_3 = K_1 = 10^{-6.4} \text{ (Karbonik asit için)}$$

$$(aH^+) (aCO_3^{2-}) / (aHCO_3^-) = K_2 = 10^{-8.3} \text{ (Bikarbonat için)}$$

$$(aCa^{++}) (aCO_3^{2-}) / (aCaCO_3) = K_c = 10^{-8.4} \text{ (Kalsit için.)}$$

$$(aCa^{++}) (aMg^{++}) / (aCO_3^{2-})^2 / [aCaMg (CO_3)_2] = K_D = 10^{-17} \text{ (Dolomit için)}$$

$$(aCa^{++}) (aSO_4^{2-}) / aCaSO_4 = K_j = 10^{-4.6} \text{ (Jips için)}$$

$$(aH_2CO_3) / P_{CO_2} = K_{CO_2} = 10^{-1.46} \text{ (Karbon dioksit için)}$$

cının da atmosfer kısmi basıncından ($10^{-3.5}$ atm.) daha yüksek olması durumunda su çökeltilici ve gaz çıkartıcı özelliğe sahip olarak yorumlanabilir.

$$SI_c = \log [(aCa^{++}) (aHCO_3^-) K_2 / K_c \cdot 10^{pH}] \text{ (Kalsit doygunluk indeksi)}$$

$$SI_D = \log [(aCa^{++}) (aMg^{++}) (aHCO_3^-)^2 (K_2)^2 / K_D \cdot 10^{2pH}] \text{ (Dolomit doygunluk indeksi)}$$

$$SI_j = \log [(aCa^{++}) (aSO_4^{2-}) / (K_i) (K_{CO_2}) (CO_2 \text{ kısmi basıncı, atm. olarak})]$$

bağıntılarda a iyon etkinliğini (AC), K ise termodinamik denge sabitini yansıtır. Bu çalışmada kullanılan bazı bağıntılar ve termodinamik denge sabitleri aşağıda kısaca belirtilmiştir (Ford ve Williams, 1989).

$$(aH^+) (aHCO_3^-) / aH_2CO_3 = K_1 = 10^{-6.4} \text{ (Karbonik asit için)}$$

$$(aH^+) (aCO_3^{2-}) / (aHCO_3^-) = K_2 = 10^{-8.3} \text{ (Bikarbonat için)}$$

$$(aCa^{++}) (aCO_3^{2-}) / (aCaCO_3) = K_c = 10^{-8.4} \text{ (Kalsit için.)}$$

$$(aCa^{++}) (aMg^{++}) / (aCO_3^{2-})^2 / [aCaMg (CO_3)_2] = K_D = 10^{-17} \text{ (Dolomit için)}$$

$$(aCa^{++}) (aSO_4^{2-}) / aCaSO_4 = K_j = 10^{-4.6} \text{ (Jips için)}$$

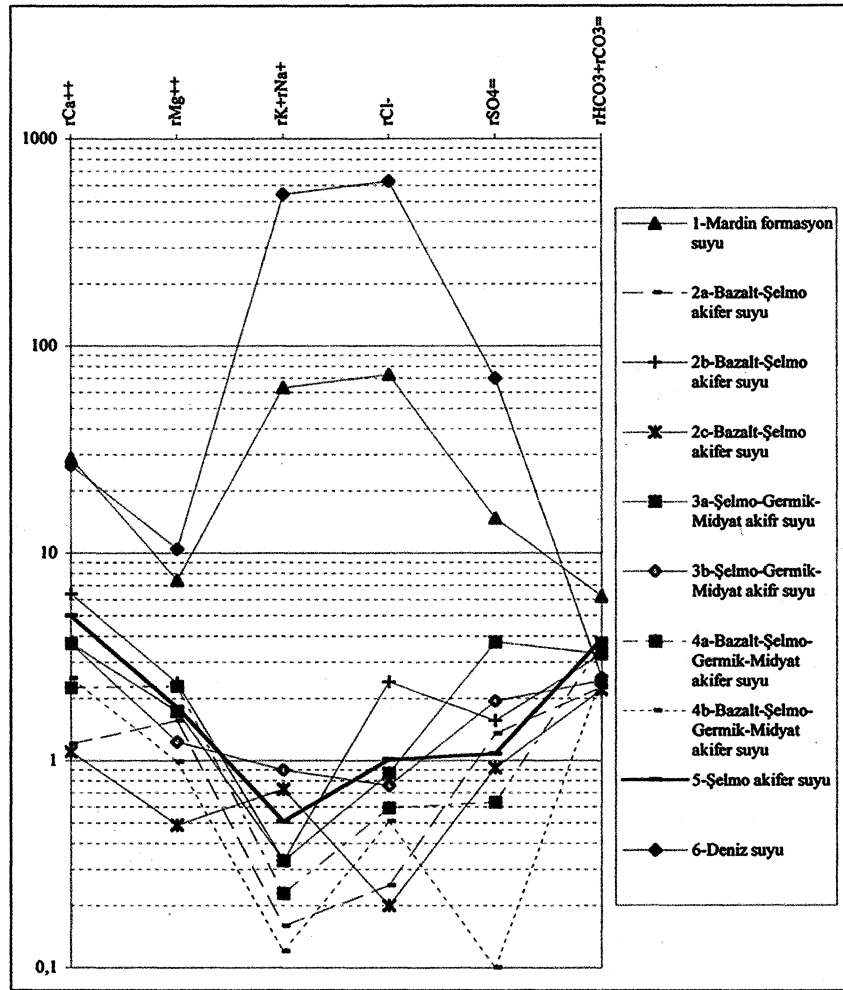
$$(aH_2CO_3) / P_{CO_2} = K_{CO_2} = 10^{-1.46} \text{ (Karbon dioksit için)}$$

Suların sanayide kullanımları sırasında buhar kazanlarında olabilecek kayıp ve hasarların tahmini için köpürme katsayıları hesap edilerek, köpürme özelliklerine göre sınıflaması yapılabilir. Suların kaynarken köpürme katsayısı ($F_o = 62 r Na^+ + 78 r K^+$ ($r = meq / l$)) bağıntısıyla bulunur (Şahinci, 1991). $F_o < 60$ ise kaynarken köpürmeyen su, $60 < F_o < 200$ ise kaynarken köpüren su ve $F_o > 200$ kaynarken çok köpüren su özelliğini yansıtır. Suların kimyasal analizlerinde yapılabilecek hatalar anyon katyon dengesinden $e = (ZK_{Katyon} - S_{Anyon} / Z_{iyon}) \times 100$ (meq/l) bağıntısıyla hesaplanabilir. Hata yüzdesinin genellikle %5'den düşük olması istenir. Analizlerin yapımı sırasında ortaya çıkan yöntemsel yanlışlıklardan kaynaklanmayan %5'den fazla hata yüzdesi olması durumunda analizi yapılmamış olan iyon türlerinden herhangi birilerinin suda yüksek derişimlerde olduğu yorumu yapılabilir (Ford ve Williams, 1989).

fasiyes tipleri çizelgelerde belirtilen diğer hidrojeokimyasal değerlendirmeler arasındadır.

Yöredeki elliye yakın değişik sondaj kuyusundan (1984-1996 yılları arasında yapılmış) edinilen kimyasal analizler ile de hidrojeokimyasal değerlendirmeler yapılmış ve gruplandırmada dikkate alınarak, her bir grubun en az bir tane olmak üzere en yeni kimyasal analizlerinin hidrojeokimyasai özellikleri çizelgelerde yansıtılmıştır. Çizelge 1-5 incelenecek olursa, Mardin formasyonundan gelen petrol üretim sulan dışındaki tüm grup akifer suları gerek içme ve evsel kullanım amaçlı, gerekse sulama amaçlı olsun rahatlıkla kullanılabilir kaliteli sulardır. Uluslararası Hidrojeologlar Birliği'nin sınıflamasına göre Mardin formasyonundan gelen petrol üretim suları sodyumlu-kalsiyumlu-klorürlü su tipini, bazalt ve Şelmo ortak akiferi kalsiyumlu-magnezyumlu-bikarbonatlı ve

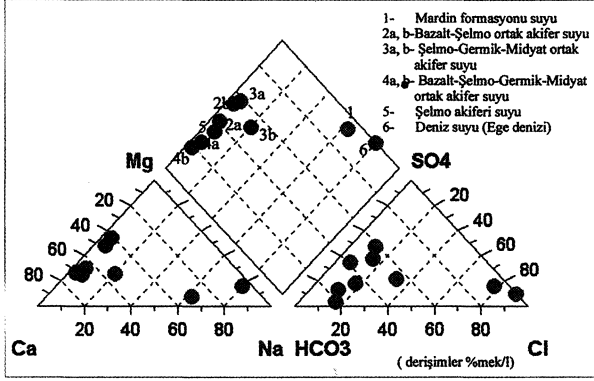
sülfatlı su tipini, bazaît+Şelmo+Germik+Midyat ortak akiferi ve Şelmo akiferi ise kalsiyumlu - magnezyumlu ve bikarbonatlı su tiplerini, Şelmo+Germik+Midyat ortak akiferi de kalsiyumlu-magnezyumlu-bikarbonatlı ve sülfatlı su tipini yansıtmaktadır. Sertlikleri az sert ile sert arasında değişen, toplam tuzluluk değerleri düşük olan (genellikle 250-800 $\mu\text{mho/cm}$) bu içilebilir nitelikteki akifer sularının pH değerleri de çoğunlukla 7.4 ile 8.3 arasında değişmektedir. Doğunluk indeksleri her akifer için kuyudan kuyuya farklı değerler almakla birlikte kalsit ve dolomit doğunlukları tüm akiferlerde çoğunlukla pozitif, jips ise negatif değerdedir (Çizelge 1-5). Schoeller Yarı Logaritmik Diyagramında benzer formasyonlardan gelen, aynı hazneye ve beslenme alanına sahip sular benzer dağılım gösterirler. Farklı formasyonlardan gelen ya da birbiriyle ilişkisiz olan sular da birbirinden farklı pik verirler (Şekil 3).



Şekil 3: İnceleme alanındaki farklı su gruplarının Schoeller Yarı Logaritmik Diyagramı'ndaki görünümü ($r=\text{emq/l}$)
Figure 3: Schoeller Semi-Logarithmic diagram of the different water groups from the study area

DIYARBAKIR AKİFERLERİNİN HİDROJEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ VE KİRLENEBİLİRLİĞİ

İnceleme alanındaki sular zaman içinde iyon çözünürlüğünün artması yönünde kalsiyum bikarbonatlı su tipinden sodyumlu, kalsiyumlu ve klorürlü su tipine doğru gelişen bir hidrojeokimyasal evrimi yansıtır (Şekil 4).



Şekil 4: İnceleme Alanındaki suların Piper Üçgen Diyagramı'ndaki Görünümü (%meq/l).

Figure 4: Distributions of the water groups in the Piper tri-linear diagram (%meq/l).

Petrol Sahasındaki üretim fazlası suyun (rafine edildikten sonra) yeraltına enjeksiyon yapıldığı haliyle örneklenen Mardin formasyonu üretim suyu gerek Piper üçgen diyagramında gerekse Schoeller yarı logaritmik diyagramında da görüleceği gibi denizel kökenli ya da deniz ile ilişkili su tipine benzer bir su tipini yansıtmaktadır. Oluşumları itibariyle jeolojik zamanlarda deniz ile ilişkili oldukları da düşünülebilir. Fakat zamanla gelişmiş

olan iyon değişimi, çökelme, çözünme, buharlaşma, indirgenme, yükseltgenme ve benzeri birçok biyokimyasal süreç sonucunda güncel deniz suyundan ve güncel yeraltı sularından farklı bir kimyasal yapı kazanmışlardır. Şekil 3 ve 4'deki diyagramlardan da görülebileceği gibi bazı iyon yüzdeleri ve hidrojeokimyasal fasiyes tipi olarak deniz sularına benzer dağılım gösteren petrol artığı Mardin formasyonu suları deniz suları ile karşılaştırılacak olursa; ilk vurgulanabilecek nokta güncel deniz suyuna göre özellikle tuzluluğun (toplam mineralizasyonun) ve pH'nın düşüklüğü ve kalsiyum iyon yüzdesindeki artıştır (Tarcan, 1989; Çizelge 6).

Kalsiyum yüzdesindeki bu artış yukarıda değinildiği gibi çeşitli etkenlere bağlı olmakla birlikte özellikle iyon değişimi ve soğrulma tepkimelerinin baskın olduğunu göstermektedir. Genel kullanım açısından ele alınacak olursa Mardin formasyonunun bu üretim suyu, gerek yüksek tuzluluğu, gerek yüksek sertliği ve diğer kimyasal özellikleri nedeniyle içilmesi ve kullanılması sakıncalı sulardır. Buradaki değerlendirmede yalnızca major element kimyası ele alınmıştır. Petrol ile birlikte üretilen bu sularda insan sağlığına zararlı, zehirleyici kimyasal maddelerin bulunma olasılığı da yüksektir.

Sulin (1946) petrol araştırmalarında suların analizlerinden yararlanarak, petrol veya doğal gazın bulunabilmesi için suda bulunması gerekli özellikleri 3 grup altında toplamıştır (Şahinci, 1991).

Çizelge 1: Mardin formasyonu petrol üretim sularının (Midyat formasyonuna geri basılan) hidrojeokimyasal özellikleri.

Table 1: Hydrogeochemical characteristics of the oil producing water from Mardin formation injected to Midyat formation.

| Örnek Adı : Mardin Formasyonu (Midyat akiferine geri basılan su) | | | | pH | | 6,76 | |
|------------------------------------------------------------------|------|-------|--------|----------|------------------------------------------------------|-------------------|--------|
| Örnekleme Tarihi : 5.5.1996 | | | | Lab. No. | DEÜ 1 | EC(µmh/cm) | 11080 |
| İyon | mg/l | Meq/l | %meq/l | %mg/l | C(mol/l) | .5CZ ² | F |
| Na ⁺ | 1375 | 59,81 | 60,96 | 64,7 | 0,05981 | 0,0299 | 0,76 |
| K ⁺ | 86 | 2,21 | 2,25 | 4,0 | 0,00221 | 0,0011 | 0,76 |
| Ca ⁺ | 575 | 28,69 | 29,25 | 27,0 | 0,01435 | 0,0287 | 0,33 |
| Mg ⁺⁺ | 90 | 7,40 | 7,54 | 4,2 | 0,00370 | 0,0074 | 0,33 |
| Cl ⁻ | 2575 | 72,58 | 77,60 | 70,3 | 0,07258 | 0,0363 | 0,76 |
| HCO ₃ ⁻ | 378 | 6,20 | 6,63 | 10,3 | 0,00620 | 0,0031 | 0,76 |
| SO ₄ ⁼ | 708 | 14,75 | 15,77 | 19,3 | 0,00738 | 0,0148 | 0,33 |
| Toplam Katyon Miktarı (meq/l) | | | | 98,108 | Toplam Katyon Miktarı (mg/l) | | 2126,0 |
| Toplam Anyon Miktarı (meq/l) | | | | 93,525 | Toplam Anyon Miktarı (mg/l) | | 3661,0 |
| Toplam İyon Miktarı (meq/l) | | | | 191,633 | Toplam İyon Miktarı (mg/l) | | 5787,0 |
| İyonlaşma Gücü (mol/l) | | | | 0,121 | %e (Hata Yüzdesi) | | 2,39 |
| SAR (Sodyum Ad. Oranı) (%) | | | | 14,079 | Sertlik (Fr) | | 180,47 |
| rCl / (rSO ₄ + rHCO ₃) Oranı | | | | 3,465 | rCa/rMg Oranı | | 3,88 |
| Slc 8Kalsit Doygunluk İndeksi | | | | 0,274 | Slj (Jips Doygunluk İndeksi) | | -0,32 |
| Sld (Dolomit Doygunluk İndeksi) | | | | -0,020 | LogPCO ₂ (CO ₂) Kısmi Basıncı | | -1,27 |
| Fo (Köpürme Katsayısı) | | | | 3880,1 | SiO ₂ (mg/l) | | |
| Hidrojeokimyasal fasiyes tipi : | | | | Na-Ca-Cl | B ⁺⁺⁺ (mg/l) | | |

Çizelge 2: Bazalt ve Şelmo formasyonlarından üretilen (ortak akifer) suların hidrojeokimyasal özellikleri.
Table 2: Hydrogeochemical characteristics of the Bazalt and Şelmo aquifer water.

| Örnek Adı : Bazalt-Şelmo Ortak Akiferi (Kuyu no: 47322) 2-a | | | | | | pH | 8,2 | | |
|--------------------------------------------------------------|------|-------|--------|-----------------------------------------|------------------------------------------------------|-------------------|------|------------|-----|
| Örnekleme Tarihi : 28.01.1998 | | | | | | Lab.: | DSİ | EC(µmh/cm) | 270 |
| İYON | mg/l | meq/l | %meq/l | %mg/l | C(mol/l) | .5CZ ² | F | AC | |
| Na ⁺ | 3 | 0,13 | 4,47 | 6,4 | 0,00013 | 0,0001 | 0,92 | 0,0001 | |
| K ⁺ | 1 | 0,3 | 0,88 | 2,1 | 0,00003 | 0,0000 | 0,92 | 0,0000 | |
| Ca ⁺ | 24 | 1,20 | 74,07 | 51,1 | 0,00060 | 0,0012 | 0,74 | 0,0004 | |
| Mg ⁺⁺ | 19 | 1,56 | 53,58 | 40,4 | 0,00078 | 0,00016 | 0,75 | 0,0006 | |
| Cl ⁻ | 9 | 0,25 | 6,55 | 4,2 | 0,00025 | 0,0001 | 0,92 | 0,0021 | |
| HCO ₃ ⁻ | 138 | 2,26 | 58,46 | 65,1 | 0,00226 | 0,0011 | 0,92 | 0,0021 | |
| SO ₄ ⁼ | 65 | 1,35 | 34,99 | 30,7 | 0,00068 | 0,0014 | 0,73 | 0,005 | |
| Toplam Katyon Miktarı (meq/l) | | | | 2,916 | Toplam Katyon Miktarı (mg/l) | | | 47,0 | |
| Toplam Anyon Miktarı (meq/l) | | | | 3,870 | Toplam Anyon Miktarı (mg/l) | | | 212,0 | |
| Toplam İyon Miktarı (meq/l) | | | | 6,786 | Toplam İyon Miktarı (mg/l) | | | 259,0 | |
| İyonlaşma Gücü (mol/l) | | | | 0,005 | %’e (Hata Yüzdesi) | | | -14,06 | |
| SAR (Sodyum Ad. Oranı) (%) | | | | 0,111 | Sertlik (Fr) | | | 13,80 | |
| rCl / (rSO ₄ + rHCO ₃) Oranı | | | | 0,070 | rCa/rMg Oranı | | | 0,77 | |
| Slc (Kalsit Doygunluk İndeksi) | | | | 0327 | Slj (Jips Doygunluk İndeksi) | | | -2,05 | |
| Sld (Dolomit Doygunluk İndeksi) | | | | 0,794 | LogPCO ₂ (CO ₂) Kısmi Basıncı | | | -3,06 | |
| Fo (Köpürme Katsayısı) | | | | 10,1 | SiO ₂ (mg/l) | | | | |
| Hidrokimyasal fasiyes tipi : | | | | Mg-Ca-HCO ₃ -SO ₄ | B ⁺⁺⁺ (mg/l) | | | | |
| Örnek Adı : Bazalt-Şelmo Ortak Akiferi (Kuyu no: 47322) 2-b | | | | | | pH | 8,2 | | |
| Örnekleme Tarihi : 24.02.1994 | | | | | | Lab.: | DSİ | EC(µmh/cm) | 640 |
| İYON | mg/l | Meq/l | %meq/l | %mg/l | C(mol/l) | .5CZ ² | F | AC | |
| Na ⁺ | 7 | 0,30 | 3,35 | 4,2 | 0,00030 | 0,0002 | 0,89 | 0,0003 | |
| K ⁺ | 1 | 0,03 | 0,28 | 0,6 | 0,00003 | 0,0000 | 0,89 | 0,0000 | |
| Ca ⁺ | 128 | 6,39 | 70,17 | 77,6 | 0,00319 | 0,0064 | 0,64 | 0,64 | |
| Mg ⁺⁺ | 29 | 2,38 | 26,20 | 17,6 | 0,00119 | 0,0024 | 0,66 | 0,0008 | |
| Cl ⁻ | 85 | 2,40 | 33,10 | 23,6 | 0,00240 | 0,0012 | 0,89 | 0,0021 | |
| HCO ₃ ⁻ | 200 | 3,28 | 45,30 | 55,6 | 0,00328 | 0,0016 | 0,89 | 0,0029 | |
| SO ₄ ⁼ | 75 | 1,56 | 21,59 | 20,8 | 0,00078 | 0,0016 | 0,63 | 0,0005 | |
| Toplam Katyon Miktarı (meq/l) | | | | 9,102 | Toplam Katyon Miktarı (mg/l) | | | 165,0 | |
| Toplam Anyon Miktarı (meq/l) | | | | 7,237 | Toplam Anyon Miktarı (mg/l) | | | 360,0 | |
| Toplam İyon Miktarı (meq/l) | | | | 16,339 | Toplam İyon Miktarı (mg/l) | | | 525,0 | |
| İyonlaşma Gücü (mol/l) | | | | 0,013 | %’e (Hata Yüzdesi) | | | 11,42 | |
| SAR (Sodyum Ad. Oranı) (%) | | | | 0,145 | Sertlik (Fr) | | | 43,86 | |
| rCl / (rSO ₄ + rHCO ₃) Oranı | | | | 0,495 | rCa/rMg Oranı | | | 2,68 | |
| Slc (Kalsit Doygunluk İndeksi) | | | | 1,138 | Slj (Jips Doygunluk İndeksi) | | | -1,39 | |
| Sld (Dolomit Doygunluk İndeksi) | | | | 1,878 | LogPCO ₂ (CO ₂) Kısmi Basıncı | | | -2,92 | |
| Fo (Köpürme Katsayısı) | | | | 20,9 | SiO ₂ (mg/l) | | | | |
| Hidrokimyasal fasiyes tipi : | | | | Ca-Mg-HCO-Cl-SO ₄ | B ⁺⁺⁺ (mg/l) | | | | |
| Örnek Adı : Balazlt-Şelmo Ortak Akiferi (Kuyu no: 47322) 2-c | | | | | | pH | 8,23 | | |
| Örnekleme Tarihi : 05.05.1996 | | | | | | Lab.: | DEÜ | EC(µmh/cm) | 342 |
| İYON | mg/l | Meq/l | %meq/l | %mg/l | C(mol/l) | .5CZ ² | F | AC | |
| Na ⁺ | 15 | 0,65 | 28,12 | 32,6 | 0,00065 | 0,0003 | 0,93 | 0,0006 | |
| K ⁺ | 3 | 0,08 | 3,31 | 6,5 | 0,00008 | 0,0000 | 0,93 | 0,0001 | |
| Ca ⁺ | 22 | 1,10 | 47,31 | 47,8 | 0,00055 | 0,0011 | 0,77 | 0,0004 | |
| Mg ⁺⁺ | 6 | 0,49 | 21,26 | 13,0 | 0,00025 | 0,005 | 0,77 | 0,0002 | |
| Cl ⁻ | 7 | 0,20 | 5,96 | 3,8 | 0,00020 | 0,0001 | 0,93 | 0,0002 | |
| HCO ₃ ⁻ | 134 | 20,20 | 66,35 | 72,4 | 0,00220 | 0,0011 | 0,93 | 0,0021 | |
| SO ₄ ⁼ | 44 | 0,92 | 27,69 | 23,8 | 0,00046 | 0,0009 | 0,76 | 0,0003 | |
| Toplam Katyon Miktarı (meq/l) | | | | 2,321 | Toplam Katyon Miktarı (mg/l) | | | 46,0 | |
| Toplam Anyon Miktarı (meq/l) | | | | 3,311 | Toplam Anyon Miktarı (mg/l) | | | 185,0 | |
| Toplam İyon Miktarı (meq/l) | | | | 5,631 | Toplam İyon Miktarı (mg/l) | | | 231,0 | |
| İyonlaşma Gücü (mol/l) | | | | 0,004 | %’e (Hata Yüzdesi) | | | -17,58 | |
| SAR (Sodyum Ad. Oranı) (%) | | | | 0,731 | Sertlik (Fr) | | | 7,96 | |
| rCl / (rSO ₄ + rHCO ₃) Oranı | | | | 0,063 | rCa/rMg Oranı | | | 2,22 | |
| Slc (Kalsit Doygunluk İndeksi) | | | | 0,326 | Slj (Jips Doygunluk İndeksi) | | | -2,22 | |
| Sld (Dolomit Doygunluk İndeksi) | | | | 0,330 | LogPCO ₂ (CO ₂) Kısmi Basıncı | | | -3,10 | |
| Fo (Köpürme Katsayısı) | | | | 46,5 | SiO ₂ (mg/l) | | | | |
| Hidrokimyasal fasiyes tipi : | | | | Ca-Na-Mg-HCO-SO ₄ | B ⁺⁺⁺ (mg/l) | | | | |

DİYARBAKIR AKİFERLERİNİN HİDROJEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ VE KİRLENEBİLİRLİĞİ

Çizelge 3:Şelmo-Germik-Midyat formasyonlarından üretilen ortak akifer sularının hidrojeokimyasal özellikleri
Table 3: Hydro geochemical characteristics of the Şelmo-Germik-Midyat aquifer water.

| Örnek Adı : Şelmo-Germik-Midyat Ortak Akiferi (Kuyu no: 50186) 3a | | | | | | | pH | 7,5 |
|-------------------------------------------------------------------|------|-------|--------|------------------|------------------------------------------------------|-------------------|------|--------|
| Örneklenme Tarihi : 28.01.1994 | | | | Lab.: | DSİ | EC(µmh/cm) | | 560 |
| İYON | mg/l | Meq/l | %meq/l | %mg/l | C(mol/l) | .5CZ ² | F | AC |
| Na ⁺ | 7,4 | 0,32 | 5,60 | 7,2 | 0,00032 | 0,0002 | 0,90 | 0,0003 |
| K ⁺ | 0,2 | 0,01 | 0,09 | 0,2 | 0,00001 | 0,0000 | 0,89 | 0,0000 |
| Ca ⁺ | 74 | 3,69 | 64,26 | 72,1 | 0,00185 | 0,0037 | 0,66 | 0,0012 |
| Mg ⁺⁺ | 21 | 1,73 | 30,05 | 20,5 | 0,00086 | 0,0017 | 0,68 | 0,0006 |
| Cl ⁻ | 31 | 0,87 | 11,06 | 7,5 | 0,00087 | 0,0004 | 0,89 | 0,0008 |
| HCO ₃ ⁻ | 200 | 3,28 | 41,49 | 48,7 | 0,00328 | 0,0016 | 0,90 | 0,0029 |
| SO ₄ ⁼ | 180 | 3,75 | 47,45 | 43,8 | 0,00188 | 0,0038 | 0,65 | 0,0012 |
| Toplam Katyon Miktarı (meq/l) | | | | 5,747 | Toplam Katyon Miktarı (mg/l) | | | 102,6 |
| Toplam Anyon Miktarı (meq/l) | | | | 7,902 | Toplam Anyon Miktarı (mg/l) | | | 411,0 |
| Toplam İyon Miktarı (meq/l) | | | | 13,649 | Toplam İyon Miktarı (mg/l) | | | 513,6 |
| İyonlaşma Gücü (mol/l) | | | | 0,011 | %’e (Hata Yüzdesi) | | | -15,79 |
| SAR (Sodyum Ad. Oranı) (%) | | | | 0,196 | Sertlik (Fr) | | | 27,10 |
| rCl / (rSO ₄ + rHCO ₃) Oranı | | | | 0,124 | rCa/rMg Oranı | | | 2,14 |
| Slc (Kalsit Doygunluk İndeksi) | | | | 0,215 | Slj (Jips Doygunluk İndeksi) | | | -1,22 |
| Sld (Dolomit Doygunluk İndeksi) | | | | 0,130 | LogPCO ₂ (CO ₂) Kısmi Basıncı | | | -2,21 |
| Fo (Köpürme Katsayısı) | | | | 20,4 | SiO ₂ (mg/l) | | | |
| Hidrokimyasal fasiyes tipi : | | | | Ca-Mg-Na-HCO-SO4 | B ⁺⁺⁺ (mg/l) | | | |

| Örnek Adı : Şelmo-Germik-Midyat Ortak Akiferi (Kuyu no: 36444) 3b | | | | | | | pH | 7,5 |
|-------------------------------------------------------------------|------|-------|--------|------------------|------------------------------------------------------|-------------------|------|--------|
| Örneklenme Tarihi : 21.02.1994 | | | | Lab.: | DSİ | EC(µmh/cm) | | 457 |
| İYON | mg/l | Meq/l | %meq/l | %mg/l | C(mol/l) | .5CZ ² | F | AC |
| Na ⁺ | 22 | 0,96 | 16,20 | 19,6 | 0,00096 | 0,0005 | 0,91 | 0,0009 |
| K ⁺ | 1 | 0,03 | 0,43 | 0,9 | 0,00003 | 0,0000 | 0,90 | 0,0000 |
| Ca ⁺ | 74 | 3,69 | 62,49 | 66,1 | 0,00185 | 0,0037 | 0,69 | 0,0013 |
| Mg ⁺⁺ | 15 | 1,23 | 20,88 | 13,4 | 0,00062 | 0,0012 | 0,70 | 0,0004 |
| Cl ⁻ | 27 | 0,76 | 14,85 | 10,1 | 0,00076 | 0,0004 | 0,90 | 0,0007 |
| HCO ₃ ⁻ | 148 | 2,43 | 47,34 | 55,2 | 0,00243 | 0,0012 | 0,91 | 0,0022 |
| SO ₄ ⁼ | 93 | 1,94 | 37,81 | 34,7 | 0,00097 | 0,0019 | 0,67 | 0,0007 |
| Toplam Katyon Miktarı (meq/l) | | | | 5,909 | Toplam Katyon Miktarı (mg/l) | | | 112,0 |
| Toplam Anyon Miktarı (meq/l) | | | | 5,125 | Toplam Anyon Miktarı (mg/l) | | | 268,0 |
| Toplam İyon Miktarı (meq/l) | | | | 11,033 | Toplam İyon Miktarı (mg/l) | | | 380,0 |
| İyonlaşma Gücü (mol/l) | | | | 0,009 | %’e (Hata Yüzdesi) | | | 7,11 |
| SAR (Sodyum Ad. Oranı) (%) | | | | 0,610 | Sertlik (Fr) | | | 24,63 |
| rCl / (rSO ₄ + rHCO ₃) Oranı | | | | 0,174 | rCa/rMg Oranı | | | 2,99 |
| Slc (Kalsit Doygunluk İndeksi) | | | | 0,706 | Slj (Jips Doygunluk İndeksi) | | | -1,47 |
| Sld (Dolomit Doygunluk İndeksi) | | | | 0,964 | LogPCO ₂ (CO ₂) Kısmi Basıncı | | | -2,94 |
| Fo (Köpürme Katsayısı) | | | | 61,3 | SiO ₂ (mg/l) | | | |
| Hidrokimyasal fasiyes tipi : | | | | Ca-Mg-Na-HCO-SO4 | B ⁺⁺⁺ (mg/l) | | | |

Çizelge 4: Bazalt-Şelmo-Germik-Midyat formasyonlarından üretilen ortak akifer sularının hidrojeokimyasal özellikleri.

Table 4: Hydrogeochemical characteristics of the Bazalt-Şelmo-Germik-Midyat aquifer water.

| Örnek Adı : Bazalt-Şelmo-Germik-Midyat Ortak Akiferi (Kuyu no: 49448) 4a | | | | | | | pH | 7,5 |
|--------------------------------------------------------------------------|------|-------|--------|------------------------|------------------------------------------------------|-------------------|------------|--------|
| Örnekleme Tarihi :21.02.1994 | | | | | Lab.: | DSİ | EC(µmh/cm) | 400 |
| İYON | mg/l | Meq/l | %meq/l | %mg/l | C(mol/l) | .5CZ ² | F | AC |
| Na ⁺ | 5,3 | 0,23 | 4,82 | 6,8 | 0,00023 | 0,0001 | 0,91 | 0,0002 |
| K ⁺ | 0,1 | 0,00 | 0,05 | 0,1 | 0,00000 | 0,0000 | 0,91 | 0,0000 |
| Ca ⁺⁺ | 45 | 2,25 | 46,96 | 57,4 | 0,00112 | 0,0022 | 0,71 | 0,0008 |
| Mg ⁺⁺ | 28 | 2,30 | 48,16 | 35,7 | 0,00115 | 0,0023 | 0,72 | 0,0008 |
| Cl ⁻ | 21 | 0,59 | 12,27 | 7,7 | 0,00059 | 0,0003 | 0,91 | 0,0005 |
| HCO ₃ ⁻ | 220 | 3,61 | 74,77 | 81,2 | 0,00361 | 0,0018 | 0,91 | 0,0033 |
| SO ₄ ⁼ | 30 | 0,63 | 12,96 | 11,1 | 0,00031 | 0,0006 | 0,70 | 0,0002 |
| Toplam Katyon Miktarı (meq/l) | | | | 4,781 | Toplam Katyon Miktarı (mg/l) | | | 78,4 |
| Toplam Anyon Miktarı (meq/l) | | | | 4,823 | Toplam Anyon Miktarı (mg/l) | | | 271,0 |
| Toplam İyon Miktarı (meq/l) | | | | 9,605 | Toplam İyon Miktarı (mg/l) | | | 349,4 |
| İyonlaşma Gücü (mol/l) | | | | 0,007 | %’e (Hata Yüzdesi) | | | -0,44 |
| SAR (Sodyum Ad. Oranı) (%) | | | | 0,153 | Sertlik (Fr) | | | 22,74 |
| rCl / (rSO ₄ + rHCO ₃) Oranı | | | | 0,140 | rCa/rMg Oranı | | | 0,98 |
| Slc (Kalsit Doygunluk İndeksi) | | | | 0,079 | Slj (Jips Doygunluk İndeksi) | | | -2,15 |
| Sld (Dolomit Doygunluk İndeksi) | | | | 0,196 | LogPCO ₂ (CO ₂) Kısmi Basıncı | | | -2,16 |
| Fo (Köpürme Katsayısı) | | | | 14,5 | SiO ₂ (mg/l) | | | |
| Hidrokimyasal fasiyes tipi : | | | | Mg-Ca-HCO ₃ | B ⁺⁺⁺ (mg/l) | | | |

Çizelge 5: Şelmo akiferi sularının hidrojeokimyasal özellikleri

Table 5: Hydrogeochemical characteristics of the Şelmo aquifer water.

| Örnek Adı : Bazalt-Şelmo-Germik-Midyat Ortak Akiferi (Kuyu no: 50857) 4b | | | | | | | pH | 7,9 |
|--------------------------------------------------------------------------|------|-------|--------|------------------------|------------------------------------------------------|-------------------|------------|--------|
| Örnekleme Tarihi :21.02.1994 | | | | | Lab.: | DSİ | EC(µmh/cm) | 800 |
| İYON | mg/l | Meq/l | %meq/l | %mg/l | C(mol/l) | .5CZ ² | F | AC |
| Na ⁺ | 11,0 | 0,48 | 6,55 | 8,2 | 0,00048 | 0,0002 | 0,90 | 0,0004 |
| K ⁺ | 1,0 | 0,03 | 0,21 | 0,5 | 0,00001 | 0,0000 | 0,92 | 0,0000 |
| Ca ⁺ | 50 | 2,50 | 69,34 | 77,2 | 0,00125 | 0,0025 | 0,74 | 0,0009 |
| Mg ⁺⁺ | 12 | 0,99 | 27,43 | 18,5 | 0,00049 | 0,0010 | 0,75 | 0,0004 |
| Cl ⁻ | 18 | 0,51 | 16,19 | 1,1 | 0,00051 | 0,003 | 0,92 | 0,0005 |
| HCO ₃ ⁻ | 155 | 2,54 | 80,60 | 87,1 | 0,00254 | 0,0013 | 0,93 | 0,0024 |
| SO ₄ ⁼ | 5 | 0,10 | 3,30 | 2,8 | 0,00005 | 0,0001 | 0,74 | 0,0000 |
| Toplam Katyon Miktarı (meq/l) | | | | 3,598 | Toplam Katyon Miktarı (mg/l) | | | 64,8 |
| Toplam Anyon Miktarı (meq/l) | | | | 3,152 | Toplam Anyon Miktarı (mg/l) | | | 178,0 |
| Toplam İyon Miktarı (meq/l) | | | | 6,751 | Toplam İyon Miktarı (mg/l) | | | 242,8 |
| İyonlaşma Gücü (mol/l) | | | | 0,005 | %’e (Hata Yüzdesi) | | | 6,60 |
| SAR (Sodyum Ad. Oranı) (%) | | | | 0,082 | Sertlik (Fr) | | | 17,41 |
| rCl / (rSO ₄ + rHCO ₃) Oranı | | | | 0,192 | rCa/rMg Oranı | | | 2,53 |
| Slc (Kalsit Doygunluk İndeksi) | | | | -0,100 | Slj (Jips Doygunluk İndeksi) | | | -2,84 |
| Sld (Dolomit Doygunluk İndeksi) | | | | -0,578 | LogPCO ₂ (CO ₂) Kısmi Basıncı | | | -2,21 |
| Fo (Köpürme Katsayısı) | | | | 7,3 | Fe 8mg/l) | | | 0,20 |
| Hidrokimyasal fasiyes tipi : | | | | Ca-Mg-HCO ₃ | B ⁺⁺⁺ (mg/l) | | | 0,70 |

DIYARBAKIR AKİFERLERİNİN HİDROJEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ VE KİRLENEBİLİRLİĞİ

Buna göre birinci gruptaki sular naftanik asitlerin ve iyotun varlığına dayanır. İkinci gruptaki sular ise indirgenmiş sülfatlı sulardır. Klorür-kalsiyum ve bikarbonat-sodyum tipinde yüksek miktarda hidrojen sülfür içerirler. Bu gruptaki sular her zaman petrolün varlığını göstermezler. Ancak dolaylı olarak önemli bir veri olarak kullanılabilir. Sulin (1946)'in kökensel sınıflamasına göre petrol ile birlikte bulunan suların doğada bulunuş sırası (bolluk sırası), genellikle, klorür-kalsiyum su tipi > bikarbonat-sodyum su tipi > klorür-magnezyum su tipi şeklindedir. Sulin bu sınıflamasında suları qNa ($q = \% meq/l$) ve qCl oranlarına göre ($qNa/qCl > 1$ ve $qNa/qCl < 1$ olmak üzere) iki ana tipe ayırmıştır. İnceleme alanındaki Mardin formasyonundan gelen petrol artığı sularda olduğu gibi $qNa/qCl < 1$ ise sudaki fazla klorür Ca veya Mg ile birleşerek, şu jenetik tipleri verebilir.

Eğer $(qCl - qNa)/qMg$ oranı 1'den küçükse su kalsiyum-klorürlü, 1'den büyükse magnezyum-klorürlü su tipindedir. Çizelge 1'den de anlaşılacağı üzere inceleme alanındaki Mardin formasyonu suları Sulin'in bu jenetik sınıflamasına göre klorür-kalsiyum su tipindedir. Üçüncü grup petrol suları ise brom, bor, baryum, stronsiyum, florür ve radyum gibi elementlerin varlığına dayanır. Bu elementler köken açısından petrol yatakları ile ilişkili olmamakla birlikte, bu elementlerin fazla miktarda varlığı, suyun petrol oluşturabilen kayalardan gelebileceğini gösterebilir. İnceleme alanındaki sularda bu gibi eser elementlere yönelik analizler bulunmamaktadır. Yapılacak yeni analizlerin bu elementleri de içermesi durumunda suların kökenleri ve birbiri ile olan ilişkilerine daha doğru yaklaşımlar yapılabilir.

3.3. Suların Kirlenebilirliği

İnceleme alanındaki suların kirlenebilirliği, yüzey ve yeraltı sularının kirlenebilirliği olarak iki grupta ele alınabilir. Yüzey suyu olarak sahada akarsular (inceleme alanındaki küçük büyüklü bütün akarsular Dicle Nehri'ne akarak birleşirler) ile yıllardan beri sulama suyu olarak kullanılmakta olan ve 1993 yılında alınan bir karar sonucu içme suyu ihtiyacını karşılaması planlanan Devegeçidi Barajı Gölü bulunmaktadır. Şehrin atık suyu ve bazı sanayi atıkları dereler aracılığıyla doğrudan Dicle Nehri'ne aktılmaktadır. Devegeçidi Baraj Gölü'nün mutlak koruma alanında bile hiçbir koruyucu önlem bulunmamaktadır. Bu alanda hayvan gübresi depolanmakta olup, hayvanlar ve atıkları baraj gölü suları ile çioğrudan temas halindedirler. Bilindiği gibi içme suyu havzalarında oluşturulan koruma alanları; 1-Mutlak koruma alanı (göl sa-

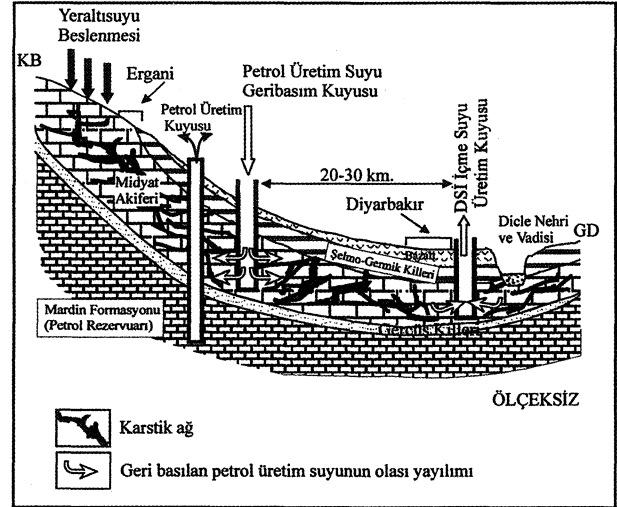
hasından itibaren $L=300$ m uzaklıktaki alan), 2- Kısa mesafeli koruma alanı ($L=700$ m), 3- Orta mesafeli koruma alanı ($L=1000$ m), 4- Uzun mesafeli koruma alanı (yağış beslenme alanının tamamı) olarak dörde ayrılmıştır (Resmi Gazete, 1988). Devegeçidi Baraj Gölü çevresinde yer alan bazı köylerin tamamı ile bazılarının da bir bölümü (toplam beş köy) mutlak koruma alanında, altı köy kısa mesafeli koruma alanında, dört köy de orta mesafeli koruma alanının içinde kalmaktadır.

Ayrıca Diyarbakır Şehir Merkezi'nin kuzeybatısında bulunan petrol üretim alanı doğrudan doğruya Devegeçidi Baraj'ının su toplama havzasında bulunmaktadır. Hatta bazı derin petrol kuyularının mutlak koruma alanı içinde, bazılarının da bilfiil gölün içinde kaldığı ve kuyu başı petrol sızıntılarından gölün doğrudan etkilendiği gözlenmiştir. Oysa havzanın mutlak koruma alanında su üretimi dışında hiçbir faaliyete izin verilmemelidir. Nitekim 4 Nisan 1996 tarihinde saat 14:30'da Devegeçidi Baraj Göleti kapak bölgesinden DİSKİ (Diyarbakır Su Kanalizasyon İdaresi) tarafından aldırılan su örneklerinin İSKİ laboratuvarındaki biyolojik analizlerinde 540 adet/100 ml total Kaliform, 140 adet/10 ml de (E. Coli) bakteri saptanmıştır. Ayrıca göl sularının değişik yerlerinden alınan aynı tarihli 6 su örneğinin Marmara Üniversitesi Çevre Mühendisliği Bölümü Laboratuvarlarında yaptırılan analizlerinde sırasıyla 2.6, 4.6, 4.0, 4.4, 0.3, 16 mg/l yağ ve gres parametresi saptanmıştır. Buradan da anlaşılacağı üzere Devegeçidi Baraj Gölü sularının bugünkü konumu itibarıyla (koruma alanları oluşturulmadıkça) içme suyu olarak kullanılması uygun değildir.

Yeraltı sularının kirlenebilirliği daha karmaşık boyuttadır. Diyarbakır içme suyu akiferleri için (özellikle Midyat akiferi için) şehir içindeki sanayi tesisleri ve evsel atıkların yanı sıra, alandaki petrol üretim sahası önemli ölçüde bir kirlenici kaynak oluşturmaktadır. Bu sahada petrol sondaj borularındaki olası hasarlara bağlı kaçaklar nedeniyle petrol türevlerinin akiferlere sızması ve Greenpeace (1996) tarafından belirtilen petrol atığı üretim sularının Midyat formasyonuna geri basılması (Petrol sahasından Diyarbakır içme suyu akiferlerine olabilecek) başlıca kirlenebilirlik risklerindedir. Bu ve benzeri sahalarda gerek petrol üretiminin verimliliği açısından, gerekse çevrenin ve akiferlerin korunması açısından petrol atığı üretim suları alındığı derinlikteki hazneye (bu alan için Mardin formasyonu-

na) geri basılmamıştır. Petrol sahalarında üretim sularının formasyonunun doğal özelliklerinden kaynaklanan radyoaktif atıklar, çözücüler ve diğer kimyasal maddelerce yüklü halde olmaları petrol üretiminden kaynaklanan doğal bir olaydır. Bu suların diğer içilen, kullanılan sularla karışması sağlığa son derece zararlı olan ağır metaller, zehirleyici kimyasallar ve radyoaktif maddeler gibi kirlenmelerle kirlenmesine neden olabilir. Ayrıca hidrojeokimya bölümünde belirtildiği gibi bu atık sular majör element yönünden de yüklü, yüksek tuzlu sular olduğundan, tuzluluğu çok düşük olan Diyarbakır'daki akifer suları için tuzlu su kirlenmesi açısından da bir risk oluşturmaktadır. Bölgenin jeolojik ve hidrojeolojik yapısı da göstermektedir ki; Midyat akiferi yeraltı suyu akım yönü Diyarbakır Şehir Merkezi'ne ve içme suyu üretim kuyularının bulunduğu yöne doğrudur (Şekil 2). Midyat akiferi önceki bölümlerde belirtildiği gibi bol çatlaklı, karstik boşluklu, boşluk ve çatlakları birbiri ile bağlantılı kireçtaşlardan oluşmakta olup, geçirgenliği yüksektir. Bu tip jeolojik formasyonlar bilindiği üzere kırıntılı kayalardan oluşan formasyonlarda olduğu gibi suyu süzerek temizleme özelliğine sahip değildir. Tersine tüm kirliliği olduğu gibi iletirler. Alanda açılan içme suyu kuyuları hep ortak akifer suları üretmekte olduğundan, Midyat akiferi için bahsedilen bu kirlenebilirlik tehlikesi diğer akiferler için de söz konusudur. Çünkü açılmış bulunan kuyularda tüm akifer düzeyleri filtrelenmektedir. Bu nedenle Midyat akiferinde olan herhangi bir kirlenici, sızıntı yoluyla diğer akiferleri de etkileyecektir. Diyarba-

kır Şehri içme suyu kuyularının kirlenebilirliği hidrojeolojik yapı ve akiferlerin beslenme alanında bulunan kirlenici kaynak (formasyon suyu geri basımı) nedeniyle çok yüksektir (Şekil 5).



Şekil 5: İnceleme alanının ve Midyat akiferinin kirlenebilirliğini açıklayan ölçeksiz şematik hidrojeolojik modeli (Greenpeace Mediterranean, 1996'dan değiştirilerek)

Figure 5: Hydrogeological model of the study area explaining the vulnerability to pollution of the Midyat aquifer (Modified from the Greenpeace Mediterranean, 1996)

Çizelge 6: Güncel Deniz (Ege Denizi) sularının hidrojeokimyasal özellikleri (Kimyasal analiz değerleri Tarcan 1989'dan alınmıştır.)

Table 6: Hydrogeochemical characteristics of the present sea water (Aegean Sea) (Chemical analyses data are taken from Tarcan, 1989).

| Örnek Adı: Ege Denizi (Gülbahçe Körfezi) | | | | | pH | | | 8,18 |
|------------------------------------------------------|-------|--------|--------|-------------|------------------------------------------------------|-------------------|-------|---------|
| Örnekleme Tarihi :1987 Yıllık Ort. (Aylık örnekleme) | | Lab.: | DEÜ | EC(M.mh/cm) | | | | 56725 |
| İYON | mg/l | Meq/l | %meq/l | %mg/l | C(mol/l) | .5CZ ² | F | AC |
| Na ⁺ | 12164 | 529,10 | 78,15 | 83,8 | 0,52910 | 0,2645 | 0,636 | 0,3420 |
| K ⁺ | 502 | 12,87 | 1,90 | 3,5 | 0,01287 | 0,0064 | 0,583 | 0,0076 |
| Ca ⁺ | 532 | 26,55 | 3,92 | 3,7 | 0,01327 | 0,0265 | 0,188 | 0,0025 |
| Mg ⁺⁺ | 1320 | 108,55 | 16,03 | 9,1 | 0,05428 | 0,1086 | 0,208 | 0,0115 |
| Cl ⁻ | 22262 | 627,47 | 89,65 | 86,5 | 0,62747 | 0,3137 | 0,681 | 0,4347 |
| HCO ₃ ⁻ | 64 | 1,05 | 0,15 | 0,2 | 0,00105 | 0,0005 | 0,596 | 0,0010 |
| CO ₃ ⁼ | 44 | 1,47 | 0,21 | 0,2 | 0,00073 | 0,0015 | 0,092 | 0,00000 |
| SO ₄ ⁻ | 3355 | 69,90 | 9,99 | 13,0 | 0,03495 | 0,0699 | 0,098 | 0,0034 |
| Toplam Katyon Miktarı (meq/l) | | | | 677,071 | Toplam Katyon Miktarı (mg/l) | | | 14518,0 |
| Toplam Anyon Miktarı (meq/l) | | | | 699,881 | Toplam Anyon Miktarı (mg/l) | | | 25725,0 |
| Toplam İyon Miktarı (meq/l) | | | | 1376,952 | Toplam İyon Miktarı (mg/l) | | | 40243,0 |
| İyonlaşma Gücü (mol/l) | | | | 0,803 | %e (Hata Yüzdesi) | | | -1,66 |
| SAR (Sodyum Ad. Oranı) (%) | | | | 64,376 | Sertlik (Fr) | | | 675,50 |
| RCl/(rSO ₄ +rHCO ₃) Oranı | | | | 8,844 | rCa/rMg Oranı | | | 0,24 |
| Slc (Kalsit Doygunluk İndeksi) | | | | 0,678 | Slj (Jips Doygunluk İndeksi) | | | -0,47 |
| Sld (Dolomit Doygunluk İndeksi) | | | | 2,218 | LogPCO ₂ (CO ₂) Kısmi Basıncı | | | -3,32 |
| Fo (Köpürme Katsayısı) | | | | 33808,2 | Fe 8mg/l) | | | 6,40 |
| Hidrokimyasal fasiyes tipi: | | | | Na-Cl | Suyun aktivitesi | | | 0,9791 |

DIYARBAKIR AKİFERLERİNİN HİDROJEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ VE KİRLENEBİLİRLİĞİ

Şu aşamada kirleticilerin bu gün hangi noktaya geldiği, içme suyu üretim kuyularının bulunduğu yerin etkilenip etkilenmediği, kirlenme türü ve boyutları vb. bilinmemektedir. Bütün bunları saptayabilmek suyun yeraltında geçirdiği zaman ve yolları saptamaya ve su noktaları ile kirletici kaynak arasındaki bağlantıları araştırmaya yönelik izotopsal çalışmaları, yeraltı sularındaki izleme deneylerini ve sularda kirlilik parametrelerini saptamak için eser elementler de dahil olmak üzere bir dizi kimyasal analiz yöntemlerini de içeren ayrıntılı hidrojeolojik ve hidrojeokimyasal çalışmalar yapılmalıdır.

4. SONUÇ VE ÖNERİLER

İnceleme alanında en altta bulunan Kretase-Paleosen yaşlı Mardin formasyonu petrol ile birlikte çıkarılan kalitesiz, tuzlu, fosil suların (üretim sularının) haznesini oluşturur. Üste gelen Alt Eosen Gercüş formasyonu akiklud; Orta Eosen Midyat, Alt Miyosen Germik, Üst Miyosen-Pliyosen Şelmo formasyonları ile Pliyosen-Pleistosen yaşlı bazalt birimi akifer özelliğindedir. Diyarbakır Şehri içme suyu ihtiyacını bu jeolojik formasyonlarda açılmış kuyular aracılığıyla ortak akifer sularından karşılamaktadır. Özellikle karstik Midyat kireçtaşları Diyarbakır için en verimli akiferdir. Bu akiferler sondajların açıldığı ve analizlerde belirtilen tarih itibarıyla hidrojeokimyasal özellikleri açısından içme, kullanma ve sulama amaçlı kullanıma uygun sulardır. Bununla birlikte petrol üretim alanındaki Mardin formasyonuna geri basılması gereken petrol atığı üretim sularının karstik Midyat akiferine geri basılması Diyarbakır Şehri Akiferleri için büyük bir risk oluşturmaktadır. Çünkü petrol üretim alanı Diyarbakır içme suyu kuyularının bulunduğu Midyat akiferi kuyularının beslenme alanında kalmaktadır. Hidrojeolojik yapı Midyat akiferinin kirlenebileceğini göstermektedir. Alanda yeraltı sularının hızını ve yönünü bulmaya yönelik izotopsal çalışmaları, yeraltı suyu izleme deneylerini ve eser elementleri de içine alan ayrıntılı hidrojeokimyasal çalışmaları kapsayan hidrojeolojik incelemelerin yapılması önerilir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmadaki kimyasal analizlerin yapılmasında emeği geçen kimyager Nalan Yılmaz'e, yerinde incelemeler sırasında yardımlarını esirgemeyen Diyarbakır Belediyesi ve DİSKİ yetkililerine ve konunun ele alınmasındaki katkılarından dolayı Avukat Jeo. Müh. Yusuf Ali

Karaman'a, ayrıca makalenin incelenmesi aşamasında görüş ve önerilerinden yararlandığımız Dr. Mehmet Ekmekçi (H.Ü.) ve Dr. Zeki Çamur'a (O.D.T.Ü.) teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- APHA-AWWA-WPCF, 1975, Standart methods for examination of water and waste water. Fourteenth edition, copyright by American Public Health Association, Washington D.C., 1993s.
- Başkan, H. E. ve Canik, B., 1983, IAH Map of mineral and thermal waters of Turkey Aegean Region. MTA no. 189, Ankara, 80 s.
- Çamur, M. Z., 1996, Doğal salamura sularda mineral çökelim ve çözünümünün termodinamik değerlendirimi için bilgisayar programı. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, Sayı :48, 40-56.
- DSİ, 1979, Yukarı Dicle Havzası hidrojeolojik etüt raporu. Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü Jeoteknik ve Yeraltı suları Dairesi Başkanlığı, Ankara, 113 s.
- DSİ, 1994 Devlet Su İşleri, X. Bölge Müdürlüğü, 1994 Yılı Programı takdim raporu. 3, 47-48.
- DSİ, 1996, Devlet Su İşleri X. Bölge Müdürlüğü sondaj kuyu verileri ve kimyasal analizler Diyarbakır (Yayınlanmamış).
- Fetter, C. W., 1994, Applied Hydrogeology. Third Edition University of Wisconsin-Oshkosh. Macmillian College Publishing Company, New-York, 691 s.
- Ford, D. C. ve Williams, P. W., 1989, Greenpeace Mediterranean basın duyurusu, 26 Mart 1996, İstanbul.
- Resmi Gazete, 1988, Su kalitesine ilişkin planlama esasları ve yasaklar. 4 Eylül 1988, Sayı : 19, Bölüm . 4 Madde : 16-20, 22-24.
- Sulin, 1946, Suların jenetik sınıflaması ve petrol yataklarından gelen suların kimyasal özellikleri, in. "Şahinci, A., 1991, Doğal Suların Jeokimyası, Reform Matbaası, Beyler-İzmir, 198-201".
- Şahinci, A., 1991, Doğal Suların Jeokimyası. Reform Matbaası, Beyler-İzmir, 548 s.

Tarcan, G., 1989, Urla-İçmeler ve çevresinin jeolojik-hidrojeolojik incelenmesi, sıcak-soğuk suların jeo-kimyasal yorumlanması. Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, İzmir.

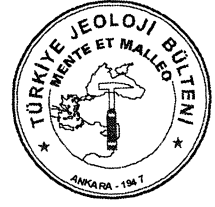
TS-266, 1970, İçme Suları Türk Standartları, UDK 663.7.543, 32 s.

Makalenin geliş tarihi: 18.12.1997

Makalenin yayına kabul edildiği tarih : 05.05.1999

Received December 18, 1997

Accepted May 5, 1999



İzmir Yöresinde Andezitlerin Bozunma Ürünü Killerin Oluşum Şekilleri ve Mühendislik Özellikleri

Formation features and engineering properties of the clays produced from the weathering of the andesites in Izmir and vicinity

Mehmet Yalçın KOCA Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Bornova 35100 İZMİR

Öz

İzmir yöresinde andezit türü volkanik kayalar ve bunların ayrışma ürünü killer oldukça yaygın olarak bulunurlar. Andezitlerin malzeme özellikleri, bozunmanın derecesiyle değişmekte ve tamamen bozunmuş veya ayrışmış andezitlerden simektit grubu kil mineralleri oluşmaktadır. Andezitlerin bozunma ürünü olan killerin genelde iki şekilde oluştuğu arazi çalışmalarıyla belirlenmiştir. Birincisi, bir andezit lavı, kendisinden önce akan ve kısmen soğumuş olan (katılaşmış) lavı alterasyona uğratarak onu rezidüel zemin haline dönüştürmektedir. İkincisi, andezit içerisindeki süreksizlikler boyunca yeraltı suyunun ve atmosferik faktörlerin etkisiyle fiziksel ve kimyasal bozunma sonucunda andezit lavı, kil ve silt tane boyundan oluşan bir zemin haline gelmektedir. Süreksizlik zonları boyunca andezitin bozunma ürünü olarak gelişmiş simektit türü killerin yapısına su alarak şişmeleri, süreksizlik denetimli duraysızlıklara neden olmaktadır. Bunun sonucunda, soğuma çatlaklarının yüzeyleri boyunca çok düşük eğimlerde de ($20 \pm 2^\circ$) kil dolgululu süreksizliklerden itibaren kütle hareketleri gelişebilmektedir.

Bu makalede, Susuzdede Parkı, Osmangazi, Asansör taş ocağı şevlerinden ve İzmir metrosu derin tünel kazısının başlangıç noktasını oluşturan Yeşilyurt Nenehatun kuyusundan alınan andezitin bozunma ürünü dolgu zemin örneklerinin mühendislik özelliklerine ait deney sonuçları verilmiş ve bu tür zeminlerin eski taş ocaklarında ve yol yarmalarında yaratabileceği şev duraylılığı sorunları üzerinde durulmuştur.

Anahtar Kelimeler : Andezit, bozunma, kil, makaslama dayanımı, stereografik izdüşüm tekniği

Abstract

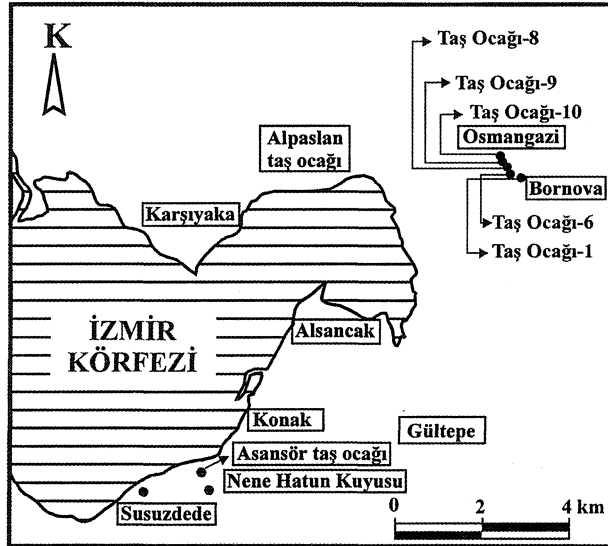
Andesitic volcanic rocks and their weathering products "clays" are highly widespread around Izmir. The material properties of andesites vary with their weathering grades. Smectite type clay minerals are formed in moderately and completely weathered andesites. The clays formed as a result of weathering are determined to have formed in two ways during the field observations. First, the andesitic lava alters the previously flown and partially solidified andesitic lava and a residual clay is formed. Secondly, the andesite is weathered by groundwater circulation through the discontinuities and by atmospheric factors, produce clay and silt. The smectite type clays formed as a weathering product, swell by taking water into their structure and developed instabilities controlling by the discontinuities. This may cause slope failures even at gentle slopes along the clay-filled cooling joints.

In this paper, the geomechanic test results of the clays formed from weathering of the andesite taken from Susuzdede Park, Osmangazi, Asansör Quarry and the Nenehatun Shaft of the Izmir Metro, are presented and the influence of such soil types on the stability of the abandoned quarries and road slopes, are discussed.

Key words: Andesite, clay, shear strength, stereo graphic projection technique, weathering

GİRİŞ

İnceleme alanı, İzmir Körfezi'nin güneyinde Hatay, Yeşilyurt ve Turgutreis semtlerinde, kuzeyinde de Osmangazi semtinde, yaklaşık 8 km²'lik bir alanda yüzeylenen andezitlerdeki bozunma zonlarını kapsamaktadır (Şekil 1).



Şekil 1: İncelenen andezit taş ocakları ve tünel kuyusunun yer buldum haritası.

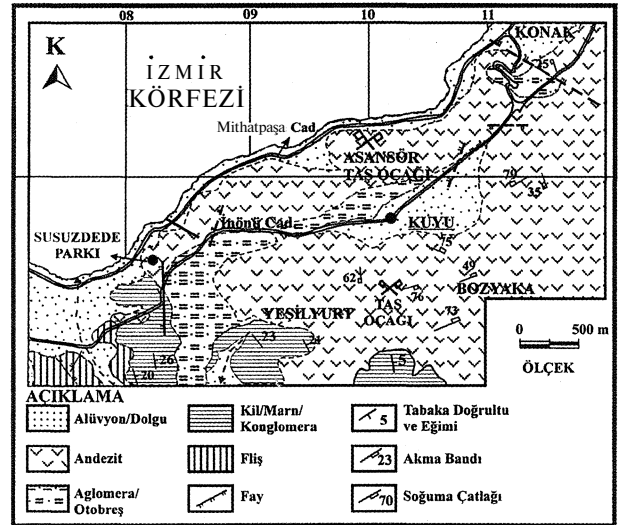
Figure 1: Location map of the studied andesite quarries and the tunnel shaft.

Bu alan ve yakın çevresinde günümüze değin volkanitler üzerinde değişik amaçlı araştırmalar yapılmıştır. Bunlardan Phillipson (1911), volkanitlerin petrokimyasını incelemiş ve andezitleri piroksen andezit olarak, Akartuna (1962) ise İzmir Kadifekale yöresindeki volkanik kayaları ayırtlamış ve andezitleri ojit-biotik-andezit olarak tanımlamıştır. Koca (1995), volkanitleri İzmir Körfezinin kuzeyinde ve güneyinde olmak üzere gruplandırmış ve andezitlerin bozunma derecelerine bağlı olarak fizikomekanik özelliklerinde meydana gelen değişimleri incelemiştir. Bu çalışmalarda, andezitlerde mevcut akma bantları, soğuma çatlakları ve tektonik kökenli süreksizliklerden itibaren andezitin yüzeysel bozunması sonucu oluşan killerin türleri ve oluşan kil gruplarının mühendislik özelliklerine değinilmiştir. Ayrıca, 1cm'den kalın süreksizlik dolgusu şeklinde gelişen andezitin bozunma ürünü killerin özellikle az pürüzlü düzlemsel yüzeylere sahip soğuma çatlakları boyunca ve süreksizliğin eğim yönünün şev dışına olması durumunda, çok düşük eğimlerde bile şev duraysızlıklarına neden olduğu belirlenmiştir. Bu gözlemi deneysel verileri de dikkate

olarak araştırmak amacıyla eski andezit ocaklarından, yarım şevlerden ve İzmir metro kuyusundan örselenmiş süreksizlik dolgusu zemin numuneleri alınarak konsolidasyonsuz-drenajsız ve konsolidasyonlu-drenajlı makaslama deneyleri yapılmış ve dolgunun makaslama dayanımı parametreleri saptanmıştır. Taş ocaklarında gözlenen kayma açılarıyla, dolgu kili numunelerinin içsel sürtünme açıları karşılaştırılmış ve andezitin bozunma ürünü olarak süreksizlikler boyunca oluşmuş killerden itibaren (özellikle aşırı yağışlar sonrasında) çok düşük süreksizlik eğimlerinde düzlemsel ve kama tipi kaymaların gelişebileceği ortaya konmuştur.

VOLKANİTLERİN JEOLJİSİ VE PETROGRA-FİSİ

Geç Miyosen yaşlı andezitler (Akartuna, 1962), İzmir Körfezi'nin kuzeyinde ve güneyinde lavlar ve bunların piroklastikleri şeklinde oldukça geniş alanlar kaplamaktadır. Bu alanlara ait jeoloji haritası yazar tarafından 1/10.000 ölçekte hazırlanmıştır (Şekil 2).



Şekil 2: Çalışma alanının jeoloji haritası.

Figure 2: Geological map of the study area.

Andezitler genelde İzmir yöresinde Neojen tortul istif üzerine uyumsuz olarak gelirler. Körfezin kuzeyinde geniş andezit yüzleklerine rastlanırken, güneyinde yoğun yerleşim nedeniyle bu yüzlekler örtülü durumdadır. Andezitlerde derinliği 1.5-2 m'ye ulaşan yüzeysel bozunmanın yanı sıra, tektonik aktiviteyle ilgili makaslama çatlaklarıyla akma bantları ve soğuma yüzeyleri boyunca killeşmeler gelişmiştir (Koca, 1995). Grimsi

İZMİR YÖRESİ ANDEZİT ÜRÜNÜ KİLLERİN ÖZELLİKLERİ

siyah ve pembe andezitler, bozunma zonlarında sarımsı beyaz, sarımsı kahverengi renklidir.

Petrografik incelemelere göre andezitler porfirik yapı gösterirler. Fenokristallerini plajiyoklaz, hornblend, biotit, ojit ve %2'den az olmak üzere serbest kuvars oluşturmaktadır. Plajiyoklazlarda killeşme, serisitleşme ve karbonatlaşma, hornblendlerde epidotlaşma ve kloritleşme, biotitlerde kloritleşme, ojitlerde uralitleşme ve kloritleşme gibi bozunma ürünleri gözlenmiş, demir minerallerinin ise oksitlendikleri saptanmıştır.

YÖNTEM

Şekil 1'de yerleri gösterilen andezitin bozunma ürünü kil numunelerin X-ışını difraktogramları Dokuz Eylül Üniversitesi Maden Mühendisliği Bölümü'nde, JEOL-JSDX-100S4 model difraktometrede çekilmiş ve elde edilen difraktogramlar incelenerek dolgu numunelerin kil grupları belirlenmiştir. Kil tipinin belirlenmesine yönelik olarak Asansör taş ocağından alınan ve X-ışın difraktogramı çekilen numune gliserine doyurulmuş hale getirilmiş ve $2\theta = 15^\circ$ 'ye kadar olan kesiminde tekrar çekim yapılmıştır.

Süreksizliklerin 5-7 cm kalınlığındaki dolgu malzemesinden alınmış killer üzerinde 11, siltli-killi kumlar üzerinde 4 adet olmak üzere, toplam 15 adet numunenin indeks özellikleri tayin edilmiştir. ASTM (1972a)'ye göre granülometri, ASTM (1972b) ve (ASTM) (1971)'ye göre ise kıvam limitleri deneyleri yapılmıştır. Andezit taş ocaklarında süreksizliklerdeki dolgu türüne bağlı olarak makaslama dayanımı parametrelerinin değişiminin saptanmasına yönelik olarak konsolidasyonsuz-drenajsız ve konsolidasyonlu-drenajlı makaslama deneyleri yapılmıştır. Deneyler ASTM (1979)'ye göre yapılmış olup, deney cihazı ile ilgili bilgiler Çizelge 1'de gösterilmiştir.

Çizelge 1: Deneysel aletlerin özellikleri.

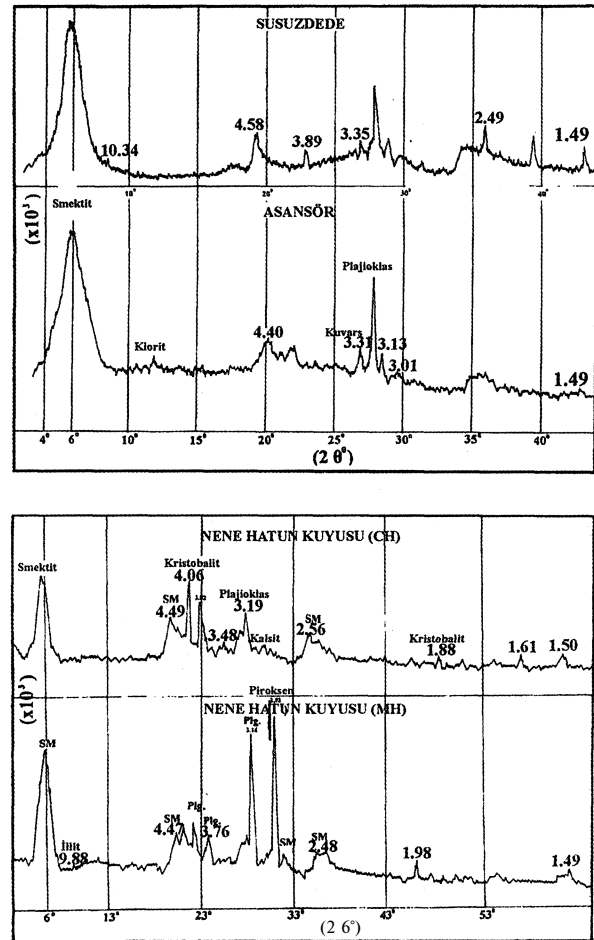
Table 1: Features of the experiment devices.

| Adı | Deformasyon hızı değişimi | | Yük halkası değişimi | | | |
|--------------------------|---------------------------|--------|----------------------|-------|-----------------------|--------------------|
| | Aralığı (mm/dak) | A-dedi | Aralığı (kg) | Adedi | Numune Boyutları (cm) | Deneysel Türü |
| Direkt Makaslama | 0.0020 | 25 | 200 | 5 | 6x6x2 | Drenajlı Drenajsız |
| Serbest sıkışma dayanımı | 0.0006 | 25 | 200 | 5 | - | - |

Konsolidasyonlu-drenajlı deneylerden elde edilen makaslama dayanım parametrelerinin süreksizlik dolgusu kontrolündeki kaya şevlerinin uzun süreli duraylılık analizleri için gerekli olacağı düşünülmüştür. Örselenmemiş süreksizlik dolguları için drenajsız koşullarda 45 adet (15 adet yenilme zarfının elde edilmesi için), drenajlı koşullarda 12 adet (3 adet yenilme zarfının elde edilmesi için) olmak üzere değişik yük kademelerinde normal ve makaslama gerilim değerleri 18 adet yenilme zarfının tayini için kullanılmıştır. Nenehatun kuyusunda farklı derinliklerdeki dolgudan alınan kili ve siltli numuneler üzerinde de 11 adet serbest sıkışma dayanım deneyi yapılmıştır.

KİL MİNERALLERİ VE OLUŞUM MEKANİZMASI

Susuzdede, Asansör ve Nenehatun kuyusundaki andezitlerin çatlaklarındaki kil dolgularından örnekler alınarak X-ışını difraktometre çekilmiştir (Şekil 3).



Şekil 3: Süreksizlik dolgularından alınan kil boyutu malzemelerin tipik X-ışını difraktogramları.

Figure 3: Typical X-ray diffractograms of clay size fractions from the infilling material between discontinuity walls.

Dört adet örnek üzerinde X-ışını difraktometre çalışmaları yapılarak $d=15 \text{ \AA}$ 'da (001) yüzeyine ait maksimum pik elde edilmiş ve aynı nimeralin $d=1.49 \text{ \AA}$ 'da (060) düzlemlerinden X-ışınları saçınım yöntemiyle ölçülen d_{60} kalınlıkları esas katyon Al^{+3} olmak üzere montmorillonitlerde $1.49\text{-}1.50 \text{ \AA}$ arasında değiştiği bilinmektedir (Brown, 1961). Ayrıca, Velde (1994) tarafından $29=3^0\sim 3.5^0$ 'deki (d) mesafesi 17.6 \AA olarak tespit edilmiştir. Tüm bu veriler andezit bozunma ürünü killerin, simektit grubunda yer alan Ca-montmorillonit tipi killere olduğuna işaret etmektedir.

Bu tip killer geniş bazal aralıklara sahip ($14\text{-}17 \text{ \AA}$) oldukları için bünyelerine su alarak şişebilmekte ve suyunu kaybettiklerinde ise oldukça sert ve keskin yüzeylere sahip malzemeler haline dönüşebilmektedir. Arazi çalışmalarında andezitlerden türeyen simektit grubu killerin genelde iki şekilde oluştuğu gözlenmiştir. Birincisi, birden fazla volkanik aktivite sonucunda oluşan andezit lavları akarak üst üste gelmekte ve ilk fazla oluşmuş olan lavlar, bir sonraki fazda oluşmuş lavlar tarafından ısının etkisiyle alterasyona uğratılmaktadır. Burada mekanizma; akarak gelen kızgın lav bandının atmosferle temasta olan yüzeyleri hızlı soğumaya başlarken, hemen onun üzerine gelen ikinci kızgın lav bandı tarafından, yüksek sıcaklığın etkisiyle alttaki lav bandını altere etmesi şeklindedir. Önceden altere olmuş andezitler daha sonra yüzeysel koşullarda farklı derecede bozunmaya uğramışlardır. İki ayrı fazda oluşan ve üst üste gelen lavların dokanakları boyunca pişme zonları ve bu zonlarda kil minerallerinin oluştuğu gözlenmiştir. İkinci mekanizma ise, andezit kütlelerinin içerdiği süreksizlik zonları boyunca yeraltı suyunun dolaşımı ve atmosferik etkiler sonucunda andezitlerdeki süreksizliklerden itibaren kil minerallerinin oluşmasıdır (Şekil 4).

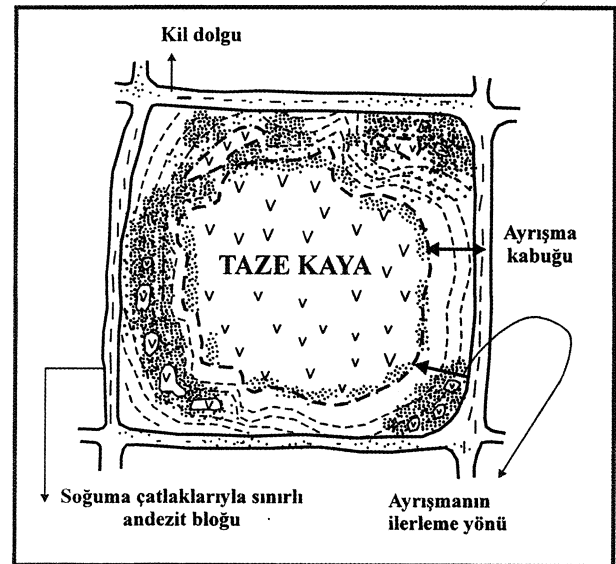
Kil dolguları likit limit değerlerinin $LL>50$ olması da bu killerin montmorillonitik olduğuna işaret etmektedir (Means ve Parcher, 1963). Orta derecede bozunmuş andezitler pembe, gri ve kahverenginin değişik tonlarında gözlenirken, tamamen kile dönüşmüş kesimlerde renk sarımsı beyaz, sarımsı kahverengi-tonlardadır.

DOLGU TÜRLERİ VE İNDEKS ÖZELLİKLERİ

Süreksizliklerin tipleri, açıklıkları, yeraltı suyu seviyesinin altında ve/veya üstünde bulunışları, çatlaklarda oluşan dolguların yüzeye yakın olması durumunda çevre

kayaçların parçacıklarını içerip içermemeleri ve tektonik aktivite oluşan dolgu türlerini etkilemektedir. Ayrıca, dolgu kalınlığının (t), süreksizliğin pürüzlülüğünün dalga boyuna (a) oranının "1" ve daha yüksek değerlere erişmesi durumunda ($t/a>1$), süreksizliğin makaslama dayanımını dolgunun dayanım parametreleri kontrol etmektedir (Ladanyi ve Archambault, 1977).

Andezitlerdeki süreksizliklerin yüzeye doğru gidildikçe açıklıklarının arttığı tespit edilmiştir. Özellikle soğuma yüzeyleri için bu açıklıklar şev aynalarının tabanlarında $0,1\text{-}1 \text{ cm}$, şev üst yüzeylerinde $2\text{-}15 \text{ cm}$ kadardır. Fay zonlarında ise 25 cm 'ye kadar erişmektedir (Koca, 1995). $5\text{-}30 \text{ m}$ yüksekliğindeki şevleri olan Asansör taş ocağında, $15\text{-}25 \text{ m}$ yüksekliğindeki şevlerin gözlemlendiği Osmangazi taş ocaklarında, $10\text{-}18 \text{ m}$ şev yüksekliğine sahip Suzdede Parkı şevlerinde ve 33 m derinliğe sahip Nenehatun tünel kuyusunun (kuyu ağız kotu: 80.78 m) düşey profilinde yukarıda bahsedilen süreksizlik açıklıkları ölçülmüş ve şevlerin değişik seviyelerindeki açık çatlaklı soğuma ve makaslama zonlarındaki bozunma ürünü dolgudan TS (1975)'e göre 18 adet örselenmemiş zemin numunesi ve kenar uzunluğu $7\text{-}10 \text{ cm}$ ve $15\text{-}30 \text{ cm}$ olan küp biçiminde numuneler alınmıştır. Numune alımı sırasında kıl testere ve numunenin alttan kesilmesi için bıçak kullanılmıştır. Andezitlerin süreksizliklerinde gelişen dolgu zemin numuneleri iki gruba ayrılarak incelenmiştir.



Şekil 4: Andezitlerde süreksizlik yüzeylerinden itibaren ayrışma derecesinin ilerlemesini gösteren temsili şekil.

Figure 4: An illustration of the progressive weathering grade from the discontinuity walls in andesites.

İZMİR YÖRESİ ANDEZİT ÜRÜNÜ KİLLERİN ÖZELLİKLERİ

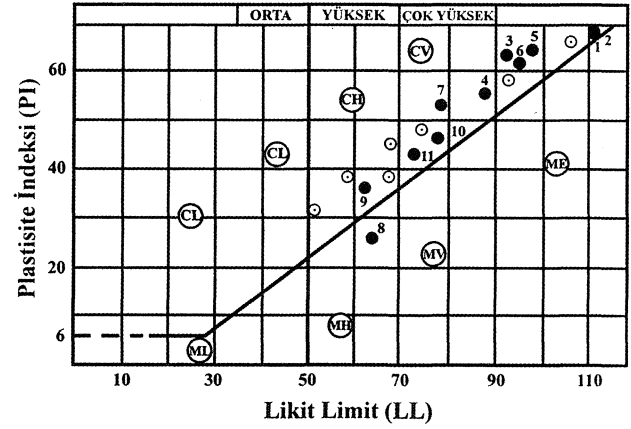
a) I. Grup zemin numuneleri

Yörede andezitleri çevreleyen kay aç türleri, killi kireçtaşı, kumtaşı, çakıltası gibi Neojen yaşlı tortullar ile Kretase yaşlı ve temeli oluşturan Bornova Karmaşığı'dır. Taşıma işlevi nedeniyle çevre kayaların parçacıkları, andezit bozunma ürünü olarak önceden oluşmuş kil, silt ve kum boyutu malzemeler içine karışmaktadır. Genellikle bu durum, şev üst yüzeyinden şev tabanına doğru olan ilk 4.5 m'de görülmektedir. Bu zonda, mekanik bozunma sonrası süreksizlik civarındaki ana kayaktan ayrılan ve kaba kumdan çakıl boyutuna kadar olan büyüklükte andezit parçaları da bulunabilmektedir. I. grup dolgu zemin numuneleri belirtilen nedenlerden dolayı şevlerin yüzeyden itibaren 0-4.5 m derinliğindeki çatlak dolgularından ve makaslama zoolarından alınmıştır.

Yeraltı suyu seviyesinin üzerinde, şev üst yüzeyine yakın açık çatlaklı soğuma ve makaslama zonlarından alınan numunelerde granülometri ve kıvam limitleri deneyleri yapılmıştır. Numunelerin düşük ve/veya non-plastik siltli kum (SM), kötü derecelenmiş kum-silt, kili kum (SC) karışımları ve %5'ten az çakıl içeren killi siltli kumlar olduğu yapılan zemin deneyleri sonucunda belirlenmiştir (Çizelge 2).

b) II. Grup zemin numuneleri

I. gruba nazaran daha derinlerden, genellikle yeraltı suyu seviyesinin altından örselenmemiş dolgu zemin numuneleri alınmış ve numunelere ait indeks özellikler ve kıvam limitleri deney sonuçları Çizelge 2'de verilmiştir. Taş ocaklarında şev tabanına yakın kesimlerden, kuyuda ise yüzeyden itibaren 14-15'nci ve 30-32'nci metrelerden alınmıştır. II. Grup dolgu kil numunelerinin kıvam limitleri incelendiğinde; Susuzdede parkı ve Asansör taş ocağından alınan simektit grubu killerin likit limit değerleri 89-128, tünel kuyusundan ve Osmangazi taş ocaklarından alınan kil numunelerinkilerin ise 63-79 arasında değiştiği belirlenmiş olup, bunların CH-grubu inorganik killer olduğu görülmektedir (Şekil 5). Ayrıca tünel kuyusunun 14-15'nci metrelerinden alınan zemin numunelerinde likit limit değerlerinin 55-63, plastik limit değerlerinin 45-48 arasında olduğu (MH-grubu inorganik şiltler), 30-32'nci metrelerinden alınan kil örneklerinin ise diğer lokasyonlardan alınan örneklerle uyumlu olarak yüksek plastisiteli killer (CH) sınıfına girdiği belirlenmiştir (Şekil 5).



• : Drenajsız direkt makaslama deneyi yapılan numuneler (Undrained direct shear test specimens).

Şekil 5: Örneklerin plastisite abağındaki dağılımı.

Figure 5: Distribution of the specimens on the plasticity chart.

Nenehatun kuyusunda, kuyunun süreksizlik haritası yapılırken, kuyuda 60° kuzeye eğimli bir makaslama zonunun varlığı tespit edilmiştir (Kıncal, 1996). Makaslama zonu boyunca ve zonun her iki yanından 1.5-2.0 m mesafeden olmak üzere andezitin bozunma ürününden örselenmemiş numuneler alınmış ve incelenmiştir. Makaslama zonu üzerinden alınan numuneler CH türü yüksek plastisiteli killer (LL=73-85), zonun her iki yanından alınan örnekler MH türü yüksek plastisiteli şiltler ve SM türü kumlardan (%16) oluşmaktadır. Tektonik aktiviteyle birlikte makaslamanın olduğu hat boyunca ezilme ve ufanma, hattını her iki yanına göre daha fazla gelişmiş ve kil oluşumu yeraltı suyunun da etkisiyle hat boyunca daha hızlı gerçekleşmiştir.

Belirtilen lokasyonlardan alınan numuneler üzerinde yapılan tek eksenli sıkışma deneyi A.S.T.M. (1979) standardına göre yapılmış ve sonuçlar Çizelge 2'de sunulmuştur. Çok yüksek plastisiteli Susuzdede ve Asansör killerinde serbest sıkışma dayanımının 34-100 kn/m², Nenehatun kuyusu ve Osmangazi killerinde ise 28-46 kn/m², arasında değiştiği belirlenmiştir. Kuyuda belirli derinliklerden (14-15'nci ve 30-32'nci metreler arasında) derinliğe bağlı olarak alınan numunelerde yapılan serbest sıkışma dayanımı sonuçları ayrıca Şekil 6'da grafik olarak sunulmuştur. Süreksizlik dolgusu killerin drenajsız makaslama dayanımını belirlemek için tek eksenli sıkışma dayanımı deneyleri yapılmıştır. 14-15'nci metrelerden alınan MH grubu inorganik şiltlerde bu değerlerin 22-34 kn/m², 30-32'nci metrelerden alınan CH grubu inorganik killerde ise 40-44 kn/m² arasında değiştiği belirlenmiştir.

Çizelge 2: Dolgu numunelerine ait indeks özellikler ve dayanım parametreleri.
Table 2: Index properties and strength parameters of the infill samples.

| Örnek Yeri | γ_n (kN/m ³) | G | LL (%) | PL (%) | PI (%) | W _n (%) | Uu Drenajsız Deney | | Qu (kPa) | 200 nolu elekten geçen | Zemin Grubu |
|-----------------------------|------------------------------------|------|--------|--------|--------|--------------------|--------------------|-------------|-------------|------------------------------|----------------|
| | | | | | | | ϕ (°) | C (kPa) | | | |
| 1 Susuzdede | 15,4 | 2,69 | 128 | 44 | 84 | 0,81 | 8 ⁰ | 0,0 | 34 | 93 | CH |
| 2 Susuzdede | 15,0 | 2,69 | 120 | 45 | 80 | 0,83 | 8 ⁰ | 0,0 | 38 | 90 | CH |
| 3 Susuzdede | 18,2 | 2,67 | 93 | 30 | 63 | 0,29 | 21 ⁰ | 7,5 | 101 | 85,4 | CH |
| 4 Susuzdede | 17,7 | 2,67 | 89 | 33 | 56 | 0,36 | 18 ⁰ | 10 | 93 | 86,0 | CH |
| 5 Asansör | 17,8 | 2,68 | 98 | 31 | 67 | 0,63 | 20 ⁰ | 5,0 | 40 | 89,0 | CH |
| 6 Asansör | 18,0 | 2,68 | 96 | 32 | 64 | 0,53 | 22 ⁰ | 17 | 48 | 92,0 | CH |
| 7 SHAFT Kuyu | 18,2 | 2,67 | 79 | 26 | 53 | 0,43 | 24 ⁰ | 8,0 | 44 | 87,0 | CH |
| 8 SHAFT Kuyu | 18,0 | 2,67 | 64 | 37 | 27 | 0,54 | 20 ⁰ | 20 | 32 | 84,0 | MH |
| 9 Osmangazi 9-nolu Ocak | 16,7 | 2,68 | 63 | 27 | 36 | 0,61 | 13 ⁰ | 8,0 | 28 | 78 | CH |
| 10 Osmangazi 9-nolu Ocak | 17,3 | 2,68 | 74 | 32 | 42 | 0,74 | 16 ⁰ | 10 | 46 | 81 | CH |
| 11 Alpaslan Taşocağı | 16,3 | 2,68 | 78 | 31 | 47 | 0,65 | 14 ⁰ | 12 | 42 | 76 | CH |
| | | | | | | X +/-SD | 18,5+/-3,5 | 10,8+/-4,82 | | | |
| 12 Susuzdede | 17,8 | 2,67 | | | | 0,18 | 45 ⁰ | 19 | | | SC |
| 13 Susuzdede | 17,3 | 2,67 | | | | 0,24 | 38 ⁰ | 39 | | | SC |
| 14 Asansör | 18,7 | 2,67 | | | | 0,32 | 40 ⁰ | 28 | | | SC |
| 15 Alpaslan | 18,3 | 2,69 | | | | 0,31 | 37 ⁰ | 20 | | | SM |
| | | | | | | X +/-SD | 40+/-3,55 | 26,5+/-9,25 | | | |

γ_n = Doğal birim hacim ağırlık,

q_u = Tek eksenli sıkışma dayanımı,

G = Özgül Ağırlık,

c ve ϕ = Konsolidasyonsuz-drenajsız (UU) deneylerden elde edilen makaslama dayanımı parametreleri

LL = Likit limit,

PL = Plastik limit,

PI = Plastisite indisi

CH-grubu inorganik killerde q_u değerlerinin MH grubu inorganik şiltlerden daha yüksek olduğu görülmüştür (Şekil 6). Bu durum bozunma sonucu oluşan malzemelerin tane boyutu, doğal su içeriği ve kil mineralojisi ile ilgilidir. II. grup zemin numunelerinin likit limit değerlerinin yüksek ve/veya çok yüksek olması (LL=63-128), bunların bünyelerine çok miktarda su alarak şişebileceğine işaret etmektedir. Simektit grubu montmorillonit türü killerin özellikle yağışlı mevsimlerde yapılarına su alarak şişmeleri, süreksizlik düzlemleri boyunca dayanımı azalmakta ve değişik tipte kütle hareketlerine sebep olmaktadır.

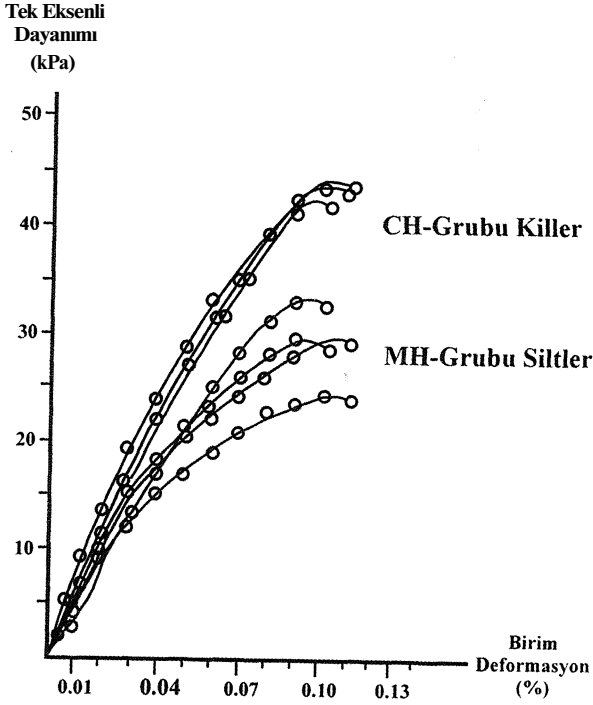
DOLGU ZEMİNLERİN MAKASLAMA DAYANIMI

Bu çalışma kapsamında makaslama dayanımı deneylerinin yapılmasındaki birincil amaç; andezit taş ocaklarında süreksizliklerdeki dolgu türüne bağlı olarak makaslama dayanımı parametrelerinin değişimini deneysel olarak saptamak ve elde edilen bu değerlerle, andezit taş ocaklarında önceden gerçekleştirilmiş kaymaların stereogra-

fik izdüşüm teknikleri kullanılarak yapılan analizleriyle belirlenmiş dayanım parametrelerinin karşılaştırılmasını yapmaktır. Diğer bir amaç ise; drenajsız-hızlı deneylerden elde edilen dayanım parametreleriyle konsolidasyonlu-drenajlı makaslama deneylerinden elde edilen dayanım parametrelerini karşılaştırmak, uzun ve kısa dönemli şev duraylılığı çalışmaları için gerekli olan bu parametrelerin değişim aralıklarını belirlemektir. İzmir içi ve çevresindeki andezit taş ocaklarından ve İzmir metrosu derin tünel hattının başlangıcını teşkil eden Nenehatun kuyusundan alınan SM-SC türü şiltlerde ve CH-türü killerde hızlı deneyler ve sadece CH türü killerde de konsolidasyonlu drenajlı deneyler yapılmıştır. Deney sonuçlarından elde edilen makaslama dayanım parametrelerinin; bu tür dolgu zeminlerin kontrol ettiği süreksizlikleri içeren andezit yarma şevlerinin kısa ve uzun dönemli duraylılık analizlerinde kullanılabilmesi düşünülmüştür. Bu amaçlarla, süreksizlik dolguları için drenajsız koşullarda 3, değişik yük kademesinde 45 adet,

İZMİR YÖRESİ ANDEZİT ÜRÜNÜ KİLLERİN ÖZELLİKLERİ

drenaj h koşullarda 4 değişik yük kademesinde normal ve makaslama gerilimi değerleri 18 adet yenilme zarfının tayini için kullanılmış ve elde edilen makaslama dayanım parametreleri Çizelge 2 ve 3'de sunulmuştur.



Şekil 6: Nenehatun kuyusundan alınmış dolgu zemin örnekleri için % Birim Deformasyon-Serbest Sıkışma Dayanım grafikleri.

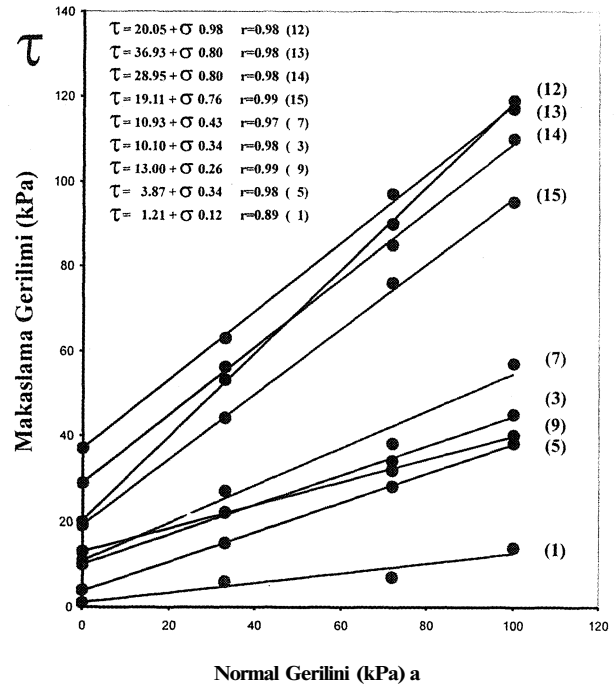
Figure 6: The uniaxial compressive strength and strain curves for the soil samples taken from the Nenehatun shaft.

Konsolidasyonsuz-Drenajsız Makaslama Deneylei

Drenajsız koşullarda yapılan bu deneylerden 1,3,5,7,12,13,14 ve 15 nolu olarak Çizelge 2'de indeks özellikleri belirtilen bozunma ürünü süreksizlik dolgularının yenilme zarfları aynı numaralarla Şekil 7'de gösterilmiştir. 1,3,5 ve 7 nolu yenilme zarfları CH türü killere, 12,13,14, ve 15 nolu olanlar killi siltli kumlara aittir. CH türü killerde içsel sürtünme açısı $16.7 \pm 5.4^\circ$ kohezyon değeri ise 0-20 kp arasında olup, ortalama değer 8.8 ± 6.1 kpa'dır (Çizelge 2). Siltli killi kumlarda makaslama dayanımı parametreleri nispeten daha yüksektir. İçsel sürtünme açısı değerleri $37-45^\circ$, kohezyon değerleri ise 19-39 kpa arasında değişmektedir (Çizelge 2).

Yüzeye yakın kesimlerde, süreksizlik açıklığına bağlı olarak değişik miktarda çevre kayalara ait parçacıklar ve mekanik bozunmayla sonrası süreksizlik civarındaki ana

kayadan ayrılan parçalar taşınarak süreksizlik açıklıklarına gelmektedir. Ayrıca, yüzey koşullarında kimyasal bozunmayla birlikte andezit kayasından itibaren zemin oluşumu da başlamakta ve bozunma dışarıdan içeriye doğru ilerlemektedir (Şekil 4). Bu süreç içinde bozunma zonunda kayanın tamamı ayrılmamakta, kayaya ait sert kısımlar, kayaç parçaları kum boyutunda kalabilmektedir. Bu kırıntılar, dolgu zemin numunesinin makaslama dayanımını artırıcı bir rol oynamaktadır. Bu bakımdan yüzeye yakın kesimlerdeki süreksizlik dolgularında içsel sürtünme açısı değerleri yüksek çıkmıştır. ($\theta = 37-45^\circ$).



(12), (13) ve (14) nolu yenilme zarfları (SC) Susuzdede Parkı (15) nolu yenilme zarfı (SM) Osmangazi Taşocağı (7) nolu yenilme zarfı (CH) Nenehatun Kuyusu (3) nolu yenilme zarfı (CH) Susuzdede Parkı (9) nolu yenilme zarfı (CH) Osmangazi Taş Ocağı (1) nolu yenilme zarfı (CH) Susuzdede Parkı (CH) Yüksek Plastik Killer, (SC) Killi Kum, (SM) Siitli Kum

Şekil 7: İzmir içi ve çevresindeki taş ocaklarından ve Nenehatun kuyusundan alınan süreksizlik dolguları için drenajsız koşullarda yenilme zarfları.

Figure 7: Failure envelopes in undrained conditions for the fill materials taken from the quarries and Nenehatun shaft in and around İzmir city.

Konsolidasyonlu - Drenajlı Deneylei

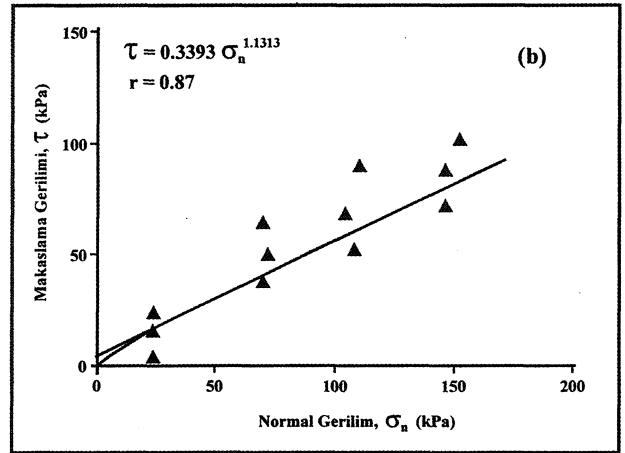
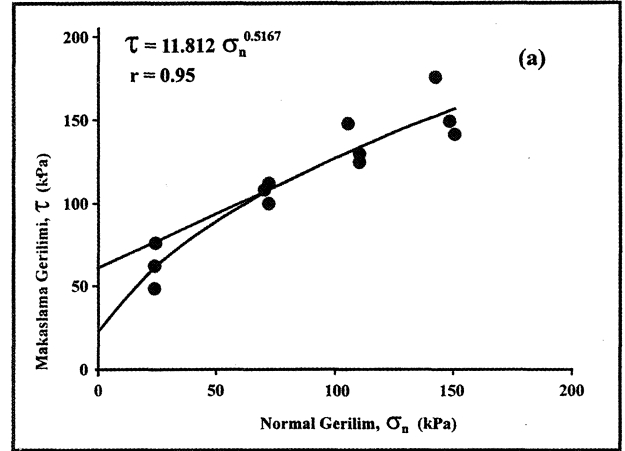
Konsolidasyonlu - drenajlı deneylerden elde edilen doruk (pik) ve artık (rezidüel) makaslama dayanımı parametreleri montmorillonit türü yüksek plastisiteli (CH) Asansör ve Susuzdede killerine aittir. Artık makaslama kapasiteli ve deformasyon kontrollü zemin makaslama

cihazı kullanılarak gerçekleştirilen konsolidasyonlu drenajlı makaslama deneyleriyle tayin edilmiş 12 adet normal ve makaslama gerilimi değerleri yenilme zarflarının tayini için ayrıca değerlendirilmiş ve bu değerlendirmede doğrusal (Coulomb) ve aşağıdaki eşitlikle ifade edilen eğrisel yenilme ölçütleri kullanılmıştır. $\tau = A(\sigma_n)^B$ Eşitlik-1

Yukarıdaki eşitlikte, A ve B değerleri eğrisel yenilme zarfının sabitlerini, a n ise yenilme yüzeyi boyunca etkiyen efektif normal gerilimi ifade etmektedir.

Yüksek plastisiteli bozunma ürünü killerin doruk ve artık makaslama dayanımı parametrelerinin tayini amacıyla tüm test sonuçları birlikte değerlendirilerek yenilme zarfları doğrusal ve geometrik regresyon analizleriyle belirlenmiş ve sonuçları Çizelge 3'te sunulmuştur. Her iki ölçüte göre elde edilen yenilme zarfları artık değerler için yaklaşık 65 kPa, doruk değerler için ise 25 kPa gibi düşük bir normal gerilim değerinden sonra hemen hemen çıkışmaktadır (Şekil 8).

Bu zarflardan belirlenen makaslama dayanımı parametreleri arasında ihmal edilebilecek ölçüde farklılık bulunmaktadır. Ayrıca, doğrusal regresyon analizleriyle hesaplanan korelasyon katsayıları (Çizelge 3) geometrik regresyon analizi ile elde edilen değerlere oranla daha yüksek olup, söz konusu bozunma ürünü killerin makaslama dayanımının Coulomb eşitliğiyle verilmesi daha uygun olacaktır. Bununla birlikte, şev duraylılığı açısından önem taşıyan artık makaslama dayanımı parametreleri, her örnek seti için doğrusal regresyon analizleriyle ayrı ayrı hesaplanmıştır. Buna göre, artık kohezyonun (c) 0 ile 22 kPa, içsel sürtünme açısının (ϕ) ise 22° ile 30° arasında değiştiği anlaşılmıştır.



Şekil 8: Bozunma ürünü killeri için doğrusal ve doğrusal olmayan yenilme zarfları

- a) Doruk makaslama - normal gerilim ilişkisi.
b) Artık makaslama - normal gerilim ilişkisi

Figure 8: Linear and non-linear failure envelopes of the clay weathering products

- a) Peak shear versus normal stress.
b) Residual shear versus normal stress.

Çizelge 3: Konsolidasyonlu-drenajlı makaslama testlerinin istatistiksel sonuçları

Table 3: Result of the statistical consolidated-drained soil shear tests.

| | Doğrusal Regresyon $\tau = c + \sigma \tan \phi$ | | | Geometrik Regresyon $\tau = A + \sigma_n^B$ | |
|-------|--------------------------------------------------|---------|------|---------------------------------------------|------|
| | ϕ (°) | c (kPa) | r | Makaslama Dayanımı | r |
| Doruk | 30 | 32 | 0,97 | $\tau_p = 2,116 \sigma_n^{0,537}$ | 0,96 |
| Artık | 26 | 10 | 0,94 | $\tau_p = 0,41 \sigma_n^{0,80}$ | 0,90 |

r = Korelasyon katsayısı.

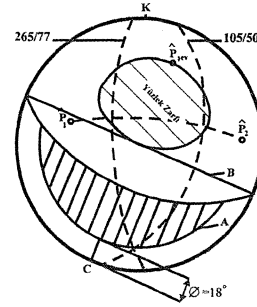
İZMİR YÖRESİ ANDEZİT ÜRÜNÜ KİLLERİN ÖZELLİKLERİ

KİNEMATİK ANALİZLER

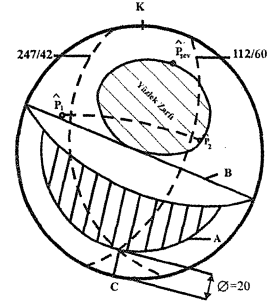
Şev çalışmalarında genellikle ihmal edilen ayrıntılı bir veri kaynağı sahada gözlenebilen gerçek şev duyar-sızlıklarıdır. Şev kaymalarıyla ilgili olarak Susuzdede, Asansör, Osmangazi-6 nolu taş ocaklarında önceden kaymış şevlerin geriye dönük analizleri yapılarak kayma düzlemlerinin eğim açıları tespit edilmiştir. Düzlemsel ve kama tipinde meydana gelmiş kütle hareketlerinde kaymaların süreksizliğin hangi eğim değerinde gerçekleştiğini belirlemek için stereografik izdüşüm teknikleri kullanılmıştır. Kayma düzleminin eğim değerleri pürüzlü yüzeylere sahip tektonik kökenli süreksizliklerde $38\pm 5^\circ$, düz-az ondülasyonlu soğuma çatlaklarında ise $20\pm 2^\circ$ 'dir. (Koca ve Aydan, 1996). Kama tipi kütle hareketlerinde arakesit boyunca gerçekleşen kaymaların stereografik izdüşüm analizleri Şekil 9'da sunulmuştur. Kil dolgululu, açık çatlaklı ($d > 5$ mm) soğuma yüzeylerinin oluşturduğu kama tipi duraysızlıklarda süreksizliklerin kesişme hattı boyunca kaymalar $18-26^\circ$ arasında gerçekleşirken, ince kil dolgululu ($d = 1-3$ mm) ve/veya dolgusuz kapalı çatlakların oluşturduğu kamalarda arakesitin dalım açısı $32-46^\circ$ arasında değiştiği projeksiyon teknikleriyle yapılan analizlerden belirlenmiştir (Şekil 9). Tektonik kökenli bir süreksizliğin ve/veya akma bantları gibi pürüzlü yüzeylere sahip süreksizliklerin oluşturduğu kamalarda arakesitin dalım açısı; İzmir içi ve yakın yöresinde mevcut 56 andezit taş ocağında yapılan ölçümler ve projeksiyon teknikleriyle belirlenmiş ve $53\pm 3^\circ$ olarak bulunmuştur (Koca, 1995).

Bu çalışma kapsamında, açık çatlaklı ($d > 5$ mm), genellikle kil dolgululu soğuma yüzeyleri ele alınmış ve değerlendirilmiştir. Bu süreksizlik yüzeylerinin açılacak şevlerde şev düzlemini kesmesi ve/veya oluşturdukları kamaların arakesitlerinin şev düzleminde yüzlek zarfı (daylight envelope) oluşturması düşük açılarda da bu süreksizlikler boyunca şev stabilitesi problemlerinin meydana gelebileceğine işaret etmektedir. Ayrıca, soğuma yüzeylerinin kil dolgu içerip içermemeleri, yeraltı suyu, artık ve yüzey sularının etkisinin olup olmaması soğuma yüzeyleri boyunca önceden meydana gelen kaymalarla ilgili süreksizlik eğimi değer aralığını ($18-45^\circ$) genişletmektedir.

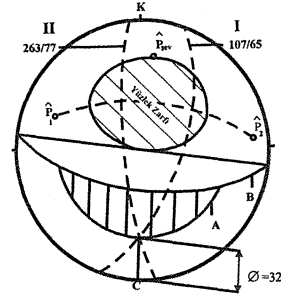
OSMANGAZİ Taş Ocağı-6



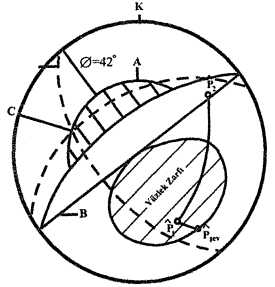
ASANSÖR



SUSUZDEDE



ASANSÖR



P: Kutup noktası, 0: İçsel sürtünme açısı, B: Şev düzleminin büyük dairesi, A: Stabilite açısından riskli bölge.

Şekil 9: Soğuma yüzeylerinin oluşturduğu kaya kamalarının yenilme durumu ve süreksizliklerin kinematik analizlerinden elde edilen arakesitin eğimi ve eğim yönü.

(a) Açık çatlaklı kil dolgululu soğuma yüzeyleri için kinematik analiz ($d > 5$ mm), (b) İnce kil dolgululu kapalı çatlaklara sahip soğuma yüzeyleri için kinematik analiz ($d = 1-3$ mm).

Figure 9: Dip and dip direction of the line of intersection obtained from cinematic analysis of the discontinuities and condition of wedge failure formed by cooling surfaces.

(a) Cinematic analysis for the cooling and open joints with clay filled ($d > 5$ mm), (b) Cinematic analysis for the clay filled cooling surfaces, thin clay filled ($d = 1-3$ mm.)

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

İncelenen şevlerin tabanına yakın kesimlerinde, Nenehatun kuyusunun yüzeyden itibaren ilk 4.5 metreden sonraki derinliklerde, İzmir metrosu derin tünel güzergahı boyunca, yeraltı suyunun etkisi altında bulunan andezitlerin kayadan itibaren kil oluşumu (% olarak kil miktarı) yüzeye nazaran daha hızlı gelişmiştir. Bu seviyelerden alınan numunelerde 200 nolu elekten ağırlıkça geçen ince taneli malzeme miktarı %76-93 olarak gerçekleşirken, yüzeye yakın kesimlerden alınan dolgu zemin örneklerinde bu oran %32-42.3 mertebesindedir. Kayadan itibaren dolgu zemin oluşumunda, ayrışma ne kadar ileri derecede ise plastiklik o derece artmaktadır. Burada, ayrışmayı hızlandıran parametrelerin başında suyun varlığı gelmektedir. Diğer bir parametre tektonik hareketlerdir. Yeşilyurt Nenehatun kuyusunda 60° kuzeye eğimli bir makaslama zonunda, direkt makaslamanın geliştiği zon boyunca oluşan dolguların CH türü killerden, zondan 1.5-2.0 m uzaktan alınan numunelerin daha

çok kırıntılı malzeme içeren MH türü inorganik, yüksek plastisiteli şiltlerden oluştuğu belirlenmiştir. Burada esas makaslamanın gerçekleştiği hatta, kil boyutundaki malzemenin daha fazla olduğu sonucu ortaya çıkmaktadır.

Konsolidasyonsuz-drenajsız deneylerden elde edilen makaslama dayanımı parametreleri CH türü killere için $0_u=8-24^\circ$ $c_u=0-20$ kPa arasında değişmektedir. Doğal su içeriği $\%w_n>0.80$ olan çok yüksek plastisiteli Susuzdede killlerinde bu değerler $0_u=8^\circ$, $c_u=0$ kPa mertebesindeyken, doğal su içeriği $\%w_n=0.29-0.63$ olan örnekler üzerinde yapılan hızlı deneylerden elde edilen makaslama dayanım parametreleri $0_u=18.5\pm 3.5^\circ$, $C_u=10.8\pm 4.8$ kPa olup, sıfıra yakın kohezyon ve oldukça düşük içsel sürtünme açısına sahiptirler. Bu parametreler, kil dolgulu süreksizlik içeren yarma şevlerin temel kazılarının kısa dönemli duraylılıkları analizlerinde kullanılmaktadır. Taş ocaklarının uzun dönemli duraylılık incelenirken (kil dolgulu soğuma çatlaklarının kontrolündeki kütleler için) kullanılan makaslama dayanım parametreleri, konsolidasyonlu-drenajlı deneylerden elde edilen artık (rezidüel) makaslama dayanım parametreleridir (c_r ve 0_r). Susuzdede ve Asansör taş ocağı killlerinde yapılan deneylerden elde edilen artık makaslama dayanımı parametreleri $c_r=0-22$ kPa, $0_r=22-30^\circ$ arasındadır. Tüm deney sonuçlarının birlikte değerlendirilmesinden elde edilen artık makaslama dayanım parametreleri $C_r=10$ kPa, $0_r=26^\circ$ 'dir. Doruk değerler ise $c_p=32$ kPa, $0_p=30^\circ$ olarak belirlenmiştir.

X-ışını difraktometre çalışmaları sonucunda andezit bozunma ürünü killerin simektit grubu montmorillonit türü killere olduğu belirlenmiştir. Bu tür killere şişebilme özelliğine sahiptir. Montmorillonitlerin yapılarına su alarak şişmeleri süreksizlik düzlemlerinde kayaç-kütle dayanımını azaltan gerilimlere neden olmaktadır. Şişme, süreksizliklerin açılmasına ve süreksizlik dayanımının düşmesine neden olmaktadır. Ayrıca, birbirine yaklaşık dik konumda gelişen hafif pürüzlü-düzlemsel soğuma yüzeyleri andezit taş ocaklarında ve yarma şevlerde blok oluşumunu sağlar. Blok oluşturan soğuma yüzeylerinden şev düzlemini kesmesi ve bu yüzeyin kil dolgulu olması durumunda, süreksizlik düzlemi boyunca kaymanın çok düşük açılarda da ortama $20\pm 2^\circ$ gerçekleştiği yapılan kinematik analizlerle belirlenmiştir. Soğuma yüzeyleri boyunca kaymaların çok düşük açılarda gerçekleşmesinin iki önemli nedeni bulunmaktadır. Birincisi; soğuma yüzeylerinin az pürüzlü-düzlemsel yüzeylere sahip olmasıdır (Koca ve Aydan, 1996). Bu yüzeyler boyunca dolgu kalınlığının (t) süreksizlik dalga boyuna (a) oranının $\gg 1$

olması, 0.5 cm'den daha az kil dolgu kalınlığında da bu yüzeylerde t/a oranları ≥ 1 değerlerine erişmektedir. Diğer bir ifadeyle, çok ince kil dolgulu ($t < 1$ cm) soğuma çatlağı yüzeyleri boyunca meydana gelen kaymalarda, kil dolgunun makaslama dayanımı parametreleri kayma anında etkili olabilmektedir. İkincisi, süreksizlik dolgusunu oluşturan andezitin ayrışma ürünü montmorillonit türü yüksek plastisiteli (CH) killerin artık (rezidüel) makaslama dayanımı parametrelerinin çok düşük mertebelerde olmasıdır ($c_r=0-22$ kPa, $0_r=22-30^\circ$).

Bozunma ürünü killere dolgu malzemesi olarak yer aldığı süreksizlikler boyunca meydana gelen kaymalarda, süreksizliklerin konumlarına, tipine (soğuma çatlakları, akma bantları, makaslama zonları gibi tektonik kökenli süreksizlikler), dolgu kalınlıklarına ve cinslerine göre farklı açılarda geliştikleri belirlenmiştir. Kil dolgulu soğuma yüzeylerinde kaymalar $20\pm 2^\circ$ 'de gerçekleşirken, pürüzlü-ondüasyonlu yüzeylere sahip akma bantlarında $38\pm 5^\circ$ 'de gerçekleşmektedir. Kayma anında, ikinci derece pürüzlülükler bozunma ve düşey efektif yüklerin tesiriyle etkisini kaybetmekte, birinci derece pürüzlülüğü oluşturan ondüasyonlar etkili olmaktadır. Ondüasyon ceplerinde kil dolgular gelişmesine karşın, kalınlıkları süreksizlik duvarlarının birbirine temasını engelleyecek ölçüde değildir. Bu bakımdan kaymaların düşük açılarda gerçekleştiği kil dolgulu soğuma yüzeyleri boyunca gelişen düzlemsel kaymalar ve kaya kamaları dikkate alınmış ve değerlendirilmiştir.

Andezit taş ocağı şevlerinde kaymalar önceden gerçekleştiği için soğuma yüzeylerinde mevcut kil dolgular yağışlarla yıkanıp ortamdan uzaklaşmaktadır. Bu nedenle kaymanın gerçekleştiği süreksizlik düzlemi üzerinde kil dolgular gözlenememekte ve/veya kalıntı kil dolgular şeklinde oyuklarda (gözleneklerde) bulunmaktadır. Arazi soğuma yüzeyleri üzerinde yapılan (kil dolgusuz) tilt deneyleri ise yüksek kayma açısı ($36\pm 2.86^\circ$) vermektedir (Koca, 1995). Yerinde yapılan bu gözlem ve deneylerle, soğuma yüzeyleri boyunca meydana gelen düşük açılı düzlemsel kaymalarda kayma düzleminin eğim açısının ($20\pm 2^\circ$) olduğu tespit edilmiştir. Kaymanın bu açılarda gerçekleşmesinde süreksizlik yüzeyi boyunca mevcut kil dolguların dayanım parametreleri rol oynamıştır. Bu bakımdan soğuma yüzeyi boyunca kaymayı kil dolgunun dayanım parametreleri kontrol ettiği düşünülerek, gerçek kayma açısı değerleriyle konsolidasyonlu-drenajlı deneylerden elde edilen artık içsel sürtünme açısı değerleri karşılaştırılmıştır.

İZMİR YÖRESİ ANDEZİT ÜRÜNÜ KİLLERİN ÖZELLİKLERİ

Andezit taş ocaklarında stereografik izdüşüm tekniğiyle belirlenmiş soğuma yüzeyleri boyunca gerçekleşmiş kaymalardan ölçülen açılal değerler 18-25° arasında olup, ortalama değer $20\pm 2^\circ$ olarak bulunmuştur. Bu kayma açısı değeri, andezitin bozunma ürünü dolgu killeri üzerinde yapılan hızlı deneylerden elde edilen sürtünme açısı değerlerinin üstünde, konsolidasyonlu-drenajlı deneylerden elde edilen artık içsel sürtünme açısı değerlerinin altındadır. Artık değerlerin değişim aralığının 22-30° olduğu göz önüne alınırca, bu değerlerin gerçek kaymalardan elde edilen değerlerle (18°-25°) uyumlu olduğu söylenebilir. Gerçek kayma açısı değerlerinin artık sürtünme açısı değerleriyle kısmen uyumlu olmasına karşın, daha düşük olması; yağışlar sonrasında montmorillonit türü killerin yapılarına su alarak şişmeleri ve sonuçta kayaç-kütle makaslama dayanımını azaltan çekme gerilmelerinin oluşması, şişen killerin tekrar konsolide olma-ya fırsat bulamadan şev kaymalarının gerçekleşmesiyle ilgili olabileceğini düşündürmektedir. Ayrıca, genel olarak deney sonuçlarıyla gerçek kayma açılarının uyumlu olması ve aynı zamanda soğuma yüzeyleri boyunca düşük açılarda kaymaları, süreksizlik yüzeyinin kendisinin değil, kil dolgunun makaslama dayanımı parametrelerinin kontrol ettiğinin bir kanıtıdır.

DEĞİNİLEN BELGELER

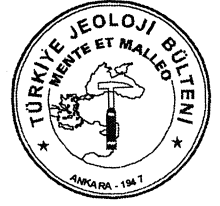
- Akartuna, M., 1962, On the geology of İzmir, Torbalı, Seferihisar, Urla districts. MTA Bull. No. 5, 1-19.
- ASTM, 1971, Standard Test Method for Plastic Limit and Plasticity Index of Soil. D. 424-59, 127-128.
- ASTM, 1972a, Standard Test Method for Particle-Size Analysis of Soils. D. 422-63, 112-114.
- ASTM, 1972b, Standard Test Method for Liquid Limit of Soils. D. 423-66, 123-126.
- ASTM, 1979, Standard Test Method for Direct Shear Test of Soils Under Consolidated Drained Conditions. D. 3080-72, 487-497.
- ASTM, 1979, Standard Test Method for Unconfined Compressive Strength of Cohesive Soils. D. 2166-66, 332-335.
- Brown, G., 1961, The X-Ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals. Mineralogy Society, London, 544.
- Kıncal, C., 1996, Yeşilyurt (İzmir) Tünel Şaftının Mühendislik Jeolojisi, Dokuz Eylül Üniversitesi, Bitirme Projesi, İzmir, 64s.
- Koca, M. Y., 1995, Slope Stability Assessment of the Abandoned Andesite Quarries in and Around the İzmir City Centre. PhD. Thesis. Dokuz Eylül University Graduate School of Natural and Applied Sciences. 430 p (unpublished).
- Koca, M. Y., ve Aydan, Ö., 1996, Andezitlerdeki süreksizliklerin pürüzlülük ölçümleri. 3. Ulusal Kaya Mekaniği Sempozyumu. Ankara, 101-112.
- Landanyi, H. K., ve Archambault, G., 1977, Shear strength and deformability of filled indented joints. Proc. 1st International Symposium Geotechnically Structural Complex Formations, Capri, Italy, vol. 2, 317-236.
- Means, R. E., ve Parcher, J. W., 1963. Physical Properties of Soils. Charles E. Merrill Publ. Compt., Columbia, Ohio, 467 pp.
- Phillippson, A., 1911, Reisen und Forschungen Westlichen Kleinasien. Peterm. Mitt. Ergaenz. 172. Gotha.
- TS 1901, 1975, İnşaat Mühendisliğinde Sondaj Yolları ile Örselenmiş ve Örselenmemiş Numune Alma Yöntemleri. UDK 622.233: 624.131.36.
- Velde, B., 1994, Origin and Mineralogy of Clays. Oxford University Press, Inc. New York. 103-105

Makalenin geliş tarihi: 30.09.1998

Makalenin yayma kabul ediliş tarihi: 15.05.1999

Received July 3, 1998

Accepted May 15, 1999



İsparta Güneyinde Yer Alan Miyosen Yaşlı Yazır Kireçtaşlarının Organik Jeokimyasal Özellikleri *Organic Geochemical Characteristics of the Miocene Yazır Limestones in the Southern İsparta*

Mehmet ALTUNSOY Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 SİVAS

Öz

Bu çalışma, İsparta güneyinde yer alan Alt Miyosen yaşlı Yazır kireçtaşlarının organik petrografik özelliklerini belirlemek amacıyla yapılmıştır. Yazır formasyonu, değişik lito ve biyofasiyes özelliklerinde gelişmiş kaba klastikler, laminar konumlu algli ve miliolidli killi kireçtaşları, kalın katmanlı algli-mercanlı kireçtaşları ve bentik foraminiferli killi-kumlu kireçtaşları şeklindedir.

Yazır formasyonunun organik madde içeriği zayıftır. Ancak, formasyon içerisinde organik madde içeriği yüksek düzeylerde bulunmaktadır. Bu bölümlerde hidrokarbon sızıntıları görülür. Örnekler genellikle denizel organik maddelerden oluşmuştur. Vitrinit yansımaları değerleri % 0.12-0.44 arasındadır. Buna göre formasyon diyajenez aşamasındadır. Verilerin tümü birlikte değerlendirildiği zaman Yazır formasyonunun bazı düzeylerinde petrol oluşabileceği ortaya çıkar. Organik jeokimyasal ve mikroskopik veriler ise Jones (1987) ve Baskin (1997) sınıflamalarında B organik fasiyesini gösterir.

Anahtar Sözcükler : Batı Toroslar, İsparta güneyi, organik petrografi, Yazır formasyonu

Abstract

The aim of this study is to indicate the organic geochemical characteristics of the Lower Miocene limestones. The Yazır formation contains various lithological and biofacies deposits. These are, from bottom to top, the coarse grained elastics, clayey limestones with laminated algae and miliolid, thick bedded limestones with algae and corals, clayey to sandy limestones with benthic foraminifera

The total organic carbon content of Yazır formation is poor, but in some levels, it seems to be rich. Rare hydrocarbon occurrences are also seen in these sections. Samples are derived from the marine organic matters (amorphous) in general. Vitrinite reflectance values range between %0.12-0.44. When these data is considered, the Yazır formation is thought to be in a diagenesis stage. When all the data are evaluated together, the Yazır formation can be regarded as a source rock for oil at some levels. Organic geochemical and microscopic data show B organic facies according to Jones (1987) and Baskin (1997) classifications.

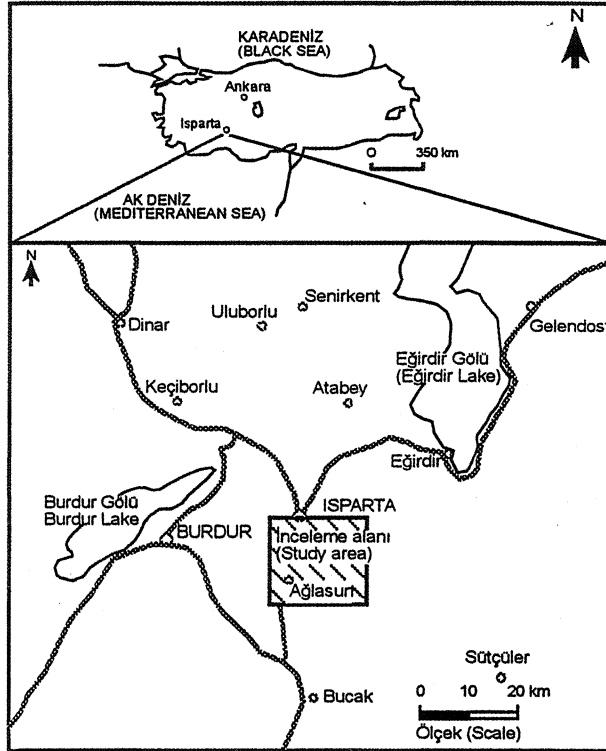
Key Words: West Taurus, Southern İsparta, organic petrography, Yazır formation.

GİRİŞ

Çalışma alanı, İsparta ılı ile Bucak (Burdur) ilçeleri arasında kalan alanda yer almaktadır (Şekil 1). Yer yer sarp topografyaya sahip olan bu bölge, İsparta-Antalya karayolu üzerinde ve Özgül (1984) un Torosları sınıflandırma haritasına göre doğuda Kırkkavak fayı ile sınırlanan Batı Toroslar içerisinde bulunmaktadır. Bu alanda

bir çok temel jeolojik çalışmanın yapılmasına karşın organik fasiyes ve hidrokarbon içerikli olanları azdır. Bölgede, ofiyolitik kayalar içerisinde petrol sızıntıları bulunmaktadır. Alt Miyosen yaşlı birimlerden Yazır formasyonu içerisinde de hidrokarbon izleri görülmektedir. Bu nitelikleri nedeniyle Alt Miyosen yaşlı kireçtaşlarının organik petrografik özelliklerinin ortaya konulması

amaçlanmıştır. Formasyon içerisindeki ölçülü dikme kesit alınma elverişli yerlerden alınan dikme kesitler ile noktasal olarak alınan örneklerin organik jeokimyasal analizleri ve mikroskobik incelemeleri yapılmış, elde edilen sonuçlar saha bulguları ile birlikte değerlendirilmiştir.



Şekil 1: İnceleme alanının yer buldum haritası.
Figure 1: Location map of the investigated area.

İsparta güneyinde uzun yıllardan beri jeolojik araştırmalar yapılmaktadır. Büyük çoğunluğu ise tektonik, paleontoloji ve stratigrafi amaçlı olanlardır. Karaman (1990), bölgede sıkışma tektoniğine bağlı olarak allokton konumlu ofiyolitik karışığın yeniden devinerek Alt Miyosen yaşlı birimler üzerine bindirdiğini belirlemiştir. Ayrıca bölgenin tektonik yapısını ve morfolojisini etkileyen bindirmelerin Orta Miyosen'de gerçekleştiğini, bölgedeki ilk volkanizma faaliyetlerinin de Miyosen-Pliyosen geçişine rastlandığını saptamıştır.

Yağmurlu ve diğ. (1990), Eğirdir güneyinde bulunan hidrokarbon izlerinin, kuzey-güney doğrultulu dar bir kuşak içerisinde sıralanmış olarak bulduklarını, sıvı ve katı hidrokarbon oluşuklarının tamamının allokton konumlu serpantinleşmiş peridotit napları içinde yer aldıklarını belirtmektedir. Bölgede yer alan hidrokarbon izlerinin, jeokimyasal analizler sonucunda bir petrol belirtisi olduğunu ortaya koymuşlardır. İllez ve diğ. (1992) Üç

Yıldız (İsparta) petrol sızıntısının izoprenoid oranları, karbon izotop değerleri, steran ve tricyclic pentan dağılımına göre denizel kökenli organik maddelerden türediği; alkan oranının yüksek olması, C_{29} 20S/20S+20R steran ile C_{29} (3p/P(î+aa steran, C_{30} 17a21(3/17a 21p+17p21a hopan ile C_{32} 22S/22S+22R hopan ve C23/C21 tricyclic oranı verilerinin değerlendirilmeleri sonucunda sızıntının olgunlaşma düzeyi yüksek kaynak kayadan türediğini belirtmişlerdir. Bu sonuçların yanında diğer spesifik biyomarkerleri kullanarak sızıntının türediği kaynak kaya litolojisinin karbonat, yaşının ise Jura-Kretase olabileceğini açıklamışlardır. Sonel ve diğ. (1995) inceleme alanı güneydoğusunda Beyşehir Gölü güneyindeki çalışmalarında Mesozoyik yaşlı karbonatların hidrokarbon potansiyellerinin bulunmadığını belirtmişlerdir.

Görmüş ve Hançer (1997), Alt Miyosen (Akitaniyen) yaşlı birimleri Karabayır formasyonu olarak adlandırmışlar, bu formasyonun değişik lito ve biyofasiyes özelliklerde gelişmiş kayaçlar içerdiğini ortaya koymuşlardır. Bu fasiyes gruplarının; a-kaba klastikler, b-laminar konumlu algi ve miliolidli killi kireçtaşları, c-algimercanlı kireçtaşları, bentik foraminiferli killi-kumlu kireçtaşları şeklinde ayırtlamışlardır. Karabayır formasyonunun çok sığ litoral bir ortamda çökeldiğini, Akitaniyen sonlarında ve Burdigaliyen'de bölgenin açık deniz ortam koşullarının altına girdiğini ve filiş türü sedimanların çökeldiğini belirlemiştir.

STRATİGRAFİ

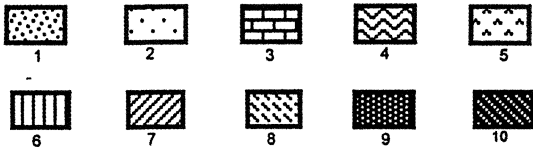
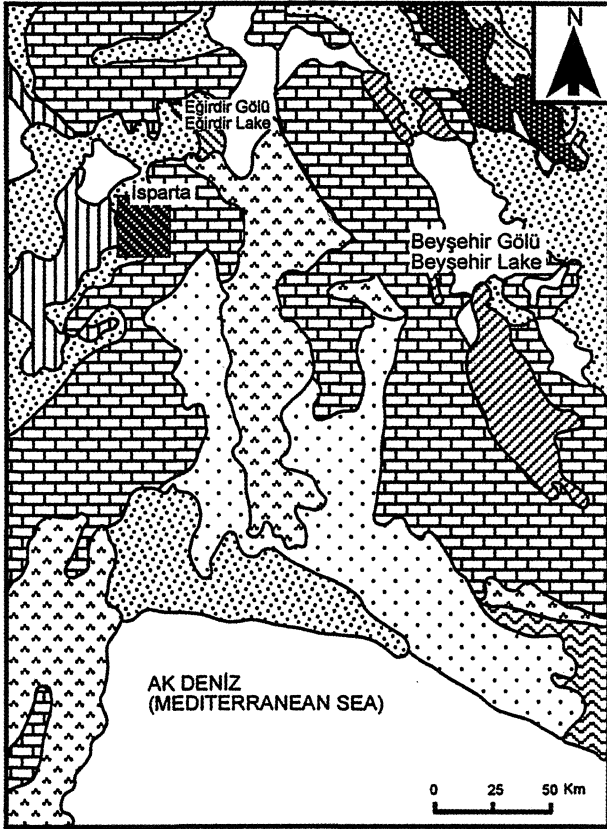
İncelemenin yapıldığı bölgedeki Mesozoyik yaşlı otokton birimler; Beydağ Karbonat Platformu (Poisson, 1977) ve Geyikdağı Birliği (Özgül, 1984) olarak adlandırılmıştır (Şekil 2).

İsparta güneyinde, Tersiyer öncesi allokton birim olarak Triyas yaşlı İsparta çay formasyonu bulunmaktadır (Şenel, 1997) (Şekil 3 ve 4). Bu formasyon türbiditik kumtaşları ve plaketli kireçtaşları ile radyolarit - çört araldanmasmdan oluşur. Bölgede yüzeyleyen diğer önemli bir birim ise Kretase yaşlı Erenler kireçtaşlarıdır. Karaman (1990) tarafından adlandırılan bu birim beyaz, açık gri ve krem renklidir.

Çok fazla erime boşlukları içermekte ve kırıklı - çatlaklı bir yapı sunmaktadır. Allokton konumlu birimler olarak, ofiyolitik karışık bölgede önemli bir yer kaplar. Karışığı oluşturan kayaçlar; serpantin ve gabro gibi

YAZIR KİREÇTAŞLARININ ORGANİK JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

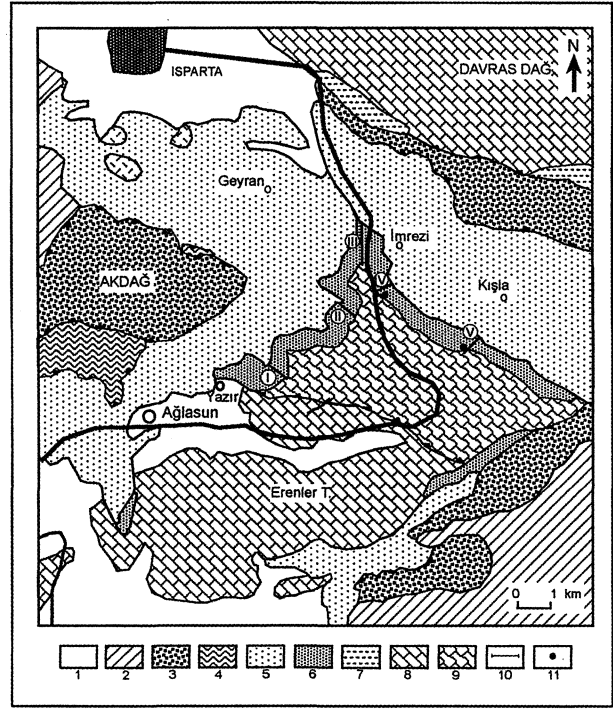
ofiyolitik kayalar ile kireçtaşlarıdır. Ofiyolitik karışık, inceleme bölgesinde Alt Miyosen yaşlı Ağlasun formasyonunu tektonik olarak üstler. Üst dokanağında ise Orta-Üst Miyosen yaşlı çakıltaşları tarafından uyumsuz olarak örtülür. Kırmızı, yeşil ve gri renkli şeyi, kiltası, çamurtaşı, türbiditik kumtaşı, killi kireçtaşı ve bu birimlerle ara katkılı çakıltaşı ile detritik kireçtaşı düzeylerinden oluşan Eosen yaşlı Kızılkırma formasyonunun altında Erenler kireçtaşı uyumsuzlukla yer alır.



Şekil 2: Batı Toros Kuşağının basitleştirilmiş jeolojik haritası (Monod, 1977). 1. Kuvaterner, 2. Neojen, 3. Mesozoik Otokton, 4. Alanya Masifi, 5. Antalya Napları, 6. Batı Toros Napları, 7. Beyşehir-Hoyran-Hadim Napları, 8. Paleozoik otokton, 9. Kambro-Ordovisiyen temel, 10. İnceleme alanı.

Figure 2: Simplified geologic map of the West Taurus Belt (Monod, 1977). 1. Quaternary, 2. Neogene, 3. Mesozoic Autochthon, 4. Alanya Massif, 5. Antalya Nappes, 6. West Taurus Nappes, 7. Beyşehir-Hoyran-Hadim Nappes, 8. Paleozoic Autochthon, 9. Cambro-Ordovician Basement, 10. Investigated Area.

Alt Miyosen (Akitaniyen) yaşlı birimler ilk kez Poisson ve Poignant (1974) tarafından Antalya-Korkuteli yöresindeki yüzlekleri ile tanımlanmış ve Karabayır formasyonu adı verilmiştir. Daha sonraki çalışmalarda Akay ve diğ. (1985) ile Görmüş ve Hançer (1997) tarafından da aynı adlama kullanılmıştır. Bu formasyona Yalçinkaya (1989) İmrezi kireçtaşı, Karaman (1990) ise Yazır formasyonu adını vermiştir. Altta Kızılkırma formasyonu ile uyumsuz, üstte de Ağlasun formasyonu ile uyumlu bir dokanağa sahiptir.

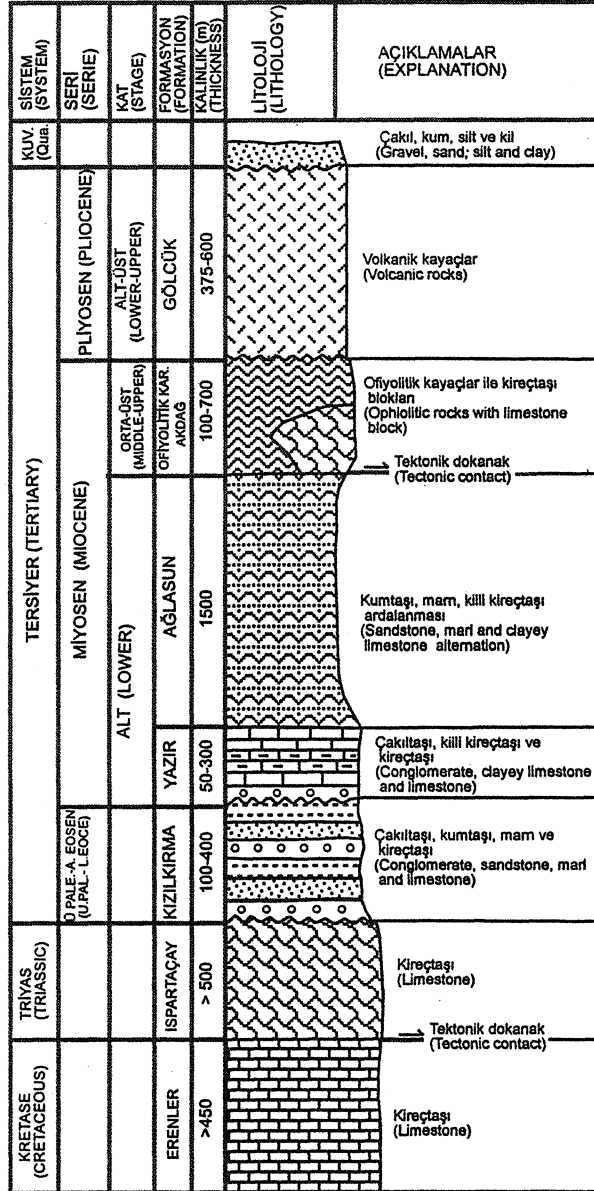


Şekil 3: İnceleme alanının basitleştirilmiş jeoloji haritası (Gutnic ve diğ., 1979'dan değiştirilerek). 1 Alüvyon, 2. Gölcük formasyonu, 3. Akdağ kireçtaşı, 4. Ofiyolitik karışık, 5. Ağlasun formasyonu, 6. Yazır formasyonu, 7. Kızılkırma formasyonu, 8. Erenler formasyonu, 9. Ispartaçay formasyonu, 10. Ölçülü dikme kesit yeri. 1- Yazır dikme kesiti, II- Acı dikme kesiti, III- İmrezi dikme kesiti, IV- Del dikme kesiti, V- Ispartaçay dikme kesiti, 11- Hidrokarbon emaresi.

Figure 3: Simplified geologic map of the investigated area (Modified from Gutnic et al., 1977). 1. Alluvium, 2. Gölcük formation, 3. Akdağ limestone, 4. Ophiolitic melange, 5. Ağlasun formation, 6. Yazır formation, 7. Kızılkırma formation, 8. Erenler formation, 9. Ispartaçay formation, 10. Measured columnar section place. I- Yazır columnar section, II- Acı columnar section, III- İmrezi columnar section, IV- Del columnar section, V- Ispartaçay columnar section, 11- Hydrocarbon sign.

Yazır formasyonu bir çok litofasiyesten meydana gelmiştir. Bunlar sırasıyla; çakıltaşları, laminar konumlu algli ve miliolidli killi kireçtaşları, algli ve mercanlı ki-

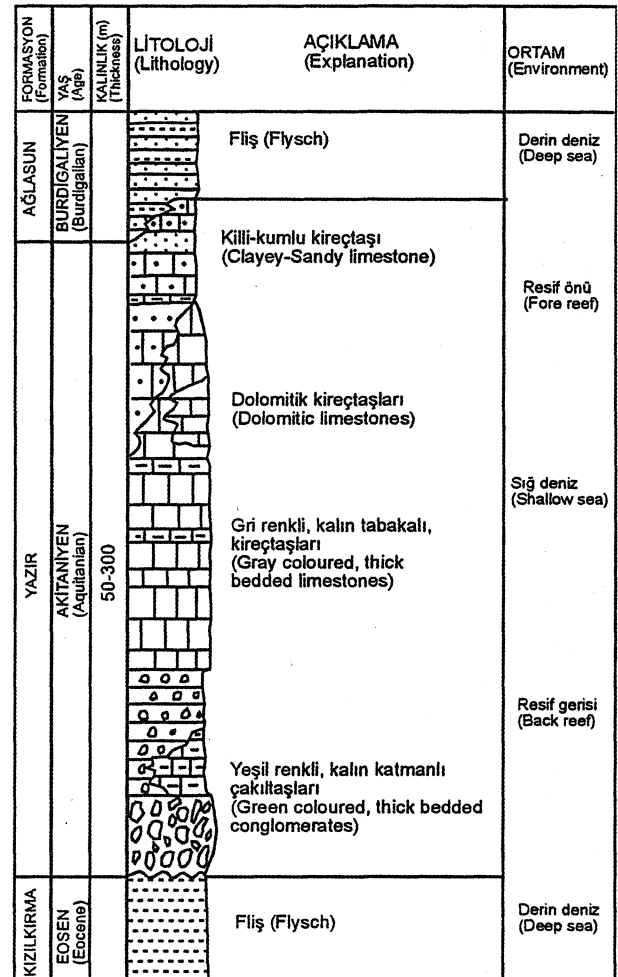
reçtaşları ile bentik foraminiferli killi-kumlu kireçtaşlarıdır. Formasyon, kaba klastiklerle başlamakta ve bunlar Miyosen transgresyonunun tabanını oluşturmaktadır (Şekil 5).



Şekil 4: İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti.
Figure 4: Generalized colwnner section of the investigated area

Bunlardan çakıltaşıları; kahverenkli, kötü boylanmalı ve kalın katmanlıdır. Yer yer yeşilimsi renkli kumtaşı ara katmanları çakıltaşıları ile birlikte yer alırlar. Kaba klastiklerden oluşan bu düzey yaklaşık 10 m kalınlığa kadar ulaşır (Görmüş ve Hançer, 1997). Daha sonra bol alg ve miliolid fosilleri içeren kireçtaşı düzeyleri gelmektedir. Bu kireçtaşları yeşilimsi ve gri renkli olup köşeli ve yarı köşeli radyolarit ve çört kırıntıları içer-

mektedirler. Mikroskobik incelemelerde kil içeriğinin oldukça fazla olduğu görülmektedir. Miliolid içeriğinin fazlalığı, litolojinin yanal devamlılığmdaki geçişler ile sınırlanmalar ve alglerin bolluğu bu düzeyin resif gerisi olabileceğini düşündürmektedir. Daha sonra algli-mercanlı kireçtaşları yer almaktadır. Bu düzey Yazır formasyonunun egemen litolojisini oluşturmaktadır. Formasyonun kalınlığı değişkenlik göstermektedir. 30-40 m'den 300 m'ye kadar varan kalınlığa sahiptir. Fosil içeriği açısından da oldukça zengindir. Görmüş ve Hançer (1997) fosil kapsamına göre Alt Miyosen (Akitaniyen) yaşını vermişlerdir. Litofasiyes özellikleri ve fosil içeriği yazır formasyonunun resifal ortamda çökeldiğini göstermektedir.



Şekil 5: Yazır formasyonunun genelleştirilmiş dikme kesiti (Görmüş ve Hançer, 1997'den değiştirilerek).
Figure 5: Generalized column section of the Yazır formation (Modified from Görmüş and Hançer, 1997).

Alt Miyosen yaşlı diğer birimler olan şeyi, kumtaşı, kireçli şeyi ve olistostramal oluşumlar Karaman (1990),

YAZIR KİREÇTAŞLARININ ORGANİK JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Yalçmkaya ve diğ. (1985) ve Yalçmkaya (1989) tarafından Ağlasun formasyonu olarak, Akbulut (1980) ile Görmüş ve Özkul (1995) tarafından da Güneyce formasyonu olarak adlandırılmıştır. Ağlasun formasyonunun kaya türünü şeyi, kumtaşı, kireçli şeyi ve olistostromal oluşumlar meydana getirir. Kumtaşları; açık sarı, sarı ve kahverengimsi renkli, sıkı dokulu ve kötü boylanmalıdır. Bağlayıcı olarak karbonat çimento görülmektedir. Kumtaşı katmanları tektonizmanın etkisiyle kırıklı ve çatlaklı bir görünüm kazanmıştır. Kumtaşını oluşturan kırıntılılar genellikle Mesozoyik yaşlı kayalardan türemiştir. Filiş fasiyesinde çökelen bu birimin Bauma sekansında Ta, Tb ve Tc bölümleri korunmuş olarak bulunmaktadır (Yağmurlu, 1994). Orta-Üst Miyosen yaşlı çakıltaşları kendinden daha yaşlı birimleri uyumsuzlukla üstler. En üstte de volkanik kökenli kayalar yer almaktadır. Maar tipi volkanizma sonucu bölgeye yayılan bu kayalar iki ayrı volkanik evrede oluşmuşlardır ve muhtemelen Geç Pliosen yaşındadırlar (Kazancı ve Karaman, 1988).

ORGANİK JEOKİMYASAL İNCELEMELER

Saha İncelemeleri

İnceleme alanında Triyas - Pliosen yaş aralığında sedimanter birimler yüzeylenmektedir. Bu birimlerin makroskobik görüntülerine göre organik jeokimyasal çalışmalar açısından incelemeye en uygun olanı Alt Miyosen yaşlı Yazır formasyonu olmuştur. Çünkü bu birim içerisindeki bir çok noktada organik maddece zengin düzeyler ve petrol belirtileri bulunmaktadır. Özellikle İspartaçay kesitinin (V) alt düzeylerindeki kireçtaşlarında hidrokarbon izleri daha belirgindir. Bu düzeylerden alınan örnekler çekiçle kırıldığı zaman kötü kokulu, kayacın yüzeyleri ıslanmış bir görünümde canlı hidrokarbon izleri taşımaktadır. Ölçülü dikme kesitlerin alınmadığı birkaç düzeyde daha benzer durumlar söz konusudur. Bazı nokta örneklerin (B. 1 ve B. 4) (Şekil 6 V'nin 20 m güneybatısından alınmıştır) alındığı düzeylerde de kayacın kırık ve çatlakları hidrokarbon kalıntıları ile doldurulmuştur. Bu kayaların petrografik ince kesitlerinde bu kalıntılar daha iyi bir şekilde izlenmektedir.

İsparta çevresinde başka hidrokarbon emareleri de bulunmaktadır. Bu emareler allokon konumlu ve Alt Miyosen yaşlı birimler üzerinde bindirmeli olarak yer alan ofiyolitik kayalar içerisinde yer almaktadır. Çeşitli araştırmacılar tarafından yapılan organik jeokimyasal çalışmalar sonucunda, bunların petrol sızıntıları oldukları ve Jura-

Kretase yaşlı karbonat kayalardan türedikleri ortaya konulmuştur (İllez ve diğ. 1992; Yağmurlu ve diğ. 1990).

Laboratuvar İncelemeleri

Çalışma alanında yüzeyleyen Alt Miyosen yaşlı Yazır formasyonuna ait birimlerin organik madde içeriğini ortaya koymak için derlenen 32 örneğin toplam organik madde miktarı (TOK) belirlenmiştir. Bunların bir bölümü piroliz analizleri (OSA) ile, bir bölümü de Leco cihazı ile ölçülmüştür. Organik maddenin tür ve ısıl olgunluğunun ortaya konması için de Rock-Eval pirolizi analizleri yapılmıştır. Elde edilen veriler ile organik madde türü, olgunlaşma derecesi ve hidrokarbon türetme potansiyeli belirlenmeye çalışılmıştır. Bazı örneklerde kerojen izolasyonu yapılarak hazırlanan kesitler üzerinde vitrinit yansıma değerleri (Ro) ölçülmüştür. Ayrıca organik maddeler için hazırlanan kerojen slaytlarından da renk indeksi ve organik madde tipi saptanmıştır. Mikroskobik ölçümler ve organik jeokimyasal veriler diğer saha bulguları ile birlikte yorumlanarak değerlendirilmiştir.

Toplam organik karbon ve Rock-Eval piroliz çalışmalarını Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Jeokimya (Ankara) ve Geochem (Chester) Laboratuvarlarında, vitrinit yansıması ölçümleri Hacettepe Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Laboratuvarlarında (Ankara), diğer analizler ise Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Laboratuvarlarında (Sivas) gerçekleştirilmiştir.

Toplam Organik Karbon (TOK)

Yazır formasyonunun yüzeylediği değişik bölümlerden 5 adet dikme kesit (Yazır, Acı, İmrızı, Del ve İspartaçay) boyunca seçilen 32 adet örnekte toplam organik karbon değerleri ölçülmüştür (Çizelge 1). Toplam organik karbon oranı belirlenen örnekler ilk önce öğütülerek toz haline getirilmiştir, sonra da %5'lik hidroklorik asit ile muamele edilerek kalsiyum ve magnezyum karbonatlar uzaklaştırılmıştır. Geriye kalan örnekler krozelere konularak Leco cihazında 70 sn süreyle 700-1600°C arasında, yakılmışlardır. Bu işlemler sonucunda toplam organik karbon ağırlık yüzdesi olarak elde edilmiştir. Sonuçlar Tissot ve Welte (1984) sınıflamasına göre değerlendirilmiş ve elde edilen sonuçlar ölçülü dikme kesitler boyunca işaretlenerek toplam organik karbon dağılım eğrileri bulunmuştur. Yazır dikme kesitinde %0.09-0.17 arasında (ortalama % 0,13) (Şekil 6.1).

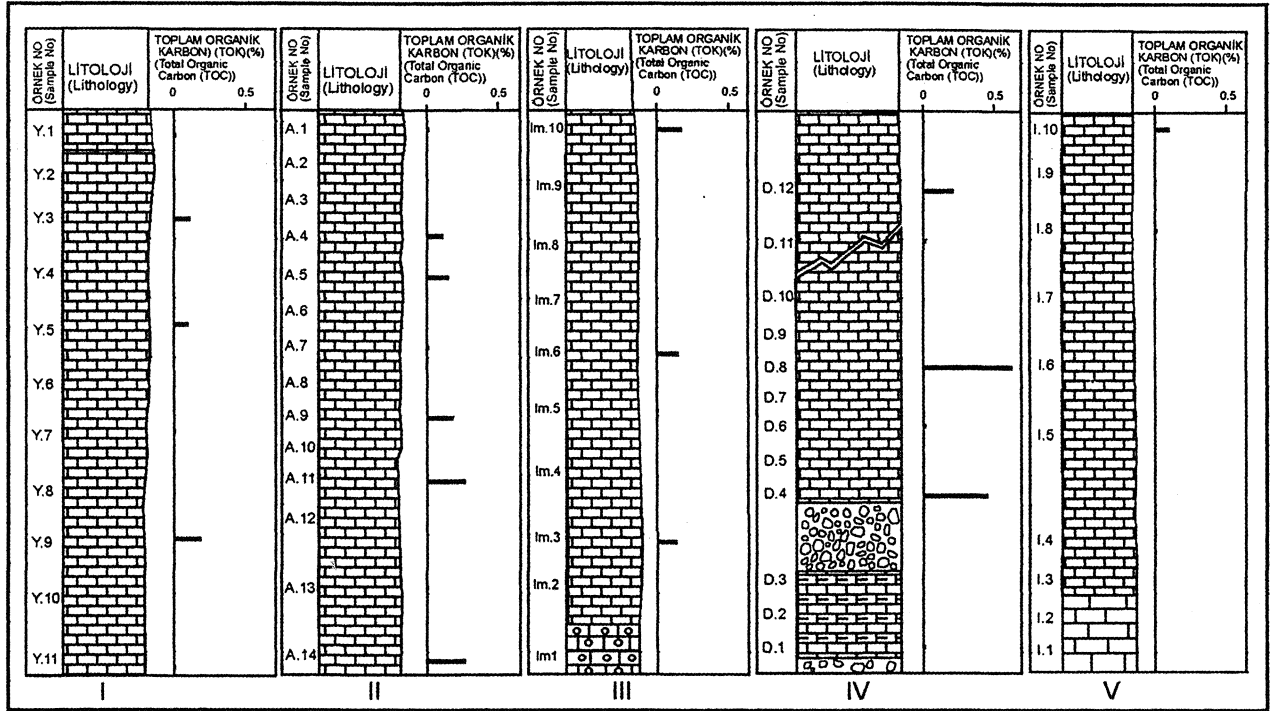
Çizelge 1: İncelenen birimlerin toplam organik karbon içeriği, organik madde türü dağılımı ve vitrinit yansımaları sonuçları.
 Table I: Total organic carbon content, organic matter type distribution and vitrinite reflectance values of the investigated units.

| Örnek No (Sample No) | TOK (%) | Organik Madde Türleri (Organic Matter Types) | | | | Ro (%) |
|----------------------|---------|----------------------------------------------|-------------|--------------|---------------|--------|
| | | Amorf Amorp. | Otsu Harbe. | Odunsu Woody | Kömürsü Coaly | |
| A.1 | - | 80 | 5 | 10 | 5 | 0,15 |
| A.2 | - | - | - | - | - | 0,20 |
| A.3 | - | 90 | - | 7 | 3 | 0,31 |
| A.4 | 0,11 | - | - | - | - | - |
| A.5 | 0,15 | 90 | - | 5 | 5 | - |
| A.6 | - | 90 | - | 7 | 3 | 0,44 |
| A.7 | - | 90 | - | 7 | 3 | 0,43 |
| A.9 | 0,18 | 85 | 3 | 10 | 2 | - |
| A.10 | - | 90 | - | 7 | 3 | 0,22 |
| A.11 | 0,25 | 90 | - | 5 | 5 | 0,19 |
| A.13 | - | - | - | - | - | 0,20 |
| A.14 | 0,25 | - | - | - | - | 0,35 |
| D.1 | - | 90 | - | 7 | 3 | 0,22 |
| D.2 | - | 80 | 2 | 10 | 8 | 0,21 |
| D.4 | 0,45 | 85 | - | 10 | 5 | 0,15 |
| D.5 | - | 85 | - | 10 | 5 | 0,15 |
| D.6 | 0,01 | 80 | 2 | 15 | 3 | - |
| D.8 | 0,66 | 90 | - | 7 | 3 | - |
| D.11 | 0,01 | 90 | - | 5 | 5 | - |
| D.12 | 0,21 | - | - | - | - | - |
| Y.1 | - | 95 | - | 3 | 2 | - |
| Y.3 | 0,10 | 90 | - | 5 | 5 | 0,13 |
| Y.4 | - | 80 | 3 | 12 | 5 | 0,15 |
| Y.5 | 0,09 | 90 | - | 5 | 5 | 0,12 |
| Y.6 | - | 80 | - | 15 | 5 | 0,23 |
| Y.7 | - | 90 | - | 5 | 5 | - |
| Y.8 | - | 90 | - | 5 | 5 | - |
| Y.9 | 0,17 | 85 | - | 10 | 5 | 1,18 |
| Y.10 | - | - | - | - | - | 0,21 |
| I.2 | - | 75 | - | 15 | 10 | - |
| I.5 | - | 65 | 5 | 20 | 10 | 0,24 |
| Is.6 | - | - | - | - | - | 1,17 |
| I.6 | - | 70 | 3 | 20 | 7 | 0,24 |
| I.8 | 0,02 | 95 | - | 3 | 2 | - |
| I.10 | 0,08 | - | - | - | - | - |
| I.11 | 3,47 | - | - | - | - | - |
| I.12 | 2,87 | - | - | - | - | - |
| I.13 | 3,01 | - | - | - | - | - |
| IM3 | 0,13 | - | - | - | - | - |
| IM.6 | 0,11 | - | - | - | - | - |
| Im10 | 0,15 | - | - | - | - | - |
| B.2 | 1,70 | - | - | - | - | - |
| B.4 | - | - | - | - | - | 0,14 |
| AE1-8 | - | - | - | - | - | 0,31 |

Acı dikme kesitinde %0.11-0.25 arasında (ortalama %0.19) (Şekil 6.II), İmrızı dikme kesitinde % 0.11-0.15 (ortalama % 0.13) (Şekil 6.III), Del dikme kesitinde % 0.01-0.66 arasında (ortalama % 0.27) (Şekil 6.I V) ve İspartaçay dikme kesitinde toplam organik karbon değerleri 0.02-0.08 arasında (ortalama % 0.04) (Şekil

6V)'dir. İspartaçay dikme kesitinin alt düzeylerine karşılık gelen ve çok yakın uzaklıklardan alınan nokta örneklerde (I. 11, I. 12 ve I. 13) % 3.47'ye kadar varan toplam organik karbon değerleri ölçülmüştür. Ayrıca hidrokarbon belirtilerinin görüldüğü B. 2 örneğinde de % 1.70 toplam organik karbon değeri bulunmuştur.

YAZIR KİREÇTAŞLARININ ORGANİK JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ



Şekil 6: İncelenen birimlerin toplam organik karbon dağılımı, I-Yazır kesiti, II-Acı kesiti, III-İmrezi kesiti, IV-Del kesiti, V-Ispartaçay kesiti.

Figure 6: Total organic carbon distribution of the investigated units, a- Yâzır section, b-Acı section, c-İmrezi section, d-Del section, e-Ispartaçay section.

Bu sonuçlara göre Yazır formasyonu genel olarak toplam organik karbon içeriği açısından düşük değerler içermektedir. Ancak Ispartaçay kesitinin alt düzeylerine karşılık gelen bazı kesimlerde yüksek TOK değerleri ölçülmüştür.

Rock-Eval Pirolizi Analizleri

Espitalie ve diğ. (1980) tarafından geliştirilen yöntem uygulanarak, 100 mg kadar öğütülmüş örnek oksijensiz bir ortamda helyum gazı atmosferinde ve belli bir sıcaklık programında 550°C'ye kadar ısıtılmıştır. 90°C'ye kadar S1 piki ile ifade edilen serbest hidrokarbonlar, 300-550°C arasında ise S2 piki ile ifade edilen kerojenin ısıl parçalanması sonucunda oluşan hidrokarbonlar bulunmuştur. Ayrıca S2 pikinin maksimum olduğu noktadaki sıcaklık olan Tmax belirlenmiştir. Oluşan CO₂ gazı, ısı iletken dedektörde ölçülerek pirolizi yapılan örneklerin toplam organik karbon miktarları da saptanmıştır.

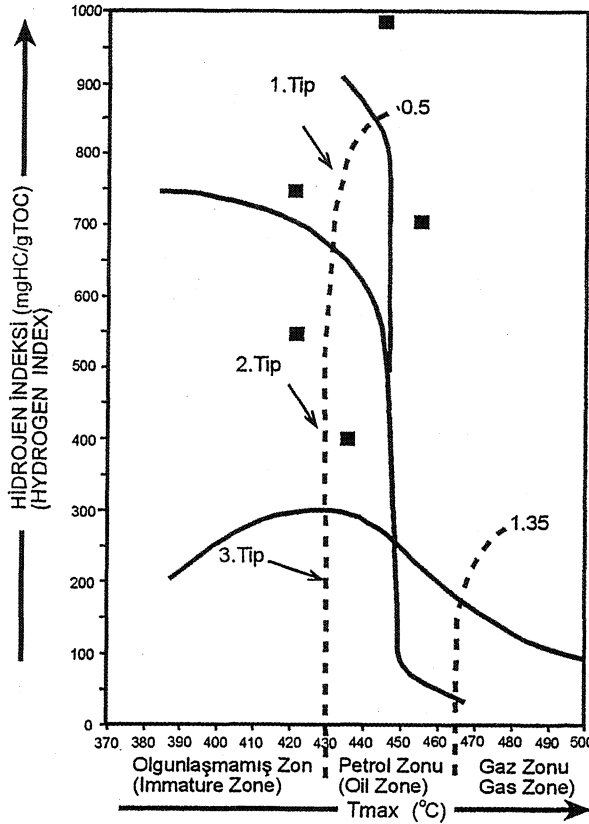
14 tanesi TPAO (Ankara), 1 tanesi de Geochem (Chester-İngiltere) Laboratuvarlarında olmak üzere 15 adet örneğin Rock-Eval pirolizi yapılmıştır. Bu analizler sonucunda, S1, S2, S3, PI, HI, O1 ve Tmax değerleri elde edilmiştir (Çizelge 2). 4 adet örnekte hiçbir değer elde

edilememiş, 1 örnekte ise yalnızca oksijen indeksi (O1) değeri bulunmuştur.

Sİ değerlerinin 0.01-2.79 mgHC/gTOK arasında S2'nin ise, 0.02-9.24 mgHC/gTOK arasında değiştiği görülmüştür. Yalnızca iki örnekte yüksek değerler elde edilmiştir. Sİ, S2 ve jenetik potansiyel değeri 2 mgHC/gTOK'nm üzerinde olan iki tane örnek vardır. Diğer sonuçlar bu değer altındadır. (Çizelge 2) Sİ ve S2 değerlerine göre incelenen örneklerin genel olarak organik zenginliğinin zayıf olduğu söylenebilir. Örneklerin bir çoğunda hidrojen indeksi değeri belirlenememiştir. Sonuç elde edilebilenlerde ise çok yüksek değerler bulunmuştur. Bunlar 407-1000 mgHC/gTOK arasında değişmektedir. Bu sonuçlar hidrokarbon türümü açısından petrol zonu içerisinde kalmaktadır. Oksijen indeksi değeri yalnızca bir örnekte elde edilebilmiştir. Kısıtlı sayıdaki Hidrojen indeksi ve Tmax değerleri Tissot ve Welte (1984) tarafından geliştirilen HI-Tmax diyagramına uygulanmış ve kerojen tipleri belirlenmeye çalışılmıştır. Buna göre noktaların 1 ve 2. tip kerojen alanında kaldıkları görülmektedir. (Şekil 7)

Rocak-Eval pirolizlerinde Tmax ısısı 419-459°C arasındadır. Bunların ortalaması ise 436°C'dir. Del kesitinde

tüm değerler 430°C'nin üzerine çıkarken diğerlerinde değişiklik göstermektedir (Çizelge 2). Bu veriler Peters (1986)'e göre olgun zonda, Baskin (1997)'e göre de olgunlaşma başlangıcı zonda yer almaktadır.



Şekil 7: Kerojen tipinin Hidrojen İndeksi-Tmax diyagramına göre sınıflaması (Tissot ve Welte, 1984).

Figure 7: Classification of the kerogen types by using Hydrogen Index-Tmax diagram (Tissot and Welte, 1984).

Vitrinit Yansıması (Ro)

Organik petrografik teknikler köken kaya gelişiminin belirlenmesinde kullanılmaktadır. (Powell ve diğ., 1982). Bu amaçla vitrinit yansıması ölçümleri ve organik maddenin mikroskobik incelemeleri için organik madde yoğunlaştırılmıştır. Herbir örnekten 30-40 gr kadar alınarak 2-3 mm boyutuna gelinceye kadar kırılmıştır. Dekantasyon işleminden sonra hidroklorik asitle reaksiyona tabi tutularak karbonatlan, hidroflik asitle reaksiyona tabi tutularak silikatları giderilmiştir. Örnekler genellikle karbonatlardan oluştuğu için hidroflik asitle reaksiyon vermemişlerdir. Ağır mineral içeren birkaç örnek ağır sıvı (ZnCU) ile karıştırılmış ve santrifüjleme işleminden sonra üste kalan organik maddeler alınmıştır. Dekantasyon ve alkol ile temizleme işlemlerinden sonra slayt ve kalıp yapımı için hazır hale getirilmişlerdir.

Sulandırılan her örnekten 3-4 mi kadarı istenilen homojenlik sağlanarak lam üzerine alınarak alttan aydınlatmalı mikroskopta incelenebilecek duruma getirilmiştir. Geriye kalan organik maddeler etüvde kurutulduktan sonra polyeşter ile karıştırılarak kalıplar içerisinde katılaşması beklenilmiştir. Daha sonra inceltme tozları ile aşındırması, alümina pasta ile de örnek üzerinde çizik kalmayınca ya kadar parlatılması yapılmış ve üstten aydınlatmalı mikroskopta incelenebilecek hale getirilmiştir. Vitrinit yansıması ölçüm sonuçlarının değerlendirilmesinde Tissot ve Welte (1984)'nin sınıflamasından yararlanılmıştır.

Yazır formasyonundan 25 adet örnekte vitrinit maseralleri belirlenmiş ve bunların ölçümleri yapılmıştır. Bulunan değerler her bir ölçülü dikme kesit üzerinde vitrinit yansıması dağılım eğrileri şeklinde gösterilmiştir. Kesitlerin tümünde vitrinit yansıması ölçülen değerler %0.12-0.44 arasında değişmektedir (Çizelge 1). İmrezi ölçülü dikme kesitine ait örneklerde vitrinit maseralı bulunamadığı için ölçüm yapılamamıştır. En fazla vitrinit yansıması ölçümleri yapılabilen dikme kesitlerden bir tanesi Yazır ölçülü dikme kesitidir. Bu kesitte ölçülen vitrinit yansıması değerleri %0.12-0.23 arasındadır. Ortalama değer ise %0.17'dir. Vitrinit yansıması Yazır ölçülü dikme kesiti boyunca fazla değişiklik göstermeyip genel olarak düşüktür (Şekil 8.1).

Acı kesitinde %0.15-0.44 arasında vitrinit yansıması değerleri mevcuttur. Bunların ortalaması ise %0.28'dir. Dikme kesit üzerindeki dağılımları fazla değişiklik göstermez. Ancak kesitin orta düzeyleri alt ve üst düzeylere göre daha yüksek vitrinit yansıması değerlerine sahiptir (Şekil 8.11). Del dikme kesitinde vitrinit yansıması ölçümlerinde düşük sonuçlar elde edilmiştir. Bunlar, %0.15-0.22 arasında değişmekte olup ortaları da %0.18'dir. Kesitin üst düzeylerinden alınan örneklerden hazırlanan parlatma kalıplarında vitrinit bulunmadığı için yansıma ölçümleri de gerçekleştirilememiştir (Şekil 8.IV). Ispartaçay dikme kesitinde ise yalnızca üç örnekte vitrinit yansıması ölçümleri yapılabilmştir.

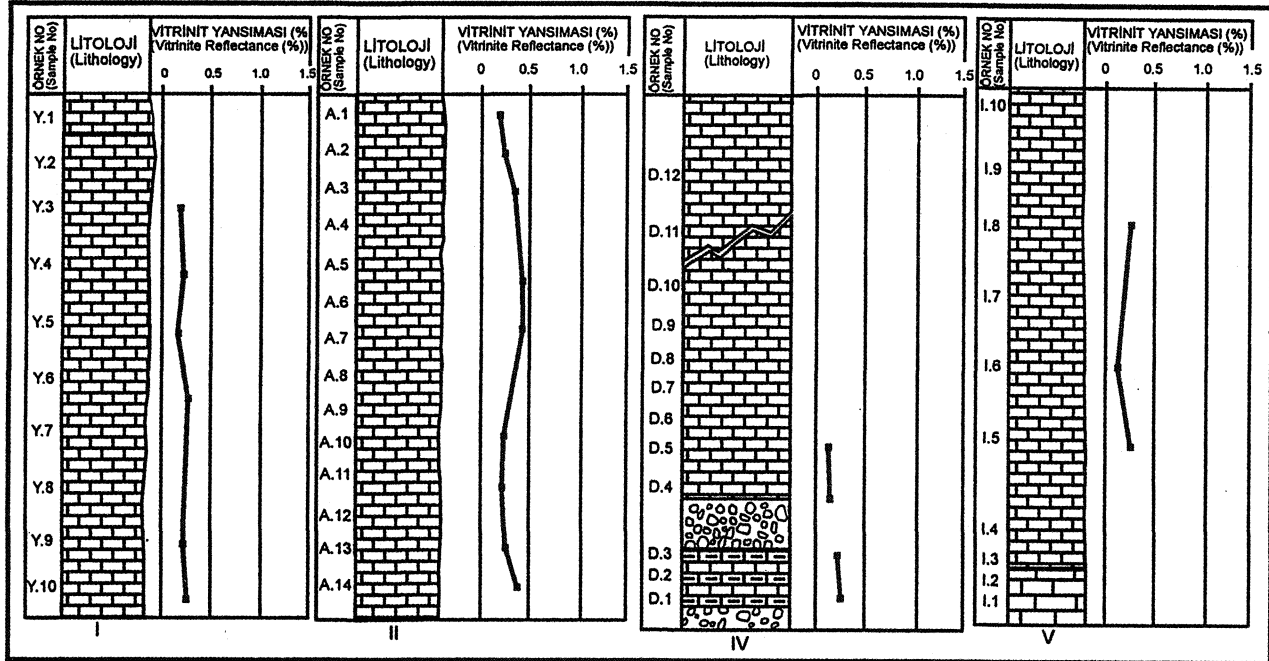
Bulunan değerler %0.17-0.24 arasında değişmekte olup ortalamaları da %0.22'dir. ölçümleri yapılan bu örnekler Ispartaçay kesitinin orta düzeylerine karşılık gelmektedir (Şekil 8.V). Yukarıda anlatılan dikme kesit örneklerinde ölçülen vitrinit yansıması değerlerinden başka hidrokarbon izleri görülen düzeylerden alınan iki örnekte de vitrinit yansıması ölçümleri yapılmıştır. Bu ölçümler %0.14 ve %0.31 değerleri şeklindedir.

YAZIR KİREÇTAŞLARININ ORGANİK JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Çizelge 2: Rock-Eval pirolizi sonuçları S1= Kaya içindeki serbest hidrokarbonlar (mgHC/gTOC) S2= Kerojenin termal parçalanması sonucu oluşan hidrokarbonlar (mgHC/gTOC), S3= CO₂ miktarı (mgCO₂/gTOC) S1+S2= Jenetik potansiyel (mgHC/gTOC), Pi= Üretim indeksi, HI=Hidrojen indeksi (mgHC/gTOC), OI=Oksijen indeksi (mgCO₂/gTOC), Tmax=Maksimum ısı (°C).

Table 2: Results of Rock-Eval pyrolysis. S1= Already-existing hydrocarbon in rock (mgHC/gTOC) S2= Hydrocarbon generated from the thermal breakdown of kerogen (mgHC/gTOC) S3= CO₂ value (mgCO₂/gTOC), S1+S2= Genetic potential (mgHC/gTOC), Pi=Production index, HI= Hydrogen index (mgHC/gTOC), OI= Oxygen index (mgCO₂/gTOC), Tmax=Maximum temperature (°C)

| Örnek No | S1 | S2 | S3 | S2/3 | S1+S2 | Pi | HI | OI | Tmax |
|----------|------|------|------|------|-------|------|------|----|------|
| A.1 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| A.7 | 0,01 | 0,03 | - | - | 0,04 | 0,25 | - | - | 446 |
| A.13 | 0,01 | 0,02 | - | - | 0,03 | 0,50 | - | - | 423 |
| Y.1 | 0,01 | - | - | - | 0,01 | - | - | - | - |
| Y.7 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Y.11 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| D.1 | 0,02 | 0,11 | - | - | 0,13 | 0,17 | - | - | 451 |
| D.6 | 0,15 | 0,07 | - | - | 0,22 | 0,68 | 700 | - | 459 |
| D.11 | 0,07 | 0,10 | - | - | 0,17 | 0,44 | 1000 | - | 445 |
| I.2 | 0,01 | 0,12 | - | - | 0,13 | 0,08 | - | - | 435 |
| I.5 | 0,01 | 0,04 | - | - | 0,05 | 0,25 | - | - | 425 |
| I.8 | 0,11 | 0,15 | - | - | 0,26 | 0,42 | 750 | - | 419 |
| I.11 | 1,20 | 1,17 | 0,34 | 3,44 | 2,37 | 0,51 | 407 | 11 | 436 |
| Im5 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| B.2 | 2,79 | 9,24 | - | - | 12,03 | 0,23 | 543 | - | 424 |



Şekil 8: İncelenen birimlerin vitrinit yansımaları dağılımı, I-Yazır kesiti, II-Acı kesiti, IV-Del kesiti, V-Ispartaçay kesiti.
Figure 8: Vitrinite reflection distribution of the investigated units, I- Yazır section, II-Acı section, IV-Del section and V-Ispartaçay section.

Dikme kesit örnekleri ile nokta kesitlerden elde edilen vitrinit yansımaları değerleri, Tissot ve Welte (1978)'nin petrol oluşum zonlarının yaklaşık sınırlarını

gösteren diyagramına konulduğu zaman, noktaların tamamının diyajenetik zonda oluşu görülür. Ancak bunlardan bazıları petrol zonuna yakındır (Şekil 9).

Organik Madde Türleri ve Renk Değişimleri

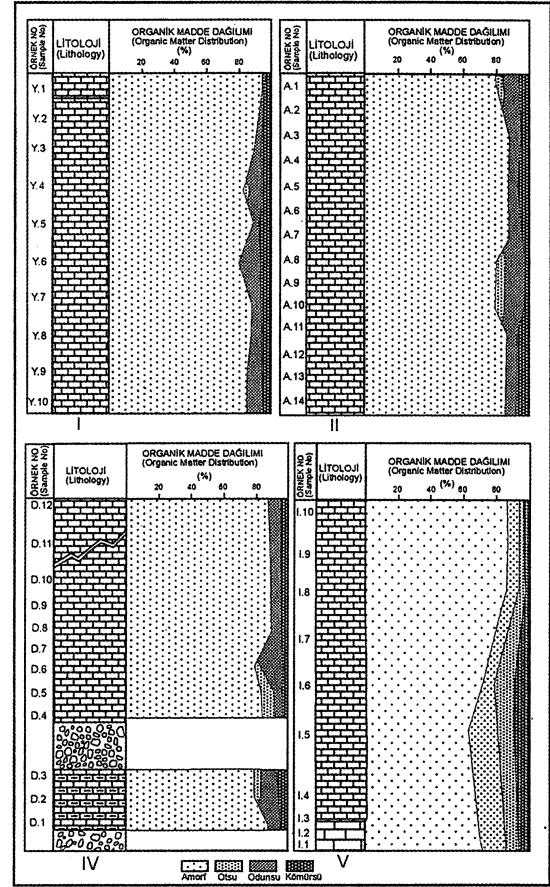
Spor ve polenler ile organik maddelerin renklerinde derinlik ve ısı artışına bağlı olarak değişimler olmaktadır. Alttan aydınlatmalı mikroskopta gözlenen bu renk değişimleri bir olgunlaşma parametresi olarak kullanılmaktadır. Staplin (1975) polinomorf renk değişimleri için ilk olarak renk-sayr ölçeği ortaya koymuş, sarı ile siyah arasında değişen renk tonlarını 1 ile 4 arasında değişen sayılarla ifade etmiştir.

Yazır formasyonuna ait 27 adet örnekte organik yoğunlaştırma işlemleri yapılarak kerojen slaytları hazırlanmıştır. Bu slaytlar üzerindeki organik madde türlerinin yüzdeleri belirlenmiştir (Çizelge 1). Daha sonra her bir dikme kesit üzerinde organik madde türlerinin dağılımları ifade edilmeye çalışılmıştır. Çizelge 1 ile dikme kesitlerden de görüldüğü gibi egemen organik madde türü amorf olanlardır. Yazır dikme kesitinde amorf organik madde miktarı %80-95 arasındadır. Otsu organik madde yalnızca bir örnekte belirlenmiş olup %3 oranındadır. Odunsu organik maddeler %3-15, kömürsü organik maddeler de %2-5 arasında değişmektedir. Organik madde türlerindeki dağılım diğer kesitlerdeki benzer şekildedir ve dikme kesit boyunca önemli farklılıklar yoktur (Şekil 10.1)

Acı dikme kesitinde %80-90 oranında amorf, %3-5 oranında otsu, %5-10 oranında odunsu ve %2-5 oranında kömürsü organik maddeler bulunmuştur (Şekil 10.11). Dikme kesit boyunca otsu organik maddeler kesitin tüm düzeyleri boyunca aynı olmayıp bazı bölümlerinde yok denecek kadar azdır. Del kesitinde %80-90 oranında amorf, %2 oranında otsu, %5-10 oranında odunsu ve %3-8 oranında kömürsü organik maddeler saptanmıştır (Şekil 10.IV). Organik madde türlerinin boyutlarında da yer yer değişiklikler gözlenmektedir. Bazı örneklerin kerojen slaytlarında oldukça ince taneli organik maddeler görülmesine karşın, bazılarında da daha iri boyutlu organik maddeler belirlenmiştir. Ispartaçay dikme kesitinde de egemen organik madde türü amorf olup, %65-90 arasında değişiklik göstermektedir (Şekil 10.V). Bu kesitte otsu organik maddeler %3-5, diğer kesitlere göre daha fazla oranda bulunan odunsu organik maddeler %3-20 ve kömürsü organik maddeler de %2-10 arasında belirlenmiştir. Ispartaçay kesitindeki organik madde türleri de genel olarak ince taneli organik maddelerden oluşmuştur.

Organik madde slaytlarında, spor renk indeksi değerlendirmesi yapılabilecek türde spor ve polenler bulunamamıştır. Ancak organik maddelerin termal alterasyon

renkleri dikkate alındığında açık kahverengimsi renklerin egemen olduğu görülür.



Şekil 10: İncelenen birimlerin organik madde türü dağılımı, I- Yazır kesiti, II-Acı kesiti, IV-Del kesiti, V-Ispartaçay kesiti.
Figure 10: Organic matter type distribution of the investigated units, I- Yazır section, II-Acı section, IV-Del section and V-Ispartaçay section.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Yazır formasyonu düşük organik madde içeriğine sahiptir. Acı kesitinde %0.19, Del kesitinde %0.27, Yazır kesitinde %0.12, Ispartaçay kesitinde %1.89 ve İmrezi kesitinde de %0.13 ortalama toplam organik karbon değerleri bulunmuştur.

Mikroskobik çalışmalarda amorf türde organik maddelerin egemen oldukları belirlenmiştir.

Vitrinit yansıması sonuçlarına göre Yazır formasyonunun diyajenez zonunda olduğu saptanmıştır. Formasyonun acı kesitinde %0.28, Del kesitinde %0.18, Yazır kesitinde %0.17, Ispartaçay kesitinde %0.22'lik ortalama vitrinit yansıması değerleri ölçülmüştür. Ancak bazı

YAZIR KİREÇTAŞLARININ ORGANİK JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

örnekler geç diyajenezi ifade eden sonuçlar vermişlerdir (A. 6 Örneğinde %0.43 ve A.7 örneğinde %0.44)

Batı Torosların İsparta güney ve güneydoğusunda kalan bölümlerinde, özellikle ofiyolitik kayalar içerisinde petrol sızıntıları bulunmaktadır. Bu sızıntıların hangi yaştaki köken kayalardan türediği, yaşlarının ne olduğu ve jeolojik konumları ile ilgili bazı çalışmalar yapılmıştır (Yağmurlu ve diğ., 1990; İllez ve diğ., 1992). Sonuçta bunların bir kuşak boyunca yer aldıkları ve Jura-Kretase yaşlı karbonat kayalardan türedikleri ortaya konulmuştur. İsparta güneyindeki Alt Miyosen yaşlı kireçtaşlarında da bu tür hidrokarbon belirtiler görülmüştür. Orta Miyosen'de bölgenin morfolojisini etkileyen önemli tektonik olaylar meydana gelmiştir. Bunların en önemlisi ofiyolitik karışık ile Jura-Kretase yaşlı kireçtaşlarının Alt Miyosen yaşlı birimlere bindirmesidir (Karaman, 1988). Bu büyük bindirmenin etkisi sonucunda KB-GD gidişli bir çok kıvrım yapıları, bindirme ve ters faylar ile bunları dik olarak kesen yanal atımlı faylar oluşmuşlardır. Orta Miyosen'de gelişen bu tektonik deformasyonların yanı sıra Erken Pliyosen'de başlayan volkanizma etkinlikleri meydana gelmiştir (Karaman, 1990).

Organik jeokimyasal verilerin tümü ve mikroskobik çalışmalar birlikte değerlendirildiği zaman Alt Miyosen yaşlı ve genellikle karbonatlardan oluşan birimler, petrol oluşumuna uygun bir ortamda çökelmişlerdir. Amorf organik madde içeriğine ve düşük derecede organik olgunluğa sahiptirler. Fakat yersel olarak bu içeriğin yükseldiği ve yeterli derecede ısısal olgunluğa sahiptirler. Fakat yersel olarak bu içeriğin yükseldiği ve yeterli derecede ısısal olgunluğa ulaştığı düzeyler de bulunmaktadır. Nap hareketlerinin ve volkanizmanın adı geçen düzeylerde gerekli ısıyı sağladığı düşünülmektedir.

KATKI BELİRTME

Çalışmanın her aşamasında yardımlarını gördüğüm Doç. Dr. Orhan Özçelik'e (C. Ü.), bizzat arazi çalışmalarına katılarak örnek derlenmesinde ve bölgenin jeolojisi konusunda bilgilerinden yararlandığım Doç. Dr. Muhittin Görmüş'e (S. D. Ü.), vitrinit yansıması ölçümlerinin yapılmasında yardımcı olan Doç. Dr. A. İhsan Karayığit'e (H. Ü.), Rock-Eval pirolizleri ve toplam organik karbon analizlerinin yapılmasında yardımcı olan Dr. Peter Walkoo'ya (Geochem-Chester-İngiltere), H. İsmail İllez'e (TPAO-Ankara) ve Haluk İztan'a (TPAO), çalışmanın çeşitli aşamalarındaki katkıları nedeniyle

Arş. Gör. Nazan Yalçın'a (C.Ü.) ve ekonomik desteğinden dolayı C.Ü. Araştırma Fonuna teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akay, E., Uysal S., Poisson, A., Cravatte, J., ve Muller, C., 1985, Antalya Neojen Havzasının stratigrafisi: TJKBült.,28, 105-119.
- Akbulut, A., 1980, Eğirdir gölü güneyinde Çandır (Sütçü ler-Isparta) yöresindeki Batı Torosların jeolojisi: TJKBült., 23,1,1-9.
- Baskin, D. K., 1997, Atomic H/C ratio of kerogen as an estimate of thermal maturity and organic matter conversion: AAPG Bull, 81,9,1437-1450.
- Espitalie, J.M., Madec, M., ve Tissot, B.,1980, Role of mineral matrix in kerogen pyrolysis: influence on petroleum generation and migration: AAPG Bull., 64, 59-66.
- Görmüş, M., ve Özkul, M., 1995, Gönen-Atabey (Isparta)-Ağlasun (Burdur) arasındaki bölgenin stratigrafisi: SDÜ, Fen Bilimleri Ens. Derg., 1, 43-64.
- Görmüş, ve Hançer, M., 1997, Dereboğazı (Isparta Güneyi) dolaylarındaki Alt Miyosen çökellerinin fasiyesi özellikleri: SDÜ Fen Bilimleri Ens. Derg., 2, 39-50.
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A., ve Dumont, J.F., 1979, Geologie des Taurides occidentales (Turquie): Mem. Soc. Geol. France, 137, 1-112.
- İllez, H.İ., Harput, A., ve Gül, M. A., 1992, Üç Yıldız (Isparta) petrol sızıntısının organik jeokimyası: Türkiye 9. Petrol Kongresi ve Sergisi, Bildiriler, 1-7.
- Jones, R.W., 1987, Organic Facies. In: Advances in Petroleum Geochemistry: v.2, p. 1-91. Karaman, M.E., 1988, Ege-Anadolu levha sınırı hakkında bazı yeni görüşler: H.Ü., Yerbiliminin 20. Yılı Sempozyumu, Bildiri özlery, s. 15.
- Kazancı, N., ve Karaman, M. E., 1988, Gölcük (Isparta) Pliyosen volkaniklastiklerinin sedimanter özellikleri ve depolanma mekanizmaları: Akdeniz Üniv. İsparta Müh. Fak. Derg., 4, 16-35.
- Karaman, M.E., 1990, İsparta güneyinin temel jeolojik özellikleri: Türkiye Jeoloji Bülteni, 33, 51-61.

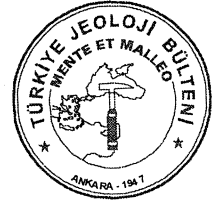
- Monod, O., 1977, Recherces geologiques dans le Taurus occidental am sud de Beyşehir (Turquie): These d'etat, FUniv, de Paris Sud, Orsay, 442p.
- Özgül, N., 1984, Stratigraphy and Tectonic evolution of the Central Taurides: In Geology of the Taurus Belt, Int. Symp. (Tekeli, O., ve Göncüoğlu, M.C., Eds.), p. 77-99.
- Peters, K.E., 1986, Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis: AAPG Bull., 70, 318-329.
- Poisson, A., ve Poignant, A.F., 1974, Korkuteli Bölgesindeki Miyosen transgresyonunun tabanı olan Karabayır formasyonu, Karabayır formasyonunun yeni bir kırmızı alg türü: *Lithothamnium pseudoramossissimum*: MTA Derg., 82,65-69.
- Poisson, A., 1977, Recherches geologique dans les Taurides occidentales (Turque): These Doc. Sci., Üniv. Paris-Sud, Orsay, 1-795.
- Poisson, A., Akay, E., Dumont, J. F., ve Uysal, S., 1984, The İsparta angle In: Geology of the Taurus Belt Int. Symp (Tekeli, O., ve Göncüoğlu, M.C., Eds.) 11-16.
- Powell, T.G., Creaney, S., ve Snowon, L. R., 1982, Limitations of use of organic petrographic techniques for identification of petroleum source rocks: AAPG Bull., 66, 4, 430-435.
- Sonel, N., Sarı, A., Doğan, A. O., ve Bozüyük, I., 1995, Üzümlü (Beyşehir) civarının petrol kaynak kaya fasiyesleri ve petrol oluşumunun organik jeokimyasal yöntemlerle incelenmesi: TJK Bült., 10, 34-40.
- Staplin, F.L., 1975, Interpretation of thermal history from colour of particulate organic matter: Palynology, 1, 9-18.
- Şenel, M., 1997, 1/250.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, İsparta Paftası: MTA Ens., Ankara, No: 4
- Tissot, B., ve Welte, D., 1978, Petroleum Formation and Occurrence: Springer-Verlag, Berlin, 535p.
- Tissot, B., ve Welte, D., 1984, Petroleum Formation and Occurrence: Revised edition, Springer Verlag, New York, 699p.
- Yağmurlu, F., Tutaş, M., ve Keçeli, A., 1990, Eğirdir (İsparta) güneyinde yer alan asfaltit ve sıvı petrol emarelerinin jeolojik konumu: Türkiye 8. Petrol Kongresi, Bildiriler, 24-34.
- Yağmurlu, F., 1994, İsparta güneyinde yer alan Tersiyer yaşlı türbiditik birimlerin fasiyes özellikleri: Geosound, 24, 17-28.
- Yalçınkaya, S., Ergin, A., Afşar, Ö.P., ve Taner, K., 1985, İsparta bükümünün yapısal evrimi: 3. Mühendislik Haftası Bildiri özleri, 30-31.
- Yalçınkaya S., 1989, İsparta-Ağlasun (Burdur) dolaylarının jeolojisi: İ.Ü. Fen Bilimleri Ens. Doktora Tezi, 176 s (Yayınlanmamış).

Makalenin geliş tarihi : 10.06.1998

Makalenin yayına kabul edildiği tarih : 17.05.1999

Received June 10, 1998

Accepted May 17, 1999



Doğu Pontidler'de Uyumlu Bentik K/T Geçişi: Tonya Formasyonunun (GB Trabzon) Şahinkaya Üyesi

Conformable Benthic K/T Transition in Eastern Pontides : Şahinkaya Member of the Tonya Formation (SW Trabzon)

Nurdan İNAN
Selim İNAN
İskender KURT

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas
Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas
MTA Trabzon Bölge Müdürlüğü, Trabzon

Öz

Tonya Formasyonunun resifal kireçtaşlarıyla temsil edilen Şahinkaya Üyesi, ilk kez Korkmaz (1993) tarafından tanımlanmış, dokanak ilişkilerine göre birime Maastrichtiyen-Daniyen yaşı verilmiştir. Bu çalışmada Korkmaz (1993)'in belirttiği tip kesitin standartlara uymadığı tespit edilerek, Çalköy kesiti, birimin tip kesit yeri olarak gösterilmiştir. Şahinkaya üyesinin resifal kireçtaşları, tabanda *Orbitoides apiculatus* Schlumberger ve *Siderolites calcitrapoides* Lamarck'in baskın olduğu rudistli biyosparitlerle temsil edilir. Aynı litoloji devamla, miliolidea, alg ve bryozoa'lan içeren intraklastlı sparitlere, daha sonra *Caskinolina* sp., *Gyroidina* sp., *Anomalina* sp., alg ve bryozoa içeren algli biyosparitlere geçer. Algli biyosparitler, üst seviyelerde *Idalina sinjarica* Grimsdale, *Miscellanea* sp., alg, bryozoa, annelid tüpleri, echinid dikenleri ve crinoidler içerir. Bu fasiyes içinde yer, yer demirleşmenin bulunduğu kumlu kireçtaşı seviyeleri de gözlenir. Birimin üst seviyeleri, *Discocyclus seunesi* Douville içerir. Bu fosil faunaya göre Şahinkaya Üyesinin yaşı, Maastrichtiyen-Tanesiyen'dir ve Doğu Pontid'lerde K/T sınırının bentik-bentik faunayla uyumlu geçişi ilk kez bu çalışmayla gösterilmiştir.

Anahtar Sözcükler : Bentik foraminiferler, Doğu Pontidler, GB Trabzon, K/T geçişi.

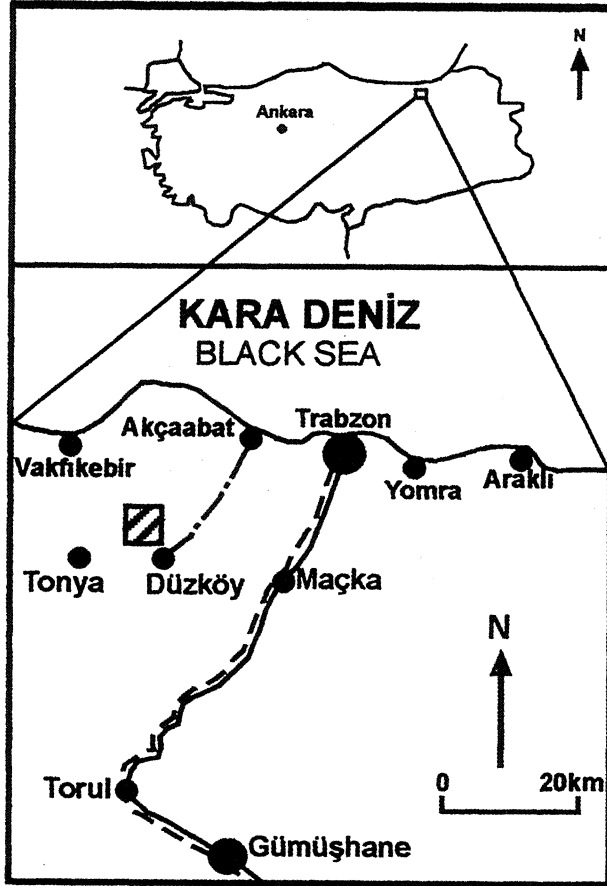
Abstract

*Şahinkaya Member, represented by reefal limestone, of Tonya Formation is first defined as Maastrichtian-Danian aged by Korkmaz (1983). Korkmaz's (1983) type locality for Şahinkaya Member was not standardized. Thus, Çalköy section is chosen for a representative type locality in this study. The bottom of Şahinkaya Member is constituted by rudist-bearing biosparite, which contains *Orbitoides apiculatus* Schlumberger and *Siderolites calcitrapoides* Lamarck. The same lithology is continuing with miliolidea, algal bryozoa-bearing intraclast sparites and passing through *Caskinolina* sp., *Gyroidina* sp., *Gyroidina* sp., *Anomalina* sp., miliolidea, algal and bryozoa-bearing algal biosparites. At the top level section, algal-bearing biosparites contains *Idalina sinjarica* Grimsdale, *Miscellanea* sp., algae, bryozoa, annelid tubes, echinoid spine and crinoids. This facies locally contains iron-bearing sandy limestone beds. At the top level of this unit is consisting of *Discocyclus seunesi* Douville. The fossil fauna above indicate that the age of Şahinkaya Member is Maastrichtian-Thanesian. K/T transition in the Eastern Pontides with benthic fauna is first defined in this study.*

Key words: Benthic foraminifera, Eastern Pontides, SW Trabzon, K/T transition.

GİRİŞ

İnceleme alanı, Trabzon ilinin güneybatısında bulunan Düzköy İlçesinin kuzeybatısında yer alır (Şekil 1). Bölgede yapılmış jeolojik çalışmalar oldukça sınırlı sayıdadır. Gattinger (1962)'in 1/500.000 ölçekli, Takashi ve Öner (1975)'in 1/50.000 ölçekli kaba haritalama çalışmaları ile, Bulgurluoğlu (1991) ve Korkmaz (1993)'m genel jeoloji amaçlı çalışmaları bunlar içinde sayılabilir.



Şekil 1: Yerbulduru haritası.

Figure 1: Location map.

Bu çalışmada, Tonya formasyonunun Şahinkaya üyesinden jeolojik harita ve ölçülü stratigrafi kesiti alımı yapılmış, daha önce belirtilmiş (Korkmaz, 1993) tip kesitin yerine, standartlara uygun tip kesiti gösterilmiş ve fosil topluluğu ilk kez tespit edilerek, buna göre jeolojik yaşı belirtilmiştir.

STRATİGRAFİ

İnceleme alanında temeli bazalt, andezit ve piroklastiklerle temsil edilen Liyas-Dogger (?) yaşlı

Gürgendağyayla Formasyonu oluşturur. Üst Jura-Alt Kretase yaşlı masif ve kalın katmanlı kireçtaşlarından oluşan Berdiga Formasyonu, bu temel üzerinde uyumlu olarak yer alır. Yukardaki birimler kırmızı renkli kireçtaşı arakatmanlı içeren andezit, bazalt, dasit, lav ve piroklastiklerden oluşan Düzköy Formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülür. Düzköy Formasyonu, uyumlu olarak, beyaz renkli kireçtaşı-marn ardalanmasıyla temsil edilen Kampaniyen-Daniyen yaşlı Tonya Formasyonu tarafından üstlenir. Bu birimlerin üzerine Lütesiyen yaşlı tortul arakatmanlı, andezit, bazalt, lava ve piroklastiklerden oluşan Foldere Formasyonu uyumsuzlukla gelir (Korkmaz, 1993). Üst Eosen yaşlı alkalin volkanitler de alttaki birimleri örtmektedir.

Tonya Formasyonu ilk kez Korkmaz (1993) tarafından tanımlanmış, beyaz renkli kireçtaşı-marn ardalanmasıyla temsil olunan birime, kapsadığı fosil faunaya göre Kampaniyen-Daniyen yaşı verilmiş ve derin denizel ortamının ürünü olduğu belirtilmiştir. Birimin masif resifal kireçtaşlarından oluşan bölümü de Şahinkaya Üyesi olarak ayrılanmıştır (Korkmaz, 1993). Tonya Formasyonunun diğer birimleri ile yanal ve dikey geçişli olduğu belirtilen bu üyesinin, yaşının da dokanak ilişkilerine göre Maastrichtiyen-Daniyen olacağı ileri sürülmüş, ancak kapsadığı fosil topluluğu hakkında bilgi verilmemiştir (Korkmaz, 1993).

Şahinkaya Üyesinin Tip Kesiti: Çalköy Kesiti

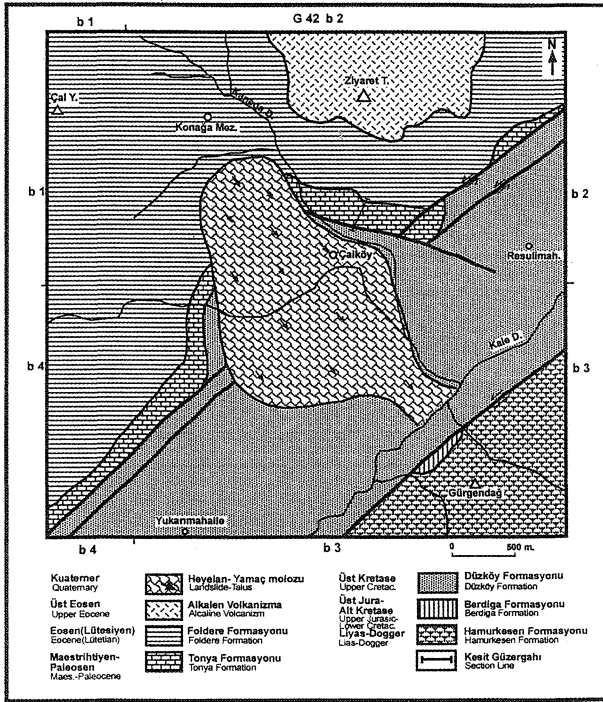
Üye, dışı kirli sarı, kırılmış yüzeyleri grimsi pembe renkli, 15-40 cm kalınlıkta katmanlı, yer yer masif, kısmen kırmızımsı renkli kumlu seviyeler de içeren, kırıklı resifal kireçtaşlarından oluşmaktadır.

Şahinkaya Üyesinin, Düzköy kuzeybatısında yol üstünden Duraktaşı Sirtına doğru uzanan yüzleğinden alınan ölçülü stratigrafi kesiti Çalköy kesiti olarak adlandırılmış ve tip kesit olarak belirlenmiştir (Şekil 2). Çalköy kesitinin başlangıç koordinatı, 39° 24' 00" boylam ve 40° 51' 00" enleminde; bitiş koordinatı ise 39° 24' 54" boylam ve 40° 50' 26" enlemine düşmektedir.

Kesitin tabanında Tonya Formasyonunun Kampaniyen yaşlı volkanotortul istifiğini üf seviyelerinde bulunan yeşilimsi gri renkli ince tabakalı marnlar yer almaktadır. Bu marnların yıkama örneklerinde, Globotruncana lapparenti Brotzen, Globotruncana limneiana (d'Orbigny), Globotruncana stuarti (de LappareBt), Rugoglobigerina rüosa (Plummer) j3İaidctoaiğ förmnliferleri tespit edilmiştir. (Ç0 v4 Ç1

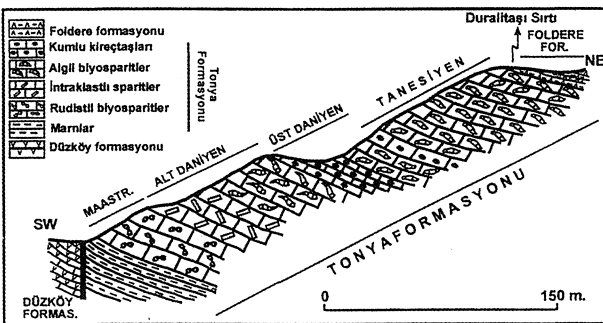
DOĞU PONTİD'LERDE UYUMLU BENTİK K/T GEÇİŞİ

örnekleri). Marnlar üzerine uyumlu olarak Şahinkaya Üyesi gelmektedir (Şekil 3). Üye tabanda (Ç2-Ç4 örnekleri) Maastrichtiyen'in sığ denizel-resifal ortamını simgeleyen biyospartit fasiyesindeki bentik foraminifer ve diğer fosil topluluklarını kapsar (Şekil 4). Bunlar; *Orbitoides medius* (d'Archiac), *Orbitoides apiculatus* Schlumberger, *Lepidorbitoides socialis* (Leymerie), *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Siderolites calcitrapoides* (Lamarck), *Sirtina orbitoidiformis* Brönnimann, *Dargenioella* sp., bryzoa, alg ve rudist kav-ki parçalandı.



Şekil 2: Düzköy bölgesinin jeoloji haritası (GB Trabzon).

Figure 2: Geological map of Düzköy region (S W Trabzon).



Şekil 3: Şahinkaya Üyesinin şematik kesiti.

Figure 3: Schematic section of Şahinkaya Member.

Birim üste doğru aynı litolojileri koruyarak devam eder. Ç5-Ç7 örnekleri, intraklast fasiyes özellikte ve bol alg, bryzoa, seyrek miliolidae içeren Alt Daniyen yaşlı düzeylere geçişi temsil ederler. Ç7-Ç15 örnekleri, Alt Daniyen'i doğrudan simgeleyen fosil topluluğunu içerirler. Bunlar; *Coskinolina* sp., *Criobulimina* sp., *Planorbulina* sp., *Gyroidina* sp., *Lenticulina* sp., *Textularia* sp., Verneulinidae, Miliolidae foraminiferleriyle, alg'lerden *Ditrupea cornea* (Linne) ve bryzoalardır.

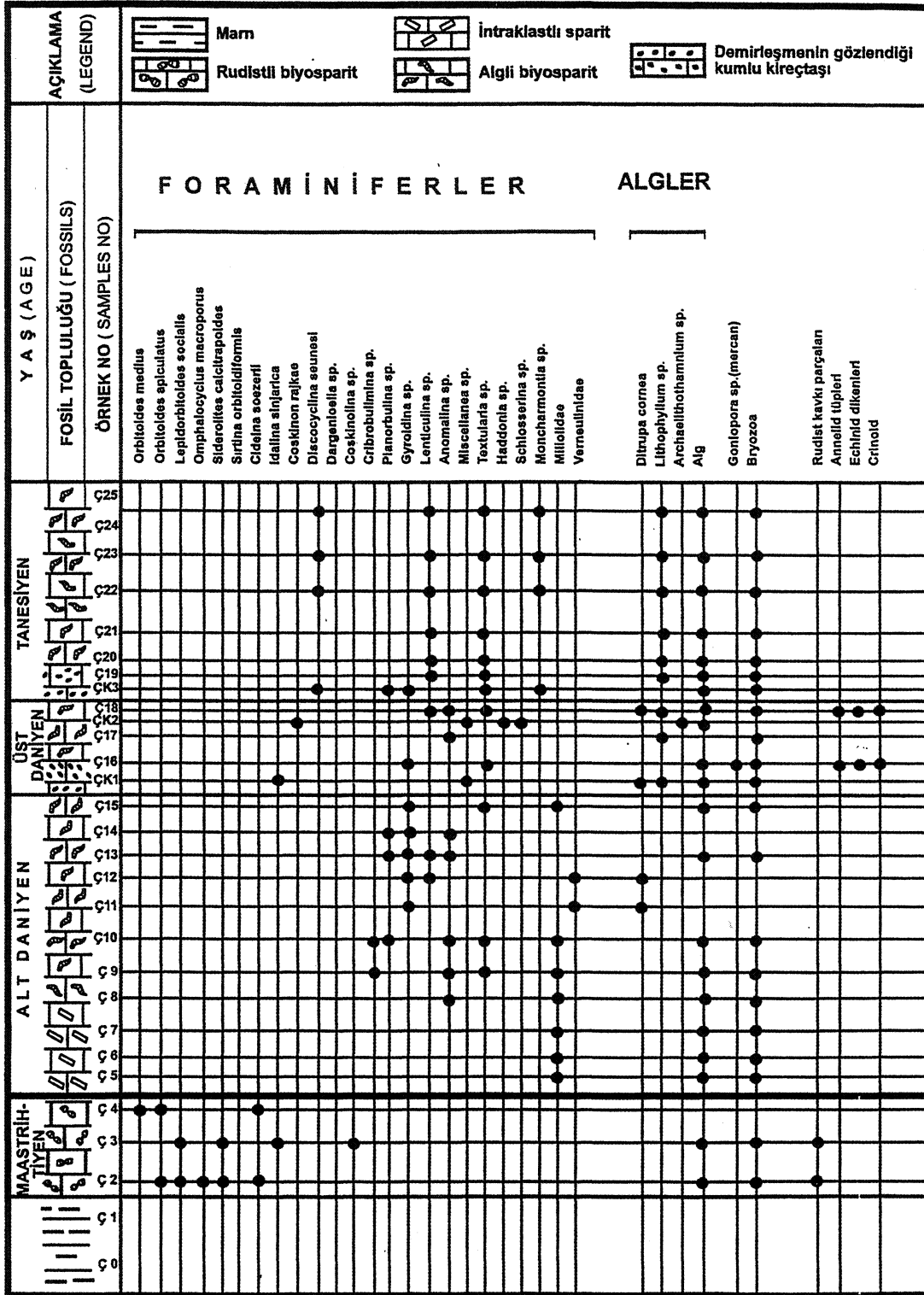
Birimin daha üst seviyelerinde, yer yer kırmızımsı renkli kumlu kireçtaşı düzeylerine rastlanır (Ç16 ve Ç19 örnekleri). Bu fasiyes içinde, fosillerde aşırı demirleşme ve oksidasyon izleri görülür. Bu durum, karbonat tanelerinin kumtaşı içine katılmadan önce atmosferik koşullara maruz kaldıklarının, belki de bir süre su yüzüne çıktıklarının işareti olarak yorumlanabilir (Varol, 1998, Sözlü görüşme). Ç16-Ç18 örneklerinde, Alt Daniyen'e işaret eden fosil faunanın yanı sıra, daha zengin bir yaşam çeşitliliğine ulaşıldığı görülmektedir. Hem bu durum ve hem de demirleşmelerle kendini gösteren kısa süreli su üstüne çıkma işaretleri, artık Üst Daniyen'e geçildiğinin belirteçleridir. Üst Daniyen örneklerinde (Ç16-Ç18), Alt Daniyen'in fosil faunasının yanı sıra; *İdalina sinjarica* Grimsdale, *Coskinon rajkae* Hottinger ve Drobne, *Miscellanea* sp., *Haddonina* sp., *Schlosserina* sp., foraminiferleri; *Lithophyllum* sp., ve *Archaelithothamniom* sp., gibi alglerin eklenmesiyle, alg çeşitliliği ve zenginliği, *Goniopora* sp., gibi mercanlar annelid tüpleri, echinid dikenleri ve crinoidler mevcuttur.

Üyenin, Ç19-Ç25 nolu örneklerinin alındığı üst seviyelerinde, yine demirleşmelerle (Ç19 örneği) kendini gösteren kısa süreli su üstüne çıkma işaretlerinin ardından, Üst Daniyen'in hemen hemen aynı biyospartit fasiyes ve fosil faunasına ek olarak, *Discocyclina seunesi* (Douville) bentik foraminiferinin de gözlenmesi, bu seviyelerde Taneyian yaşlı düzeylere geçildiğinin göstergesidir.

Çökeltme ortamı: Kampaniyen'de havzada etkin olan derin deniz koşulları, Maastrichtiyen'de de devam etmiştir (Tonya Formasyonu). Şahinkaya Üyesinin rudistli kireçtaşları ise Maastrichtiyen derin denizinin sığ-resifal kesimlerini simgeler. Alt Daniyen'de intraklastik fasiyeslerdeki seyrek foraminifer, bol alg ve bryzoa toplulukları resif ana kütesini gösterir. Alt Daniyen-Üst Daniyen geçişinde fosillerin demirleşme ve oksidasyon

göstermeleri, bu dönemde resinin su yüzüne çıktığı ve atmosfer etkilerinin yoğunlaştığını gösterir. Üst

Daniyen'de, resinin yaşam çeşitliliği açısından çok zenginleştiği görülür.



Şekil 4: Çalköy kesitinde (Şahinkaya Üyesinin tip kesiti) fosillerin biyostratigrafik ve litolojik dağılımı.
 Figure 4: Lithological and biostratigraphical distmbition of the fossills in the Çalköy section (Type section of Şahinkaya Member).

DOĞU PONTİD'LERDE UYUMLU BENTİK K/T GEÇİŞİ

İdalina gibi miliolidal formlar, resifin daha sığ denizin koy ve havuzlarında yer aldığını belgeler. Üst Daniyen-Tanesiyen geçişinde ise, aynı Alt-Üst Daniyen geçişinde olduğu gibi fosillerin demirleşme ve oksidasyon gösterdikleri görülür. Bu geçişte yine kısa süreli su üstü olma durumu mevcuttur. Tanesiyen'de de aynı resifal-sığ koşullar egemen olmuştur.

Deneştirme: Tonya Formasyonunun Şahinkaya Üyesi, biyo ve litofasiyes özellikleri bakımından; Doğu Pontidlerde yer alan Düdenaylası (Seymen, 1975) ve Erencik (İnan ve Temiz, 1992) formasyonları (Niksar-Tokat); Kırandağ Formasyonunun Sırakayalar detritik kireçtaşı Üyesi (Seymen, 1975; Niksâr-Reşadiye, Tokat); İğdir Formasyonu (İnan, 1995; Koyulhisar, Sivas) ve Gök köy Formasyonu (Terlemez ve Yılmaz, 1980; Ordu) ile deneştirilebilir.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Tonya Formasyonu, ilk kez Korkmaz (1993) tarafından tanımlanmış, derin denizel özellikler gösteren formasyonun, yanal ve dikey geçişler sunan resifal karakterdeki üst seviyeleri ise Şahinkaya Üyesi olarak ayırtlanmıştır.

Korkmaz (1993)'in çalışmasında Şahinkaya Üyesinin; başlangıç ve bitiş koordinatları belirtilmiş, ancak arazi profil çizimi olan kesiti tip kesit (Korkmaz, 1993, Şekil 8) olarak gösterilmiştir. Bu kesit olsa olsa Şahinkaya Üyesinin alttaki ve üstteki birimlerle ilişkilerinin gösterildiği bir bileşik kesit olabilir. Oysa tip kesit ölçülü kesiti yansıtmalıdır. Ayrıca, yeni bir litostratigrafi birimi tanımlanırken, fosil topluluğu muhakkak belirtilmelidir. Korkmaz (1993)'in Şahinkaya Üyesi tanımında fosil topluluğu hakkında hiçbir bilgi verilmemiş ve üyenin yaşı da Tonya Formasyonu ile dokanak ilişkilerine göre Maastrichtiyen-Daniyen olarak gösterilmiştir. Bu haliyle, Şahinkaya Üyesinin hem tip kesiti hem de tanımı, Stratigrafi Sınıflama ve Ad lama Kurallarına (Türkiye Stratigrafi Komitesi, 1986) uygun değildir.

Bu çalışmada; Tonya Formasyonunun Şahinkaya Üyesinde,

- Çalköy kesiti tip kesit olarak gösterilmiş ve tanımlanmış,
- Fosil topluluğu ayrıntılı bir biçimde verilmiş,
- Sığ denizel-resifal bir ortamda depolandığı saptanmış,
- Ve bunlara göre birimin Üst Maastrichtiyen-Tanesiyen yaşlı olduğu belirlenmiş,

- Fasiyes özelliklerinin, Doğu İç Pontidlerin, Gök köy-Niksar-Reşadiye üçgeni ile, Kelkit vadisi batı kesimindeki aynı yaştaki birimlere benzerliği vurgulanmıştır.

Sonuçta, Doğu Pontid'lerin doğusunda; bentik-bentik (Sığ denizel-sığ denizel) geçişli, uyumlu bir K/T yüzdeliği ilk kez bu çalışmayla gösterilmiştir.

DEĞİNİLEN BELGELER

Bulgurluoğlu, N., 1991. Düzköy-Çayırbağ (Trabzon) yöresinin jeolojik incelemesi; Yüksek Lisans Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 80s, (Yayınlanmamış)

Gattinger, T.E., 1962. 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Trabzon Paftası ve izahnamesi, MTA yayını, Ankara, 75s.

İnan, N., 1992. The importance of Laffiteina (Foramini nifera) genus at Cretaceous/Tertiary transition in Pontides; ISGB, International Symposium on the Geology of the Black Sea region, September 7-11, Ankara, 109-118.

İnan, N., ve Temiz, H., 1992. Niksar (Tokat) yöresinde Kretase/Tersiyer geçişinin litostratigrafik ve biyostratigrafik özellikleri; Türkiye Jeoloji Bült., 35, 39-47.

Korkmaz, S., 1993. Tonya-Düzköy (GB Trabzon) yöresinin stratigrafisi; Türkiye Jeoloji Bült., 36, 151-158.

Seymen, İ., 1975. Kelkit Vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Tektonik Özellikleri; Doktora Tezi. İ.T.Ü. yayınları, İstanbul, 192s., (Yayınlanmamış).

Takashi, H., Öner, O., 1975. Trabzon bölgesinin 1/500.000 ölçekli jeoloji haritası; MTA Rap. No. 30670, Ankara.

Terlemez, İ., Yılmaz, A., 1980. Ünye-Ordu-Koyulhisar-Reşadiye arasında kalan yörenin stratigrafisi; Türkiye Jeoloji Kurumu Bült, 23/2, 179-192.

Türkiye Stratigrafi Komitesi, 1986. Stratigrafi Sınıflama ve Adlama Kuralları; MTA Genel Md. Yayınları, Ankara.

Makalenin geliş tarihi: 10.02.1999

Makalenin yayma kabul edildiği tarih : 26.06.1999

Received February 10, 1999

Accepted June 26, 1999



The Bolkar Mountains (Central Taurides, Turkey): a Neogene extensional thermal uplift?

Bolkar Dağları (Orta Toroslar, Türkiye): Neojen ekstansiyonel termal bir yükselme mi?

Damien DHONT Département de Géotectonique, ESA-CNRS 7072, case 129 Université Paris 6, 4 place Jussieu
75252 Paris cedex 05 France
Jean CHOROWICZ Département de Géotectonique, ESA-CNRS 7072, case 129 Université Paris 6, 4 place Jussieu
75252 Paris cedex 05 France
Tekin YÜRÜR Department of Geotectonics, Hacettepe University, Beytepe 06532 Ankara Turkey

Abstract

This paper concerns the neotectonics of the Bolkar Mountains, belonging to the Central Taurides in Southern Central Anatolia. The study is based on observations on Synthetic Aperture Radar (SAR) scenes of the European Remote Sensing (ERS) satellite and Digital Elevation Model (DEM) images, complemented with field structural analysis. It is revealed that extensional tectonics prevails in the area during the Neogene. In the northern sector, movements trend west and are attributed to the westward escape of Anatolia towards the Aegean basin. Further south, movements turn progressively to the southwest then south and are related to the opening of the Adana-Cilicia basin probably as early as the Late Oligocene-Early Miocene. More importantly, uplift of the Bolkar Mountains occurred in the Neogene coeval with this extension. The belt is interpreted as the northern uplifted shoulder of the Adana-Cilicia basin, due to thermal effects of Neogene lithospheric stretching and thinning. This is the consequence of the inception of a backward and downward retreat of the African subducting slab beneath Cyprus in the Late Oligocene-Early Miocene, which has resulted in a wide extension in the overriding plate. Transition between high elevations in the Central Taurides and deep bathymetry in the Cilicia basin suggests that gravitational forces may also contribute to the extension during the Neogene-Quaternary.

Key Words: Central Taurides, Neotectonics, Stress, Strain, Slab retreat

Öz

Bu makale Güney Orta Anadolu'da, Orta Toroslara ait Bolkar Dağlarının neotektoniği ile ilgilidir. Çalışmanın temelini, Avrupa Uzaktan Algılama (ERS) uydusunun Sentetik Apertür Radar (SAR) resimleri ve Sayısal Arazi Modelleri (SAM) göçlemleri oluşturmaktadır, yapısal arazi analizleri de bunları tamamlamaktadır. Neojen süresince çalışma alanının ekstansiyonel bir tektoniğin etkisi altında kaldığı anlaşılmaktadır. Kuzeyde, hareketler batı yönlüdür ve Anadolu'nun Ege havzasına doğru batıya kaçışına atfedilmektedir. Daha güneyde, hareketler güneye ve G'ye doğru dönmektedir ve Adana-Kilikya havzasının olasılıkla en erken geç Oligosen-erken Miyosen'de açılmasına bağlıdır. Daha da önemlisi, Bolkar Dağları bu ekstansiyonla eşzamanlı olarak Neojen'de yükselmiştir. Bu kuşak, Neojende litosferik çekilme (stretching) ve incelmelerin termal sonucu olarak, Adana-Kilikya havzasının yükselmiş kuzey omuzu şeklinde yorumlanmıştır. Bu, geç Oligosen-erken Miyosen'de Kıbrıs'ın altına dalan Afrika slabının geriye ve aşağı doğru çekilmesinin bir sonucudur ve üstte kalan plakatta önemli bir ekstansiyon oluşturmıştır. Orta Torosların önemli yükseltilerinden Kilikya havzasının derin batimetrisine geçiş, Neojen-Kvaterner ekstansiyonunun oluşmasında yer çekimi kuvvetlerinin de rol oynadığını öngörmektedir.

Anahtar Kelimeler : Orta Toroslar, Neotektonik, Stres

INTRODUCTION

The 1300 km long Taurus belt rises along the southern edge of the Anatolian Plateau, between Iraq and the Aegean region. Mountain building in southern Turkey is a consequence of the recent geological evolution of the Tethyan domain. The Taurus region can be divided into three main segments (Blumenthal, 1960; Gutnic, 1968;

Özgül, 1983): (1) the Western Taurides, from the Aegean region to the right lateral Kirkkavak fault, (2) the Central Taurides, from the Kirkkavak fault to the left lateral Eceemis fault, and (3) the Eastern Taurides corresponding to the Bitlis suture zone (Figure. 1).



Figure 1. Shaded image of a Digital Elevation Model of the Eastern Mediterranean showing main tectonic features of the region. Large arrows represent relative plate motions within the Eurasian reference (Reifinger et al., 1997). Bright grey tones represent the Taurus belt divided in: 1, Western Taurides; 2, Central Taurides; and 3, Eastern Taurides. Rectangle = study area. DSFZ = Deaf Sea fault zone; EAF = East Anatolian Fault; EF = Eceemis fault; Ma = Manavgat; KF = Kirkkavak fault; NAF = North Anatolian Fault, TGF = Tuz Gölü fault.

The tectonic history of the Taurides has been widely studied (e.g., Brunn et al, 1971; Monod, 1977; Gutnic et al., 1979; Şengör and Yılmaz, 1981; Özgül, 1983; Şaroğlu et al., 1983; Hayward, 1984; Marcoux, 1987; Yılmaz, 1993; Frizon de Lamotte, 1995), but the Central Taurides (Figure 2) have been less described in the frame of the Alpine orogeny. Özgül (1983) and Tekeli et al. (1983) have retraced the tectonic evolution of this central range during the Mesozoic-Paleogene, showing that several compressive events were dominant during this period. In this paper we shall focus on the Neogene history of the eastern part of the Central Taurides, namely the Bolkar Mountains, where occurrence of Early-Middle Miocene sediments now at 2000 m elevation is related to a Late Miocene uplift of the belt.

Digital Elevation Models (DEMs) covering areas at regional scale have been digitally processed to generate images of the topography. These images express "pure" morphology, i.e., not obscured by surface effects such as

vegetation, contrarily to satellite images. They display the regional morphology which, in tectonically active zones, is mainly the result of the ongoing deformation. High ground resolution (12.5 m) images acquired by the Synthetic Aperture Radar (SAR) of the European Remote sensing (ERS) satellite (wavelength, 5.6 cm) allow more detailed mapping of the neotectonics because these data are particularly sensible to topographic slope dip and strike variations (Chorowicz et al., 1995).

The Central Tauride Mountains are part of the Central Anatolian region. They lie between the Adana-Cilicia basin in the south and the Central Anatolian Plateau in the north (Figure 1 and 2). The Central Anatolian Plateau has been subjected to Mio-Plio-Quaternary deformation and volcanism (Innocenti et al., 1982; Şengör et al., 1985; Pasquaré et al., 1988; Le Pennec et al., 1994; Aydar, 1992; Temel, 1992; Temel, 1992; Aydar et al., 1993). This region is part of the Anatolian block moving westward by lateral extrusion as a consequence of north-south

convergence between Africa-Arabia and Eurasia (McKenzie, 1972; Şengör et al., 1985; Dewey et al., 1986). The aim of this paper is to describe the structures resulting from active tectonics in this area and to understand its tectonic development. We shall argue a new model based on the thermal uplift of the Bolkar Mountains considered to be the northern shoulder of the Adana-Cilicia basin. DEM and radar images will constitute the main data source for regional analysis of the deformation geometry. Our field observations will then assume a full significance within a better known tectonic framework.

REGIONAL STRUCTURAL FRAMEWORK

Geodynamic context

Convergence between Africa-Arabia and Eurasia began in the mid-Cretaceous (Biju-Duval et al., 1977; Livermore and Smith, 1984; Yazgan and Chessex, 1991), inducing Campanian-Maestrichtian southward obductions over Anatolia and Africa-Arabia, and Eocene-Early Oligocene collision and emersion in the Pontides (Şengör and Yılmaz, 1981). Red Sea continental rifting and individualisation of Arabia began at the Oligocene-Miocene boundary (Le Pichon and Gaulier, 1988). In the mid-Miocene, initiation of left-lateral motion along the Dead Sea Fault zone occurred (Jolfe and Garfunkel, 1987), coeval with collision in the Eastern Taurus (Şengör, 1979; Şengör and Yılmaz, 1981; Görür, 1985; Dewey et al., 1986). Uplift of Eastern Anatolia began in the latest Serravalian-Tortonian time to be assembled more or less to its present configuration (e.g. Dewey et al., 1986; Yılmaz, 1993).

Westward lateral extrusion of Anatolia has been established at c. 13 Ma (McKenzie, 1972; Dewey et al., 1986; Le Pichon et al., 1995) or at c. 5 Ma (Tatar, 1975; Barka and Hancock, 1984; Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Koçyiğit, 1989; Barka, 1992; Westaway, 1994; Dhont et al., 1988; Koçyiğit and Beyhan, 1998) together with initiation of motion along the North Anatolian fault. Escape is going on in between the North and East Anatolian faults, toward the Aegean domain where extensional tectonics largely dominates (e.g., Jackson, 1994). The debate is still open concerning the age of initiation of this extension, which ranges between the Early Miocene (~19-20 Ma; Jolivet et al., 1994a; Seyitoğlu and Scott, 1995) and the Late Miocene (12 Ma; Şengör,

1987; Görür et al., 1995). The extension pattern is ascribed to westward lateral motion of the Anatolian block due to Arabia-Eurasia collision in Eastern Anatolia (Şengör et al., 1985; Taymaz et al., 1991; Görür et al., 1995), back-arc spreading (Le Pichon and Angelier, 1981; Gautier and Brun, 1994), slab rollback (Meulenkenp et al., 1988; Lee and Lister, 1992), or gravitational spreading following crustal thickening (Seyitoğlu and Scott, 1995; Meijer and Wortel, 1997).

We shall not discuss possible changes in the geodynamics during the past 13 Ma and consider the Late Miocene to present-day time globally taking into account only finite displacements and deformation during this time interval.

Regional geology

Bolkar Mountains

The Bolkar Mountains form a belt with peaks up to 3500 m, lying more or less parallel to the Cyprus arc (Figure 2).

The belt consists of crystalline and Mesozoic-Paleogene southvergent tectonic units affected by folds, thrusts and transcurrent faults resulting from two main tectonic events in the Late Cretaceous and Late Eocene-Oligocene (e.g., Özgül, 1983). The Bolkar Mountains have raised since the Late Miocene (Özgül, 1976) as attested by marine Lower to Middle Miocene sediments now at elevations more than 2000 m, unconformably overlying ophiolitic and platform carbonate rock units which were thrust during the compressive events. The Late Neogene uplift has been interpreted as resulting from thrusting (Williams and Unlügenç, 1992) or as a wide anticlinal fold (Şaroğlu et al., 1983).

In their eastern part, the Bolkar Mountains are cut by the Eçemis fault zone, striking NNE in its southern part, which may have accommodated about 80 km of left-lateral slip motion since the Eocene (Özgül, 1976; Scott, 1981; Şengör and Yılmaz, 1981).

Adjacent areas

The Central Anatolia Plateau

Extensive volcanism and neotectonic features are widely expressed in this region. Volcanism developed since the Late Miocene (Innocenti et al., 1982; Pasquare et al., 1988). It is mainly made of calc-alkaline products (Innocenti et al., 1982) and was interpreted as an arc

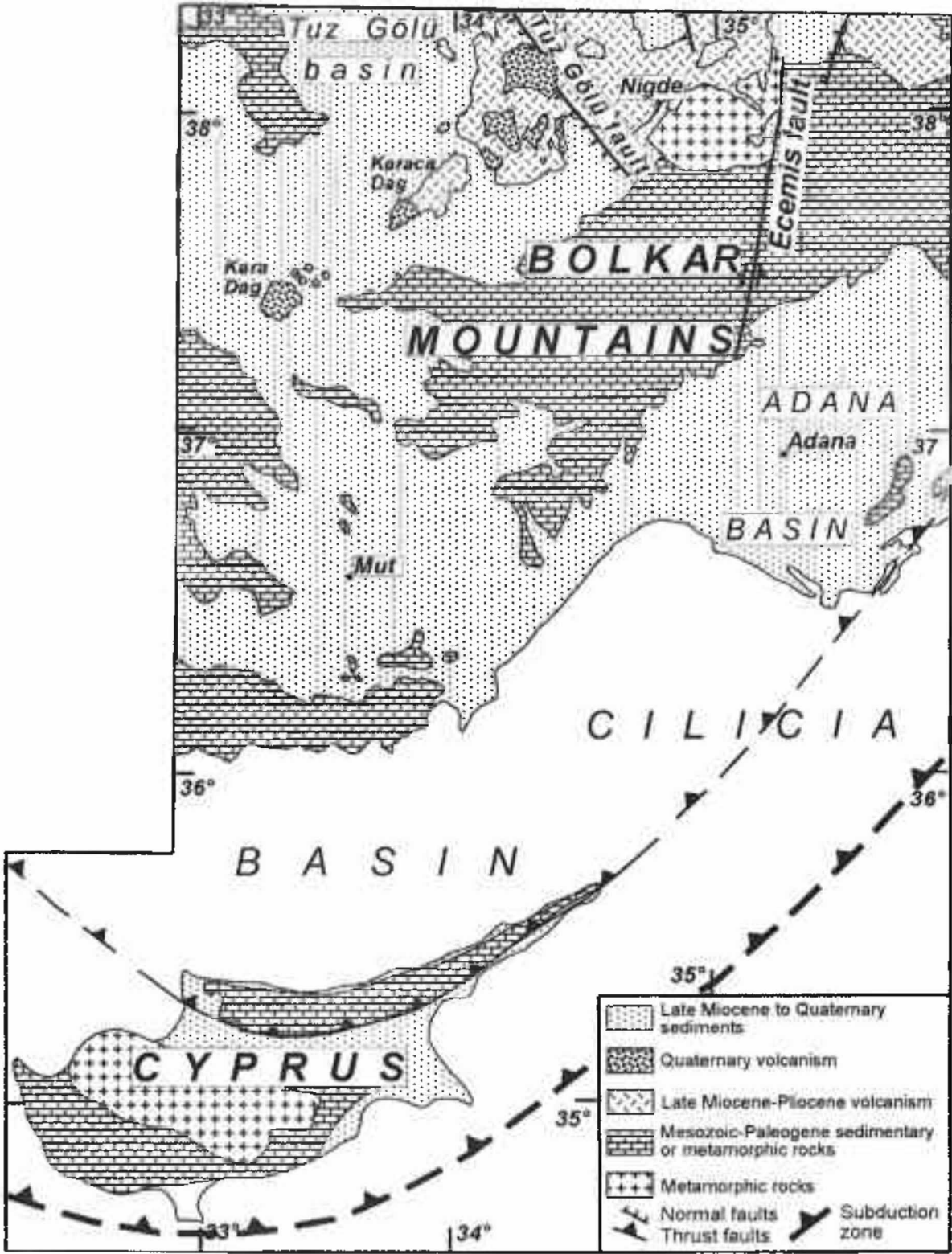


Figure 2: Geologic sketch map of the southeasternmost part of the Mediterranean region –extending from South-Central Anatolia to Cyprus, compiled from the 1/2.000.000 geological map of Turkey (MTA, 1989) and the geological map of Cyprus (Flecker and Robertson, 1995).

THE BOLKAR MOUNTAINS: A NEOGENE EXTENSIONAL THERMAL UPLIFT?

related to the north-dipping oceanic slab of the African plate (Innocenti et al., 1975; Innocenti et al., 1982) or as the record of active faults motion (Koçyiğit and Beyhan, 1998). This volcanism has been considered either to be related to compression (Pearce et al., 1990; Yılmaz, 1990) or to be the consequence of regional tension (Temel, 1992). According to Şengör et al (1985), the Central Anatolian Plateau presently undergoes a moderate NE-SW trending compression. Koçyiğit and Beyhan (1998) explain the fault pattern and volcanic activity of

the region to be related to a regional NNW-SSE-directed shortening yielding a ENE-WSW-directed extension. Barka and Reilinger (1997) shared this opinion by proposing that a flatten slab is presently subducting underneath Cyprus leading to compression in the overriding plate as far as Crimea. However, Pasquare et al (1988) and Toprak and Göncüoğlu (1993) argued for an Early Pliocene east-west trending tension. Main tectonic features of the Central Anatolian Plateau are the Tuz Gölü and Ecemiş fault zones (Figure 3a and 3b)

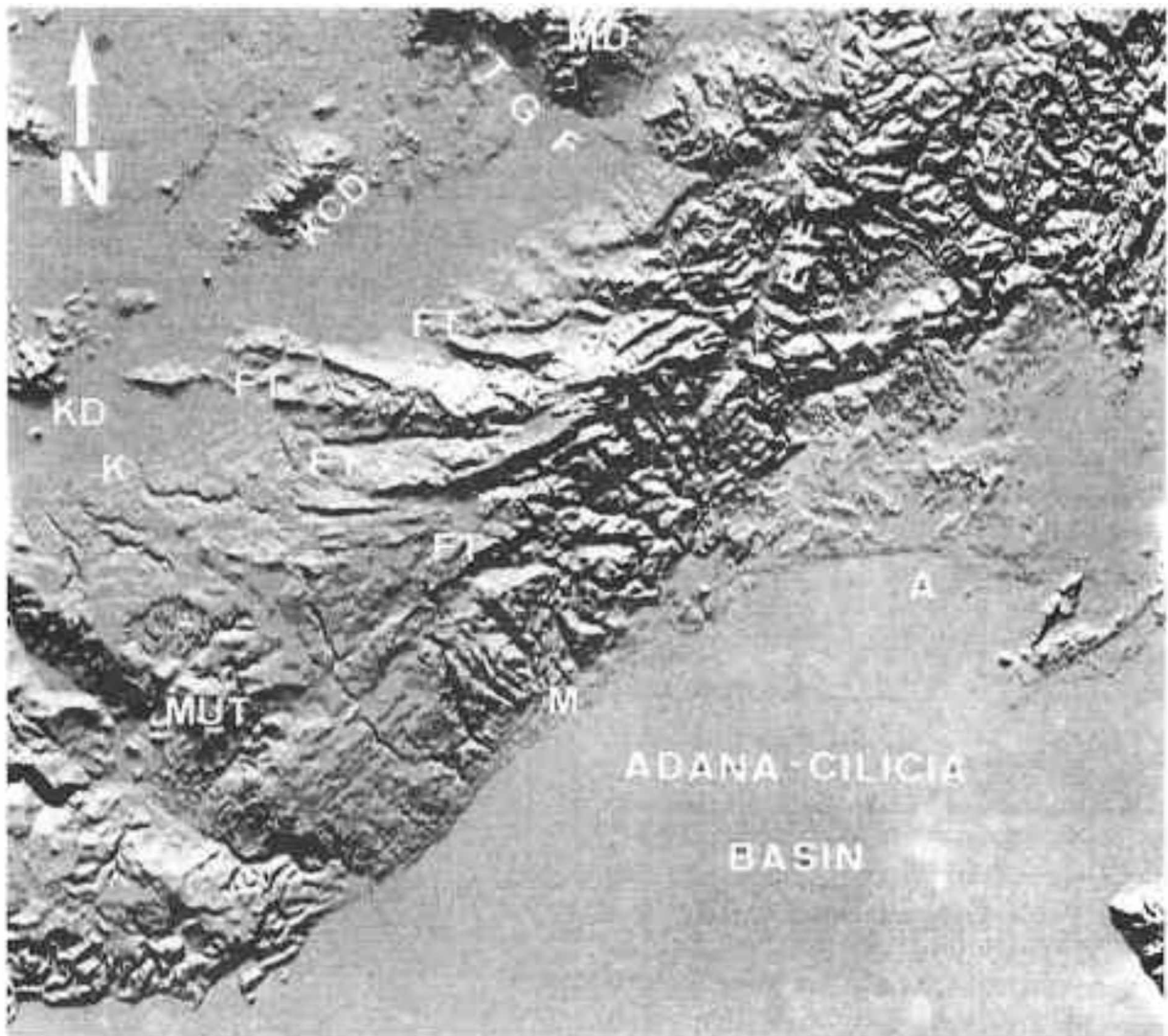


Figure 3: (a) Image of the Digital Elevation Model of the study area, at 500 m ground resolution, artistically illuminated from the North. FT, normal faults of the Central Taurus range; A=Adana, K=Keçiören, KCD=Karaca Dağ, KD=Kaya Dağ; MD=Melendiz Dağ; M=Mersin; TGI=Tuz Gölü fault. X=the Tuz Gölü fault ends against the Ecemiş fault.

The NW-striking Tuz Gölü fault zone is the northeastern boundary of the Tuz Gölü basin (Arikam, 1975; Görür et al., 1984; MTA, 1989), which forms a NE-dipping half-graben, outcropping at mean elevation 1000 m, filled

with 2000 m of Neogene sedimentary and volcanic rocks, lying above several thousand meters thick Eocene-Oligocene sediments.

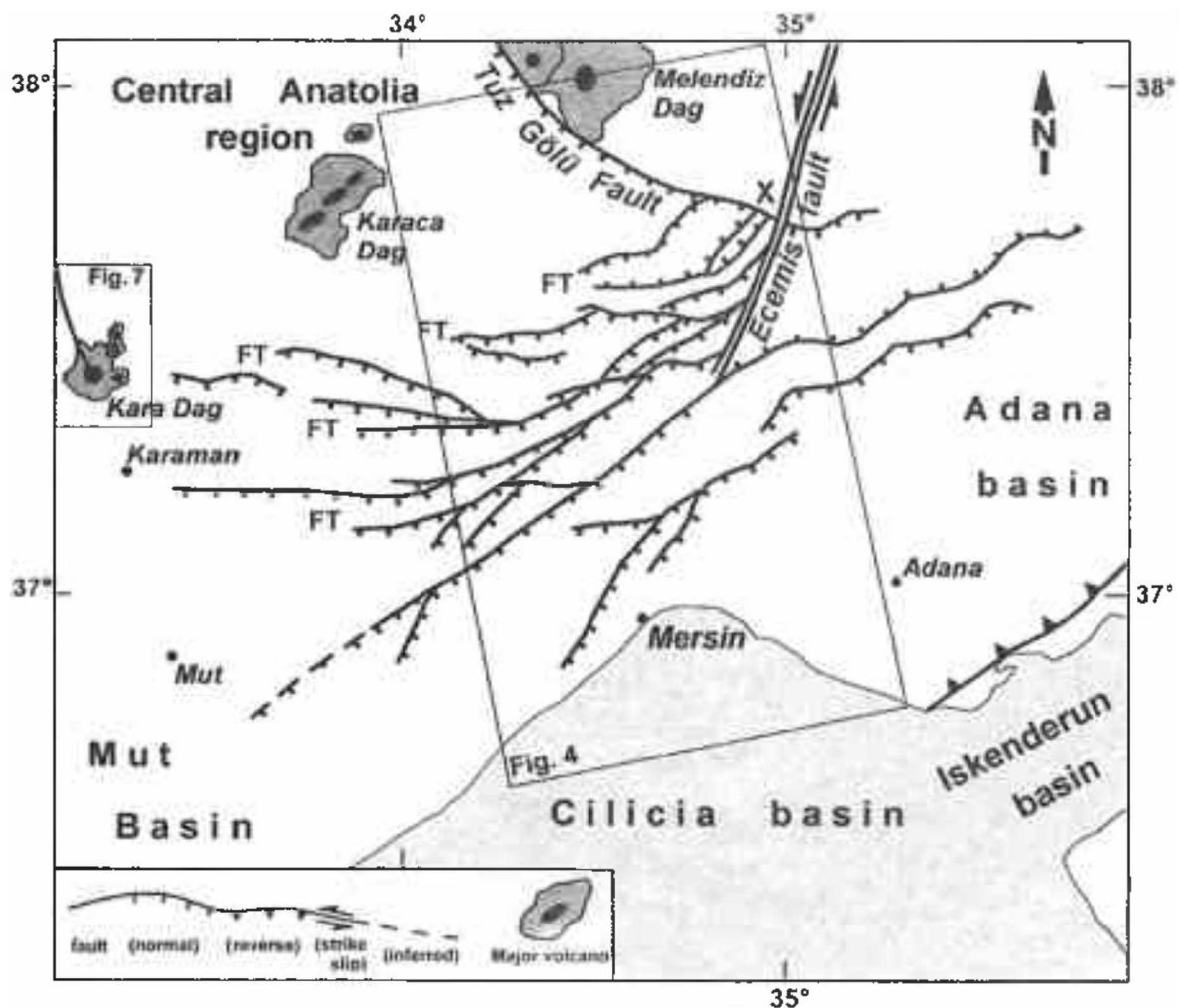


Figure 3: (b) Interpretation of Figure 3a.

The Cilicia-Adana Basin

The Cilicia-Adana basin is located in the easternmost sector of the Mediterranean coast of Turkey and is bounded by the Bolkar Mountains to the north. Southwards it extends up to Cyprus beneath at 1000 m depth as indicated by offshore data (Evans et al., 1978). The Late Cenozoic stratigraphic record of the Adana basin has been revised by Yetiş et al. (1995). The basin is filled with Aquitanian-Burdigalian patch reef rocks drowned in the Late Burdigalian-Early Langhian times causing a sharp transition to deep-marine turbidites (Gürbüz, 1993). During Late Langhian and Serravalian times, the basin was infilled and shoaled, leading ultimately to the deposition of deltaic sequences in the Tortonian and Messinian. The basin emerged in the Quaternary but remains a low plain.

In northern Cyprus, Late Oligocene conglomerates has been interpreted as alluvial fans derived from the Adana basin in the northeast (Robertson and Woodcock, 1986). Fans have prograded across a broad alluvial plain in the Cilicia basin. A thick succession of Early Miocene marine turbidites having their source from the northeast overlies these conglomerates.

The Cilicia-Adana basin has been interpreted as a post-collisional basin originated in the Burdigalian as a consequence of the collision between Arabia and the Anatolia (Williams et al., 1995). In Late Miocene-Pliocene-Quaternary time, it may be also regarded as a releasing bend basin (Chorowicz et al., 1994) developed along faults which prolongate the left-lateral East Anatolian fault, related to lateral extrusion of Anatolia. Alternatively, it may have opened in the Early Miocene as an extensional fore-sate basin north of the Cyprus trench

THE BOLKAR MOUNTAINS: A NEOGENE EXTENSIONAL THERMAL UPLIFT?

subduction zone (Jackson and Mc Kenzie, 1984; Eaton and Robertson, 1993; Payne and Robertson, 1995).

DATA AND METHODOLOGY

Data

A Digital Elevation Model (DEM) of the whole area has been interpolated using a kriging method from the digitisation of elevation contour lines of topographic maps at 1/250,000 scale. It covers 230x200 km² with 500 m horizontal ground resolution (Figure 3a). The DEM shadowed image yields a synoptic view that permits mapping of large tectonic features. Such data provide an overall better description of a region when they are coupled with satellite images (Chorowiec et al., 1994). We have analysed a mosaic of two ERS-1 SAR images (Figure 4).

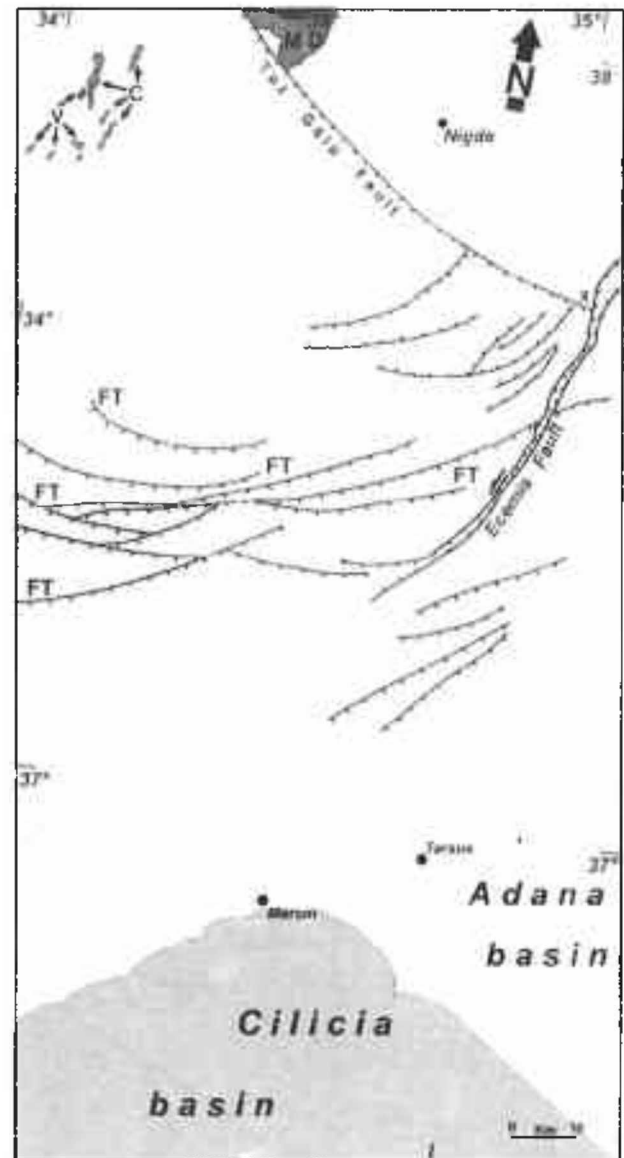
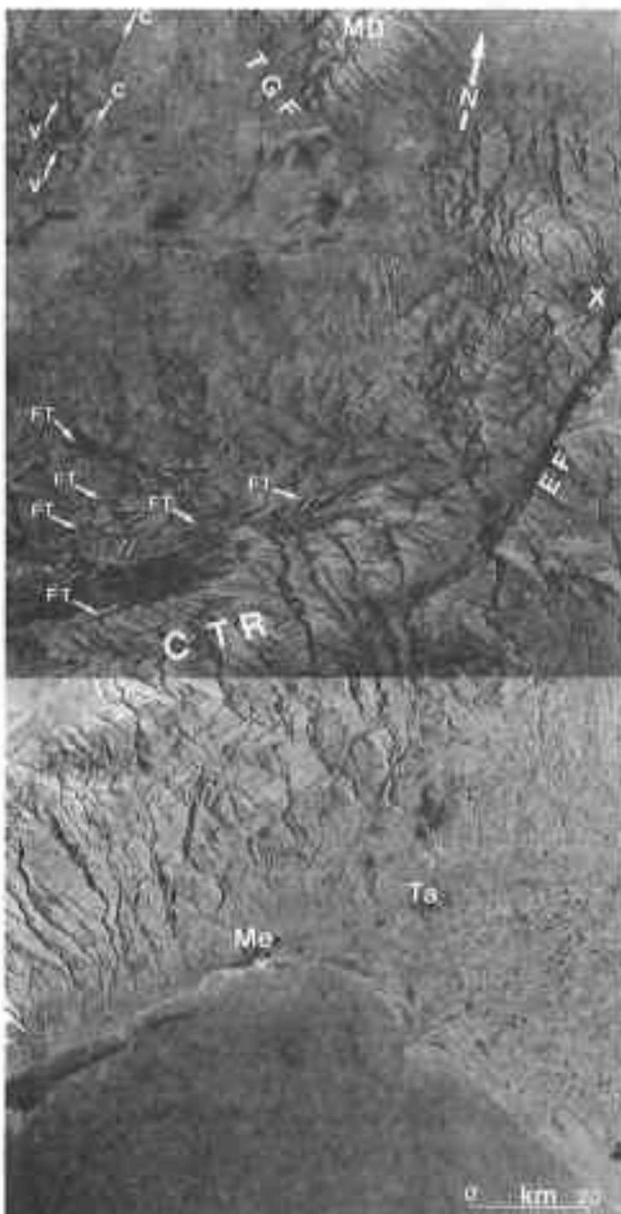


Figure 4: (a) Mosaic of SAR ERS-1 images (negative view; descending mode, looking east) of part of the Bolkar Mountains. Location on Figure 3b. C = linear clusters and volcanoes; CTR = Cilician Taurus range; EF = Eceemis fault; FT = normal faults; Me = Mersin; MD = Menderiz Dağ; Ta = Tarsus; TGF = Tuz Gölü fault; V = elongate volcanoes; X = termination of the Tuz Gölü fault against the Eceemis fault.
(b) Interpretation of Figure 4a

Each image was generated from original tape of the digital scene by standart processing including linear stretching. It covers 100x100 km² at 125 m ground resolution, permitting a detailed mapping of the area. Illumination is from ENE. We have produced negative prints in order to express in black the slopes facing the radar. Detailed information is well exposed by various grey tones on the slopes backing the illumination.

Methodology

Recent faults are determined on DEM and SAR ERS-1 images from their distinct, poorly eroded scarps or because they affect the recent (13-0 Ma) rocks. Our observations have consisted in measurement of tension fractures and orientations and sense of motion of striated fault planes (Figure 6). Special emphasis has been placed on the striations directly observed on the major mapped fault planes, on which the main part of the regional displacements occurred. This method which privileges one

striation set is well demonstrated at site 8 (Figure 5, 7a and 7b). We have also accounted for striations observed on smaller faults paralleling the nearby main one, assuming that in a given local stress field parallel faults have the same mechanism, for a given tectonic phase. We have plotted on the trace of main faults the azimuth plunge of striations, with indication of the movement (Figure 5). Along the major faults we have generally found only one set of striations, supposed to be related with the last displacement

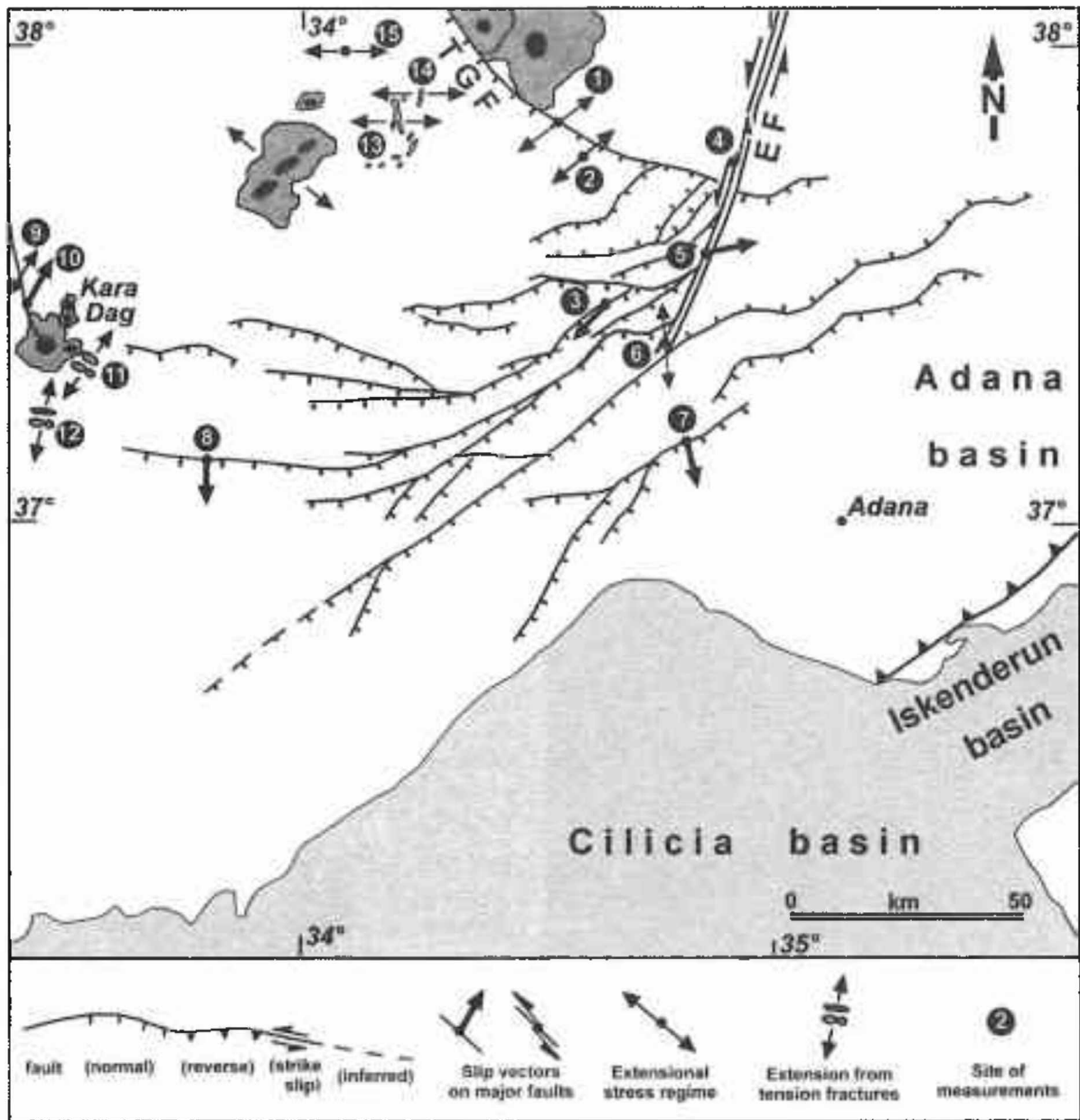


Figure 5: Synthetic map of tectonic features. EF = Ececiş fault; TGF = Tuz Gölü fault. Numbers in circle are sites of structural analysis (see Figure 6).

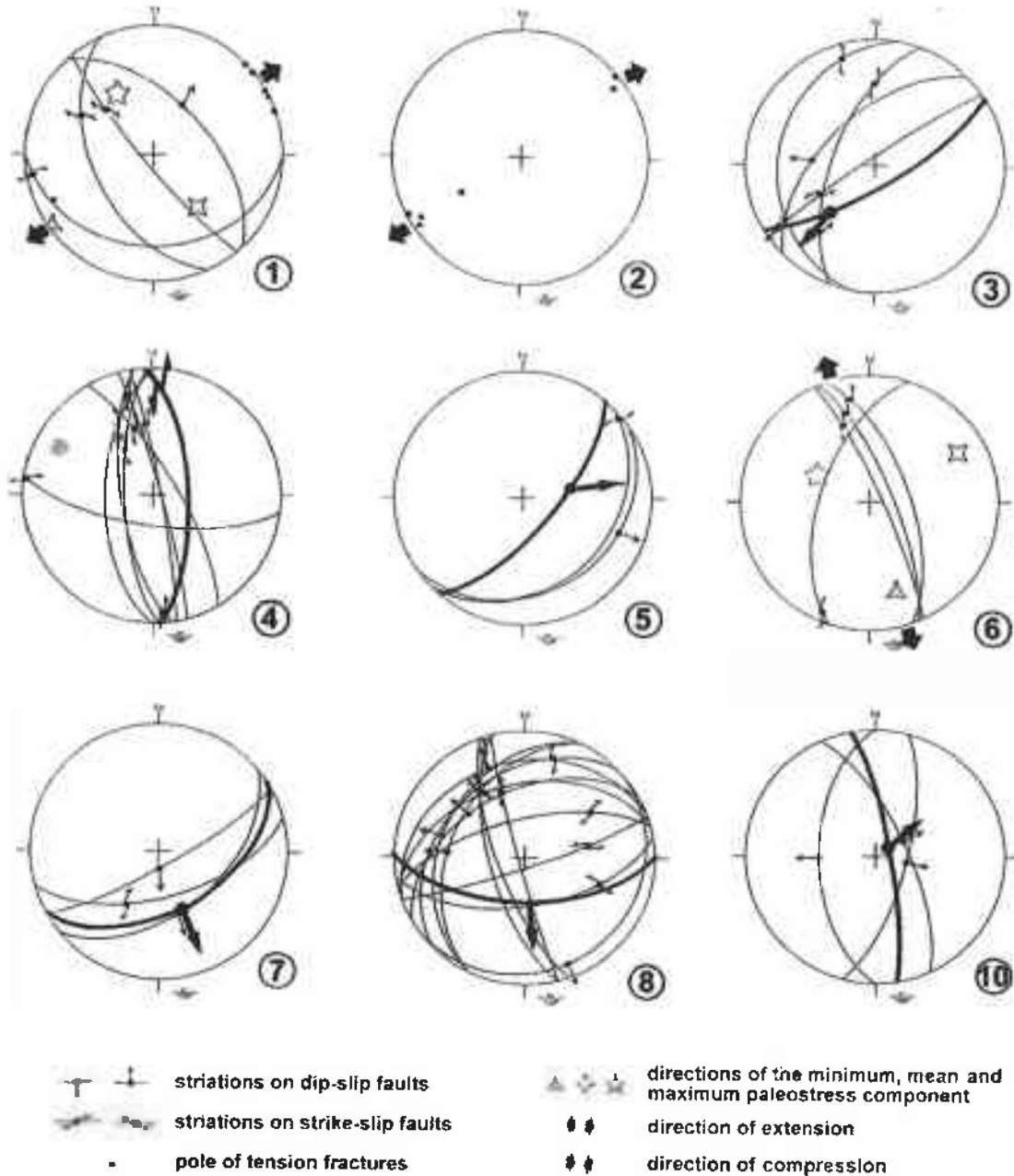


Figure 6: Field structural analysis data. Schmidt nets, lower hemisphere. Thick lines are major (mapped) fault planes and related striations. Sites (number in circle) are located on Figure 5.

In sites not located along major mapped faults, we have used the striations on the various fault surfaces to calculate the orientation of the local paleostress tensor using the Angelier's (1990) method. We admit that local strain due to minor faults is related to local paleostress pattern. Prior to carrying out the data inversion, all structural measurements were recalculated to correct the tilting of the strata. We considered also that all measurements from any one site, which are of the same age, are

presumed to be related to a unique paleostress pattern. The fact that the results of our calculations are consistent from place to place throughout the South-Central Anatolian region justifies this hypothesis. When several deformation events were assumed, the measurements were sorted by relative age at each site. To explore superimposed deformations, attested by observation on fault planes of several striation sets, we employed the 4-D method of Angelier (1984). For each striation measurement, the discrepancy with the computed theoretical slip-



Figure 7: (a) Panorama showing a E-W trending normal fault scarp affecting marine sediments of Early-Middle Miocene age at 1800 m elevation in the Bolkar Mountains (site 8 on Figure 5, and 6). The large arrow indicates the N55°S-dipping striated normal fault mirror (Figure 9b). In the foreground the landscape clearly evidences a north-dipping tilted block resting on the hanging-wall of fault scarp. Measurements were taken (1) directly on the fault mirror, concerning dip-slip corrugations (thick line in site 8 of Figure 6), and (2) in the hanging-wall compartment concerning smaller faults. This is a good example showing that the striations directly observed on the E-W trending major fault plane well describe the regional displacement (southward motion). The other smaller striated fault planes of the hanging-wall compartment develop due to collapse of the block during the main fault activity.



Figure 7: (b) View of the E-W fault mirror (Figure 7a) cleared by countrymen for open quarry working.

vector is estimated in order to appreciate their compatibility either with one slip-vector or with several phases of deformation. To characterise the paleostress at each site, we have used parameter $PHI = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ that ranges from 1 to 0. The stress ellipsoid has three well distinct axes when PHI-values are close to 0.5. PHI-values approaching 0 indicate that norm value of σ_1 is close to σ_2 .

STRUCTURAL ANALYSIS

Bolkar Mountains

The high mountains of the Central Taurides and major volcanoes are the highest peaks in the region. The

Ecemiş fault is well displayed on both DEM (Figure 3) and SAR (Figure 4) images where it cuts the Taurus range to individualise the Central and Eastern Taurides. Site 4, located close to the main fault in Oligo-Miocene conglomerate and reddish clay (Figure 5), indicates left-lateral strike-slip movement showing SSW-directed motion along the Ecemiş fault. Local (collapse?) movements may occur in Quaternary alluvial terrace gravel (site 5) close (100 m) to the Ecemiş structural valley, indicating N80°-directed transtensional displacement.

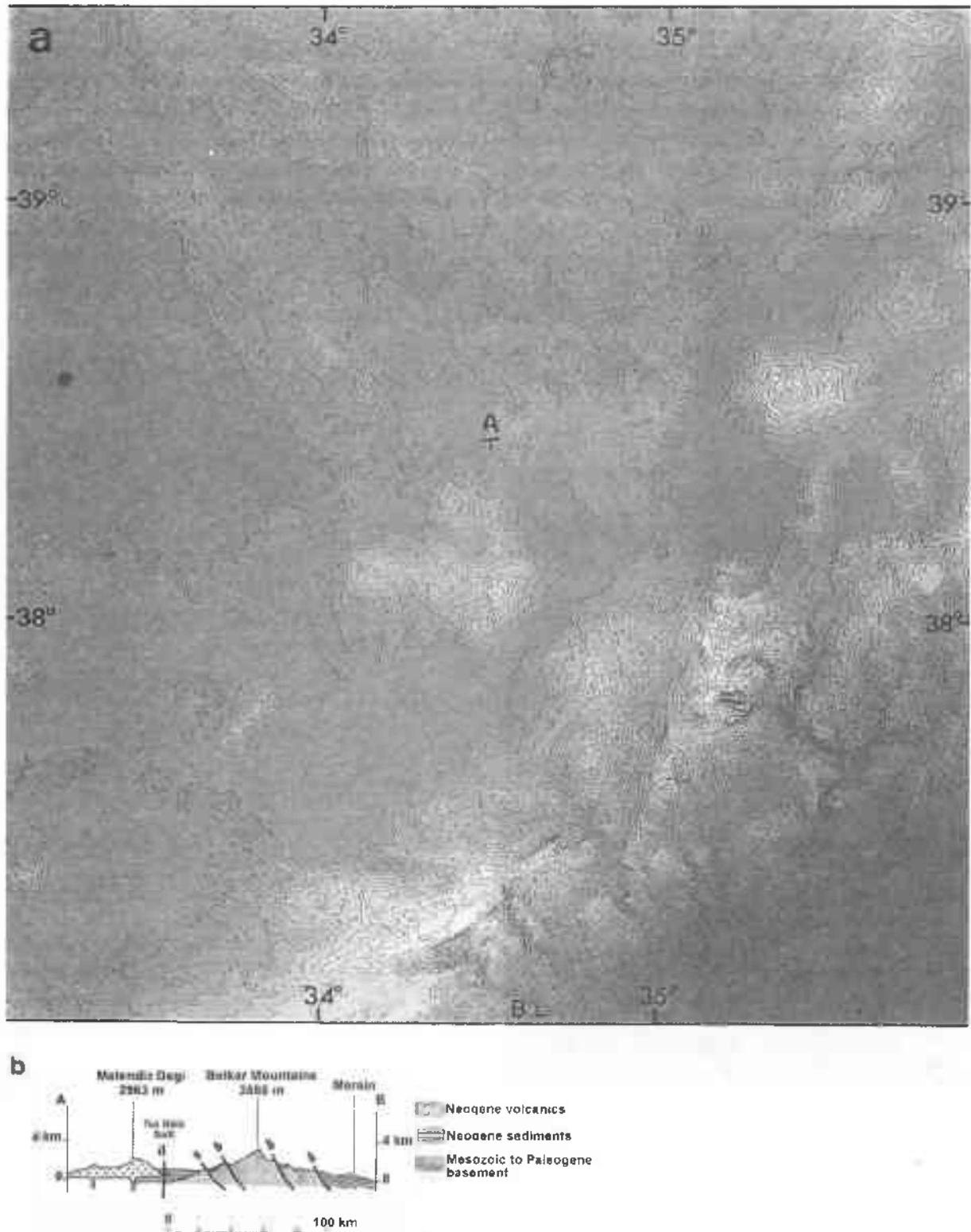


Figure 8: (a) Relative elevation map of the studied area from Digital Elevation Model. The higher altitudes (light tones) are located in the Bolkar Mountains, except for the largest volcanoes. (b) Topographic geological cross-section showing N-dipping tilted blocks and normal faults

To the southwest, the Ecemiş fault connects in the Central Taurides with a series of faults that die out westward (F1 on Figure 3 and 4). These faults have been plotted on a topographic cross-section (Figure 8b). They bound north-

dipping tilted blocks and are extensional. In site 8, we have observed a large normal fault affecting the marine Early-Middle Miocene layers and their Mesozoic basement (Figure 5 and 7a and 7b). The normal fault is dip-slip and attests

to recent local N-S extension. In site 3, extensional oblique-slip faults reactivate ancient thrust faults and testify to recent SW-directed horizontal displacement (Figure 6).

In site 7, relative extensional displacement is directed N160°E. Measurements in site 6 give a N165°- trending σ_1 . All these measurements show Neogene dip-slip to oblique-slip movement along active faults. No reverse faulting has been documented throughout the area. We conclude that the Mio-Plio-Quaternary Bolkar Mountains, unlike the Eastern Taurides, are not compressive but submitted to tension. Elevations in the Central Taurides are the highest in the studied area (Figure 8a), except for major volcanoes. These high mountains do not result from compression, as is the case in the Eastern Taurides.

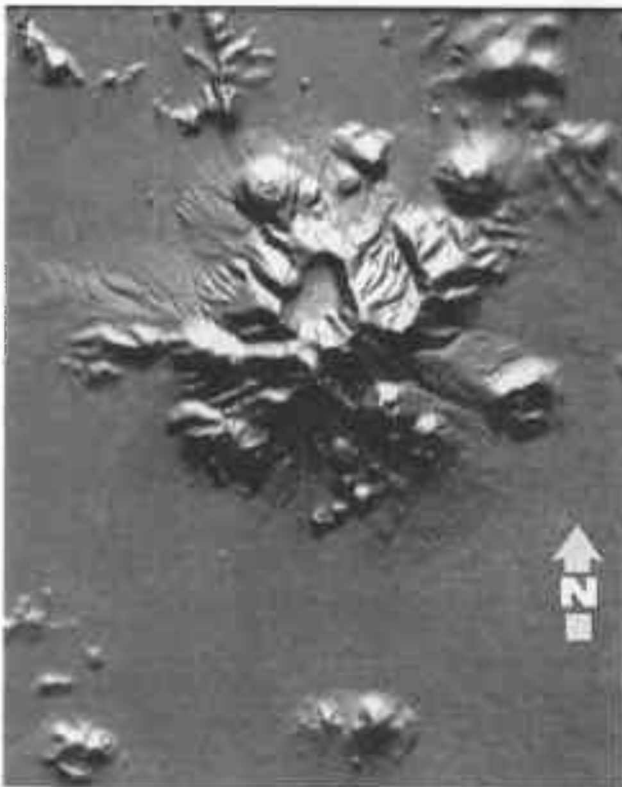


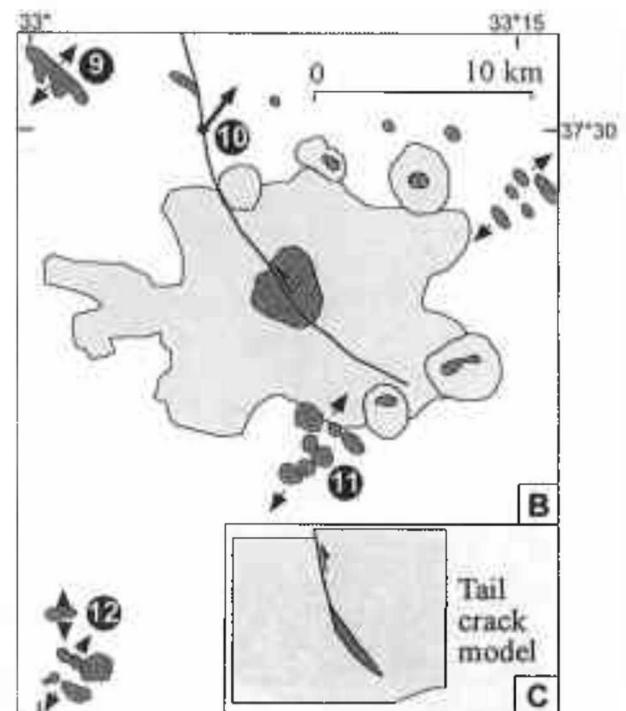
Figure 9: (a) Digital Elevation Model image of the Kara Dag volcano region, illuminated from north, at 200 m ground resolution. Location on Figure 3b.

Central Anatolia Plateau

The DEM (Figure 3) and SAR images (Figure 4) well express the south-eastern termination of the Tuz Gölü fault where it ends against the Eceemis fault (X on Figure 3 and 4). Microfaults and tension fractures affecting Late Miocene rocks (sites 1 and 2 on Figure 5) indicate ENE- to NE-trending post - Late Miocene extension. No reverse faulting has been recognised in this area, contrarily

to Koçyiğit and Beyhan (1998) who have mapped a southeastward thrusting along the Tuz Gölü fault termination.

In the Tuz Gölü basin, a series of small Plio-Quaternary volcanic cones is visible in the northwestern corner of Figure 4. Some are elongated in the N10°E direction (V on Figure 4). Smaller volcanoes adjacent to each other form linear clusters, also trending N10°E (C on Figure 4). The local Plio-Quaternary extension in sites 13 and 14 is consequently oriented N100°E (Figure 5). In the field we have found small (200 m long, 20 m wide) volcanic ridges, a few meters higher than the nearby lava flow surface, trending N-S to N20°E (Figure 10 and site 15 on Fig 5). The volcanic ridges seem related to basalt filling tension fractures which formed within still warm



(Figure 9: (b) Interpretation of the Digital Elevation Model of Figure 9a. Numbers in circle refer to locations cited in the text and plotted on Figure 5. Opposite arrows indicate local extension direction perpendicular to volcanic ridges or linear clusters. The crater shape as well as strations in site 10 (Figure 6) testify to left-lateral slip component along the fault. (c) Vertical view of a tail-crack model.

basalt flows, possibly related with Plio-Quaternary strain, yielding E-trending extension (site 15 on Figure 5).

The Kara Dag volcano is located near the southern termination of a SSE-striking fault, which turns SE at its southern end. The fault cuts the volcano into two parts which are slightly (100 m) left-laterally displaced (Figure

THE BOLKAR MOUNTAINS: A NEOGENE EXTENSIONAL THERMAL UPLIFT?

9). The fault is mainly extensional, western side down. In site 10, striations on a small conjugate fault indicate oblique-slip movement with a left-lateral throw component (Figure 6). In site 9 (Figure 9b), a 300 m long and 50 m wide fissure eruption was formed through a tension fracture striking N140°E, indicating N50°-

trending local extension. The Kara Dag is then rooted on a tail-crack feature, which accommodates the horizontal left-lateral throw component at fault termination (Figure 9b and 9c). South and southwest of the volcano, in sites 11 and 12, linear clusters of central volcanoes and fissure eruptions indicate N-S to NE-SW extension.



Figure 10: One of the Plio-Quaternary (?) North-South trending volcanic ridges of site 15, with Hasan Dag volcano in the middle ground.

DISCUSSION

Elevations in the Bolkar Mountains (Figure 8a) progressively decrease westwards, with the dying out of large Neogene normal faults and tilted blocks in the belt. All our observations show that extension was predominant in the belt during the Late Neogene. Neogene uplift of the Bolkar Mountains, documented by marine Lower to Middle Miocene sediments now at elevations more than 2000 m, is coeval in time with the extensional tectonic setting.

Two contradictory tectonic hypotheses can be put forward to explain the Neogene uplift of the Bolkar Mountains. (1) a southward thrusting in the belt resulting in the formation of a foreland basin in the Adana-Cilicia

area, or (2) a "roll back" (i.e. the downward and backward migration) of the slab south of Cyprus resulting in the formation of a northerly extensional basin focused in the Adana-Cilicia area and a related marginal uplift in the Bolkar Mountains.

The interpretation of the Adana basin as a foreland basin has been considered by Williams and Unlügenç (1992) and Gürbüz (1993). Normal faults within the basin have been interpreted as the response to the load-induced flexure resulting from southward thrusting of the Bolkar Mountains. However, we did not observe and map any Late Neogene compressive structures in the area. The Taurus thrusting hypothesis may well explain the Aquitanian-Burdigalian marine transgression in the Adana basin, followed by Middle Miocene rapid subsi-

dence leading to deposition of marine turbidites. However Flecker et al. (1995) have shown that the presence of Early Miocene deepwater turbidites in northern Cyprus indicates a deepening of the southern part of the Cilicia basin at this time. This is contradictory with a model of a foreland basin which deepens progressively from north to south due to successive imbrications of thrustings in the north. The interpretation of the Neogene extension in the Adana-Cilicia basin as the consequence of the inception of the roll-back of the African slab beneath Cyprus has been suggested by Eaton and Robertson (1993) and Payne and Robertson (1995). In this model, the overriding plate must stretch to meet the retreating slab. We propose that inception of the roll-back process beneath Cyprus started in the Late Oligocene-Early Miocene, coeval with the deposition of the Late Oligocene conglomerates followed by Early Miocene marine turbidites in northern Cyprus. By comparison with the Aegean, Jolivet et al. (1994b) have shown that the thrust front has migrated southward continuously from the Early Miocene to the Present together with the retreat of the Aegean subduction zone. High temperature metamorphic rocks in the Cycladic blueschists yield radiometric ages of 30 Ma (Altherr et al., 1982), indicating that extension started in the Late Oligocene. A lower bound has been put on the timing of the inception of the roll-back in the Aegean, which may be operational since at least the late Eocene (Thomson et al., 1998). Initiation of the roll-back process in the Cyprean region is in keeping with that of the South Aegean, indicating that slab retreat may have started as early as the Late Oligocene-Early Miocene. Extension in the Cilicia-Adana basin has probably followed the same dynamics of the Aegean, with southward migration of the thrust front above the subduction zone located south of Cyprus at Present. Consequently, we interpret the Bolkar Mountains as a consequence of the stretching of the Adana-Cilicia basin which started in the Late Oligocene-Early Miocene time. The belt is regarded as thermal uplifted shoulder of the Adana-Cilicia lithospheric basin, due to upper mantle thinning and subsequent asthenospheric intrusion.

The Manavgat basin, lying 400 km to the west in southwestern part of the Central Taurides, has a stratigraphy similar to that of the Adana basin (Flecker et al., 1995). A Neogene uplift has been documented north of the basin. It has been interpreted as a possible marginal uplift related to the initiation of the "roll-back" of Afri-

can subducted slab (Flecker et al., 1995). This result is coherent with our observations further east and means that the whole Central Taurides can result from extension.

From multisource geophysical data, the slab subducting beneath Cyprus has been estimated to dip 40°N (Kempler and Ben-Avraham, 1987). This is not coherent with the idea of Barka and Reilinger (1997) who have postulated the occurrence of a flattening slab in this area, inducing compression in the overriding plate. However, considering a 40°N dipping slab, melt generating magma at 100-150 km depth can not account for the volcanism developed in the Central Anatolian region about 350 km to the north.

Volcanic vents in the Tuz Gölü basin area (V and C on Figure 4) are interpreted to be rooted on tension fractures that have given way for the magma. The σ_3 direction inferred from the vents is compatible with that deduced from structural fault analysis in sites close to the vents. All our measurements of the last deformations indicate extension. It is then justified to consider that the open structures have been formed under an extensional regime rather than a compressional one. North of the Bolkar Mountains, extension trends east-west and can be interpreted as the consequence of the westward lateral escape of Anatolia toward the Aegean domain. Such extension has been described around the Niğde massif which has been interpreted as a metamorphic core complex exhumed in the Late Oligocene-Early Miocene (Whitney and Dilek, 1997). Unroofing of the massif was followed by extension in the Middle Late Miocene, evidenced by intrusion of a 13.7-20 Ma granite in the Niğde metamorphics. Initiation of this extension is coeval with that of the Aegean some 30 Ma ago (Altherr et al., 1982). To the east, near the Africa-Arabia-Anatolia triple junction, Yürür and Chorowicz (1998) have described such extensional tectonics which they have associated to a recent (2 Ma) deformation phase. East-west trending movements turn progressively southwestward and southward when approaching the Taurus belt. This change may be related to the influence of the Cilicia-Adana basin opening, in the frame of N-S directed extension affecting the area north of Cyprus, which is thought to start in the Late Oligocene-Early Miocene. The transition from 3000 m mean altitude in the Bolkar Mountains to 1000 m below sea level in the Cilicia basin suggests that gravitational forces may also contribute to extension during the Neogene-Quaternary.

THE BOLKAR MOUNTAINS: A NEOGENE EXTENSIONAL THERMAL UPLIFT?

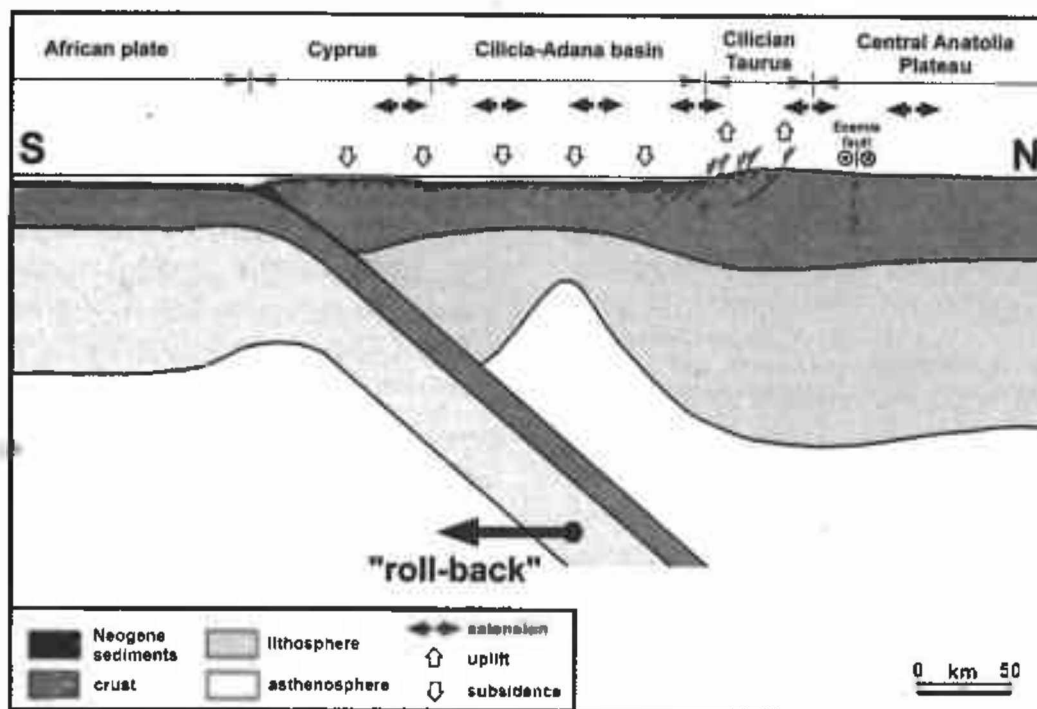


Figure 11: Model of the north-south lithosphere of the Eastern Mediterranean area, along 34° longitude in cross-section without vertical exaggeration, for Neogene. "Roll-back" of the slab subducting underneath Cyprus during this time is responsible for the north-south extension. The Bolkar Mountains are interpreted as the northern thermally uplifted shoulder of the Cilicia-Adana basin due to lithospheric thinning.

CONCLUSIONS

Using radar and DEM imagery, we have described new tectonic features in the Bolkar Mountains in Southern Central Turkey, all observations concur to show that during the Neogene, extension was predominant in the belt. No Late Neogene compressive structures have been observed. We have argued that the uplift of the Bolkar Mountains in the Neogene is associated to extension related to the initiation of the downward and backward migration ("roll-back") of the subducting African slab underneath Cyprus probably as early as the Late Oligocene-Early Miocene. This has resulted in a wide extension in the upper overriding plate, forming the Adana-Cilicia lithospheric scale extensional basin and its related uplifted northern thermal shoulder forming the Bolkar Mountains. Extension trends N-S in the Bolkar Mountains and progressively turns E-W north of belt. This change may be related to the Middle-Late Miocene to Present westward escape of Anatolia toward the Aegean basin.

ACKNOWLEDGMENTS

This work has been funded by both the French CNRS (project PICS) and the Turkish TUBITAK (project YBAG-0078/DPT), with support from the French Embassy in Ankara and the Ministère des Affaires Étrangères in Paris. ERS-1 radar data have been provided by the ESA (project AO. F7) and processing expenses partly supported by the CNES. The authors are grateful to Onur Koşe for providing the DEM images and to two anonymous reviewers for valuable comments and suggestions that improved the quality of the manuscript.

REFERENCES

- Altherr, R., Kreuzer, H., Wendt, I., Lenz, H., Wagner, G. A., Keller, J., Harre, W., and Hohndorf, A., 1982. A late Oligocene/Early Miocene high temperature belt in the anti-Cycladic crystalline complex (SE Pelagonian, Greece). *Geol. Jb.*, 23, 97-164.
- Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*, 89, 5835-5848

- Angelier, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the original stress. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International*, 1003, 363-376.
- Arikan, Y., 1975, The geology and petroleum prospects of the Tuz Gölü Basin. mineral Research and Exploration Institute Turkish Bulletin. (Foreign Ed), Ankara, 85, 17-37.
- Aydar, E., M. N. Gündoğdu, H. Bayhan, and A. Gourgaud, 1993. Kapadokya bölgesinin Kuvaterner yaşlı volkanizmasının volkanik-yapısal ve petrolojik incelemesi. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 3, 25-42.
- Barka, A. A and Hancock, P. L., 1984. Neotectonic deformation pattern in the convex northwards arc of the North Anatolian Fault zone, In J. F. Dixon and A. H. F. Robertson (Editors), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geological Society of London Special Publication, 17, 763-774.
- Barka A. A. and Kadinsky – Cade, K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7, 663-684.
- Barka. A. A., and Reilinger, R., 1997. Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annali di Geofisica*, XL, 3, 587-610.
- Biju-Duval, B., Dercourt J., and Le Pichon, X., 1997. From the Tethys Ocean to the Mediterranean seas: A plate tectonic model of the evolution of western Alpine System, In B. Biju-Duval and L. Montadert (Editors), *Structural History of the Mediterranean Basins*. Technip, Paris, 143-164.
- Brunn, J. H., Dumont, J.F., De Graciansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J., and Poisson, A., 1971. Outline of the Geology of the Western Taurides, In A. S. Campwell (Editor), *Geology and History of Turkey*. Petroleum Exploration Society of Lybia, Tripoli, 225-257.
- Blumenthal, 1960. Le système structural du Taurus sud-anatolien, In: "Livre à la memoire du Professeur P. Fallot". *Memoire hors-serie de la Société Geologique de France*, 2, Paris, 611-662.
- Chorowicz, J., Luxey, P., Lyberis, N., Carvalho, J., Parrot, J-F., Yürür, T. and Gündoğdu, N., 1994. The Maraş Triple Junction (Southern Turkey) based on Digital Elevation Model and satellite imagery interpretation. *Journal of Geophysical Research*, 99, 20225-20242.
- Chorowicz, J., Koffi, B., Chalah, C., Chotin, P., Collet, B., Poli, J. – T., Rudant, J. – P., Sykioti, O. et Vargas G., 1995. Possibilités et limites de l'interpretation geologique des images (SAR) ERS-1. *Bulletin de la Société Française de Photogrammetrie et Teledetection*, 138 (2), 82-95.
- Dewey, J. F., and Şengör, A. M. C., 1979. Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin*, 90, 84-92.
- Dewey, J. F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F., and Bonin, J., 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 3137-3180.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Şaroğlu, F. and Şengör, A. M. C., 1986. Shortening of continental lithosphere; the neotectonics of eastern Anatolia, a young collision zone, In: M. P. And Coward A. C. Ries (Editors), *Collision Tectonics*. Geological Society Special Publications, 19, 3-36.
- Dhont, D., Chorowicz, J., Yürür, T., and Köse, O., 1998. Polyphased block tectonics along the North Anatolian Fault in the Tosya area (Turkey), *Tectonophysics*, in press.
- Eaton, S , and Robertson, A. H. F., 1993. The Miocene Pakhna Formation, southern Cyprus, and its relationship to the Neogene tectonic evolution of the Eastern Mediterranean. *Sedimentary Geology*, 86, 273-296.
- Evans, G., Morgan, P., Evans, W. E., Evans, T. R., and Woodside, J. M., 1978. Faulting and halokinetics in the northeastern Mediterranean between Cyprus and Turkey. *Geology*, 6, 392-396.
- Flecker, R., Robertson, A. H. F., Poisson, A., and Müller, C, 1995. Facies and tectonic significance of two contrasting Miocene basins in south coastal Turkey. *Terra Nova*, 7, 221-232.
- Frizon de Lamotte, D., Poisson, A., Aubourg, C., and Temiz, H., 1995. Post-Tortonian westward and southward thrusting in the core of the Isparta re-entrant (Taurus, Turkey), *Geodynamic implications*.

THE BOLKAR MOUNTAINS: A NEOGENE EXTENSIONAL THERMAL UPLIFT?

- Bulletin de la Societe Geologique de France, 166, 59-67.
- Gautier, P., and Brun, J.-P., 1994. Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evvia Islands). *Geodinamica acta*, 7, 57-85.
- Görür, N., 1985. Depositional history of Miocene sediments on the NW flank of the Adana basin, Proc. Sixth Colloquium on Geology of the Aegean region, Izmir, pp. 185-208.
- Görür, N., Oktay, F. Y., Seymen, I., and Şengör, A. M. C., 1984. Paleotectonic evolution of the Tuz Gölü basin complex, Central Turkey: Sedimentary record of a Neo-Tethyan closure, In J. F. Dixon and A. H. F. Robertson (Editors), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geological Society of London Special Publication, 17, 467-482.
- Görür, N., Şengör, A. M. C., Sakiñç, M., Tüysüz, O., Akkök, R., Yiğitbaş, E., Oktay, F. Y., Sarica, N., Ecevitoglu, B., Demirbağ, E., Ersoy, S., Algan, O., Güney, C., and Aykol, A., 1995. Rift formation in the Gökova region, southwest Anatolia: implications for the opening of the Aegean Sea. *Geological Magazine*, 132: 637-650.
- Gürbüz, K., 1993. Identification and evolution of Miocene submarine fans in the Adana basin, Turkey. Ph. D. Thesis, Keele University.
- Gutnic, M., 1968. Sur la Geologie du Taurus dans la courbure d'Isparta. Rapport C. N. R. S., Inedit.
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A., and Dumont, J. F., 1979. Geologie des Taurides occidentales (Turquie). *Memoires de la Societe Geologique de France*, Paris, 896, pp. 762.
- Hayward, A. B., 1984. Miocene clastic sedimentation related to the emplacement of the Lycian nappes and the Antalya complex, SW Turkey, In J. F. Dixon and A. H. F. Robertson (Editors), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. 17, 287-300.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicaudi Brozolo, E., and Villari, L., 1975. The Neogene calc-alkaline volcanism of central Anatolia: geochronological data on Kayseri-Niğde area. *Geological Magazine*, 112 (4), 349-360.
- Innocenti, F., P. Manetti, R. Mazzuoli, G. Pasquare and L. Villari, 1982. Anatolia and North-Western Iran, In R. S. Thorpe (Editor), *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. The Open University, Department of Earth Sciences, Milton Keynes, U. K., 327-349.
- Jakson, J. A., and McKenzie, D., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. *Royal Astronomical Society Geophysical Journal*, 77, 185-264.
- Joffe, S., and Garfunkel, Z., 1987. Plate kinematics of the Circum Red Sea, a reevaluation. *Tectonophysics*, 141, 5-22.
- Jolivet, L., Brun, J. P., Gautier, P., Lallemand, S., and Patriat, M., 1994a. 3-D kinematics of extension in the Aegean from the Early Miocene to the Present, insight from the ductile crust. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 195-209.
- Jolivet, L., Daniel, J. M., Truffert, C., and Goffe, B., 1994b. Exhumation of deep crustal metamorphic rocks and crustal extension in the back-arc regions. *Lithos*, 33, 3-30.
- Kempler, D., and Ben-Avraham, Z., 1987. The tectonic evolution of the Cyprean Arc. *Annales Tectonicae*, 1, 1, 58-71.
- Koçyiğit, A., and Beyhan, A., 1998. A new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey. *Tectonophysics*, 284, 317-336.
- Koçyiğit, A., 1989. Susehri basin: an active fault wedge basin on the North Anatolian Fault Zone, Turkey. *Tectonophysics*, 167, 13-29.
- Lee, J., and Lister, G. S., 1992. Late Miocene ductile extension and detachment faulting, Mykonos, Greece. *Geology*, 20, 121-124.
- Le Pennec, J. -L., Bourdier, J. -L., Froger, J. -L., Temel, A., Camus, G., and Gourgaud, A., 1994. Neogene ignimbrites of the Nevşehir Plateau (Central Turkey): stratigraphy, distribution and source constraints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63, 59-87.
- Le Pichon, X., and 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., and Angelier, J., 1981. The Aegean sea. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 300: 357-371.
- Le Pichon, X., and Gaulier, J. M., 1988. The rotation of Arabia and the Levant fault system. *Tectonophysics*, 153, 271-294.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallement, S., Noomen, R., and Veis, G., 1995. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 100, 12675-12690.
- Livermore, R. A., and Smith, R. G., 1984. Relative motions of Africa and Europe in vicinity of Turkey In *Geology of the Taurus Belt*, In O. Tekeli and M. C. Göncüoğlu (Editors), *Proceedings of an International Symposium on the Geology of the Taurus Belt*. Maden Teknik Arama, Ankara, 1-10.
- Marcoux, J., 1987. *Histoire et topologie de la Néotéthys*. Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris. Pp. 569.
- McKenzie, D., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30 (2), 109-185.
- Meijer, P. T., and Wortel, M. J. R., 1997. Present-day dynamics of the Aegean region: A model analysis of the horizontal pattern of stress and deformation. *Tectonics*, 16, 879-895.
- Meulenkamp, J. E. Wortel, M. J. R., Van Wamel, W. A., Spakman, W., and Hoogerduyn Strating E., 1988. On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the Middle Miocene. *Tectonophysics*, 146, 203-215.
- Monod, O., 1997. *Recherches géologiques dans le Taurus occidental au sud de Beyşehir (Turquie)*. These, Univ. Paris Sud Orsay, pp. 442.
- MTA, 1989. Geological maps 1/100,000 scale, Aksaray Sheet H 17 and Explanatory Note. Institute of Mineral and Research Exploration, 14 pp.
- Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeolojî özellikleri, *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 19, 65-78.
- Özgül, N., 1983. Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides, In: *International symposium on the geology of the Taurus belt*, In O. Tekeli and C. Güncüoğlu (Editors), *Special Publication of Maden Teknik ve Arama*, Ankara.
- Pasquare, G., Poli, s., Vezzoli, L., and Zanchi, A., 1988. Continental arc volcanism and tectonic setting in Central Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 146, 217-230.
- Payne, A. S., and Robertson, A. H. F., 1995. Neogene supra-subduction zone extension in the Polis graben system, West Cyprus, *J. Geol. Soc. Lond.*
- Pearce, J. A., Bender, J. F., Del Long, S. E., Kidd, W. S. F., Low, P. J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbat, S., and Mitchell, J. G., 1990. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, In P. Le Fort, J. A. Pearce, and A. Pecher (Editors), *Collision magmatism. Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 189-229.
- Robertson, A. H. F., and Woodcock, N. H., 1986. The geological evolution of the Kyrenia Range: a critical lineament in the eastern Mediterranean, In H. G. Reading, J. Watterson and S. H. White (Editors), *Major Crustal Lineament and their influence on the Geological History of the Continental Lithosphere. Proceedings of the Royal Society, Discussion meeting*, 141-178.
- Şaroğlu, F., Boray, A., Özer, S., and Kusçu, I., 1983. Orta Toroslar-Orta Anadolu'nun güneyinin neotektoniği ile ilgili görüşler, *Jeomorfoloji Dergisi*, 11, 35-44.
- Scott, B., 1981. The Eurasian-Arabian and African continental margin from Iran to Greece. *Journal of the Geological Society of London*, 136, 269-282.
- Şengör, A. M. C., and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey; a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75 (3-4), 181-241.
- Şengör, A. M. C., 1979. The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *Journal of the Geological Society of America*, 136 (3), 269-282.
- Şengör, A. M. C., 1987. Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of angle normal faulting. Example from Western Turkey, In M. P. Coward, J. F. Dewey and P. L. Hancock (Editors),

THE BOLKAR MOUNTAINS: A NEOGENE EXTENSIONAL THERMAL UPLIFT?

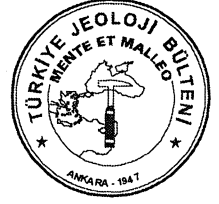
- Continental extensional tectonics. Geological Society of London Special Publication, 28: 575-589.
- Şengör, A. M. C., Görür, N., and Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In K. T. Biddle and N. Christie-Blick (Editors), *Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation* Society of Economy and Paleontol Mineral Special Publication, 37, 227-264.
- Seynoğlu, G., and Scott, B., 1995. Age of the Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Journal*, 31: 1-11.
- Tatar, Y., 1975. Tectonic structures on the North Anatolian fault zone northeast of Refahiye-Erzincan. *Tectonophysics*, 25, 401-409.
- Tuymaz, T., Jackson, J. A., and McKenzie, D., 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophysical Journal International*, 106, 433-490.
- Tekeli, O., Aksaray, A., Ürgün, B. M., and Isik, A., 1983. Geology of the Aladağ Mountains, In O. Tekeli and M. C. Göncüoğlu (Editors), *Proceedings of an International Symposium on the Geology of the Taurus Belt*. Maden Teknik ve Arama, Ankara, Turkey, 143-158.
- Temel, A., 1992. Kapadokya eksplosif volkanizmasının petrolojik ve jeokimyasal özellikleri, Ph. D. Thesis, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bil. Enst., 208 pp.
- Toprak, V., and Göncüoğlu, M. C., 1993. Tectonic control on the development of the Neogene-Quaternary Central Anatolian volcanic province, Turkey. *Geological Journal*, 28, 357-369.
- Westaway, R., 1994. Present-day kinematics of the Middle East and the eastern Mediterranean, *Journal of Geophysical Research*, 99, 12071-12090.
- Whitney, D. L., and Dilek, Y., 1997. Core complex development in Central Anatolia, Turkey, *Geology*, 25, 1023-1026.
- Williams, G. D., and Ünlügenç, Ü. C., 1992. structural controls on stratigraphic evolution of the Çukurova basin complex, southern Turkey, In: *Abstract of an International Workshop on the work in progress on the Geology of Turkey*, Keele University.
- Williams, G. D., Ünlügenç, Ü. C., Kelling, G., and Demirkol, C., 1995. Tectonic controls on the Stratigraphic evolution of the Adana basin, Turkey. *Journal of the Geological Society of London*, 152, 873-882.
- Yazgan, E. and R. Chessex, 1991, The Malatya Geotransverse and its bearing on tectonics of Eastern Taurus Belt. *Turkish Association of Petroleum and Geological Bulletin*, 3, 1-42.
- Yetiş, C., Kelling, C., Gökçen, S. L., and Baroz, F., 1995. A revised stratigraphic framework for Later Cenozoic sequences in the northeastern Mediterranean region. *Geol. Rundsch.*, 84, 794-812.
- Yılmaz, Y., 1990. Comparison of young volcanic associations of western and eastern Anatolia formed under a compressional regime: a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 69-87.
- Yılmaz, ., 1993. New evidence and model of the evolution of the southeast Anatolian orogen. *Geological Society of America Bulletin*, 105, 252-271.
- Yürür, M. T. and Chorowicz, J., 1998. Recent volcanism, tectonics and plate kinematics near the junction of the African, Arabian and Anatolian plates in the Eastern Mediterranean. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85/1-44 (1998) 1-5.

Makalenin geliş tarihi :10.06.1998

Makalenin yayına kabul ediliş tarihi : 28.06.1999

Received June 10, 1998

Accepted June 28, 1999



Minamiite and Alunite Occurrences Formed From Volcanic Emanations, West-Southwest of Konya, Turkey

Konya'nın (Türkiye) Batı-Güneybatısında Volkanik Emanasyonların Etkisi ile Minomit ve Alunit Oluşumları

Muazzez ÇELİK

Selçuk Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 42031 Konya

Abstract

Aluminum sulfate minerals, kaolin and bentonitic clay deposits and zeolites occur within upper Miocene-Pliocene high-K andesitic-dacitic volcanic rocks and lacustrine sediments in the west southwest of Konya, Turkey. In the area, post-volcanic phenomena, such as solfatara activity, has already been continued.

The samples taken from the study area were mineralogically and chemically examined using XRD, SEM-EDS, XRF, AAS, DTA-TG and microprobe instruments. As a result of this investigation, it has been determined that alteration minerals formed by early-and/or post volcanic acid solutions reacted with the solutions were highly acidic in character, alunite and natroalunite were produced by the alteration of mainly dacitic volcanic rocks, while minamiite was formed by the alteration of andesitic volcanic rocks. However, acidic or weakly acidic solutions yielded kaolinite and/or halloysite and illite.

Alunite group minerals are K, Na and Ca sulfate with formula $(Ca, Na, K) Al_3(SO_4)_2(OH)_6$ and mainly form as hydrothermal minerals in the study area. Nearly pure minamiite and alunite have been found in a few samples. They are commonly associated with silica polymorphs, kaolinite and halloysite in various parts of the study area.

Stability relations of minerals in the advanced argillic alteration zone indicate alteration took place under acidic conditions in the near-surface environment. Mineralogical and textural evidence also suggests alteration occurred in steam-heated environment, rather in a supergene or magmatic hydrothermal origin.

Key Words : Alunite, halloysite, kaolinite, Konya, minamiite, Turkey.

Öz

Konya'nın (Türkiye) Batı-Güneybatısında ÜstMiyosen-Pliyosen yaşlı, yüksekK'lu andesitik-dasitik volkanik kayalar ve gölsel çökeller içerisinde alüminyum sülfat mineralleri, kaolin, bentonitik kil yatakları ve zeolitler oluşmuştur. Bölgede volkanizma sonrası işlevler, örneğin s olfatar evreye özgü faaliyetler, halen devam etmektedir.

İnceleme alanından alınan örnekler üzerinde XRD, SEM-EDS, XRF, AAS, DTA-TG ve mikroprobe analizleri yapılmıştır. Araştırma sonucunda alterasyon minerallerinin yüksek asidik karakterli çözeltilerin volkanik malzeme ile reaksiyonları sonucu oluştuğu belirlenmiştir. Alunit ve natroalunit çoğunlukla dasitik, minomit ise andesitik volkanik kayalardan türemiştir. Bunun yanında asidik veya zayıf asidik çözeltiler kaolinit ve/veya halloysit ve illitin oluşumunda rol oynamıştır.

Çalışma alanında hidrotermal olarak oluşan alunit grubu mineraller genelde K, Na ve Ca'lu olup, $(Ca, Na, K) Al_3(SO_4)_2(OH)_6$ şeklinde formüle edilmiştir. Hemen hemen saf minomit ve alunit birkaç örnekte tespit edilmiştir. İnceleme alanının çeşitli kesimlerinde bu mineraller çoğunlukla silika polimorfları, kaolinit ve halloysite birlikte gözlenmiştir. İlli t ve paragonit bazen alunit grubu minerallerle birlikte gözlenmesi yanında zeolit nadiren bulunmuştur.

Anahtar Sözcükler : Alunit, halloysit, kaolinit, Konya, minamiit, Türkiye.

INTRODUCTION

Upper Miocene-Pliocene high-K andesitic-dacitic volcanic and volcano-sedimentary rocks are widespread at the western-southwestern part of Konya province in southern Central Anatolia (Figure 1). Volcanic rocks of varying composition erupted in the study area at different times. In the area, the reaction of warm, recent post-

volcanic acidic fluids with volcanic rocks yielded sulfate minerals, silica polymorphs, clay minerals and zeolite-group minerals (Çelik et al., 1997).

Alunite group mineral occurrences are locally found within clay deposits having hydrothermal origins. Recent acidic alteration caused by the reaction of sulphurous are also abundant in the study area.

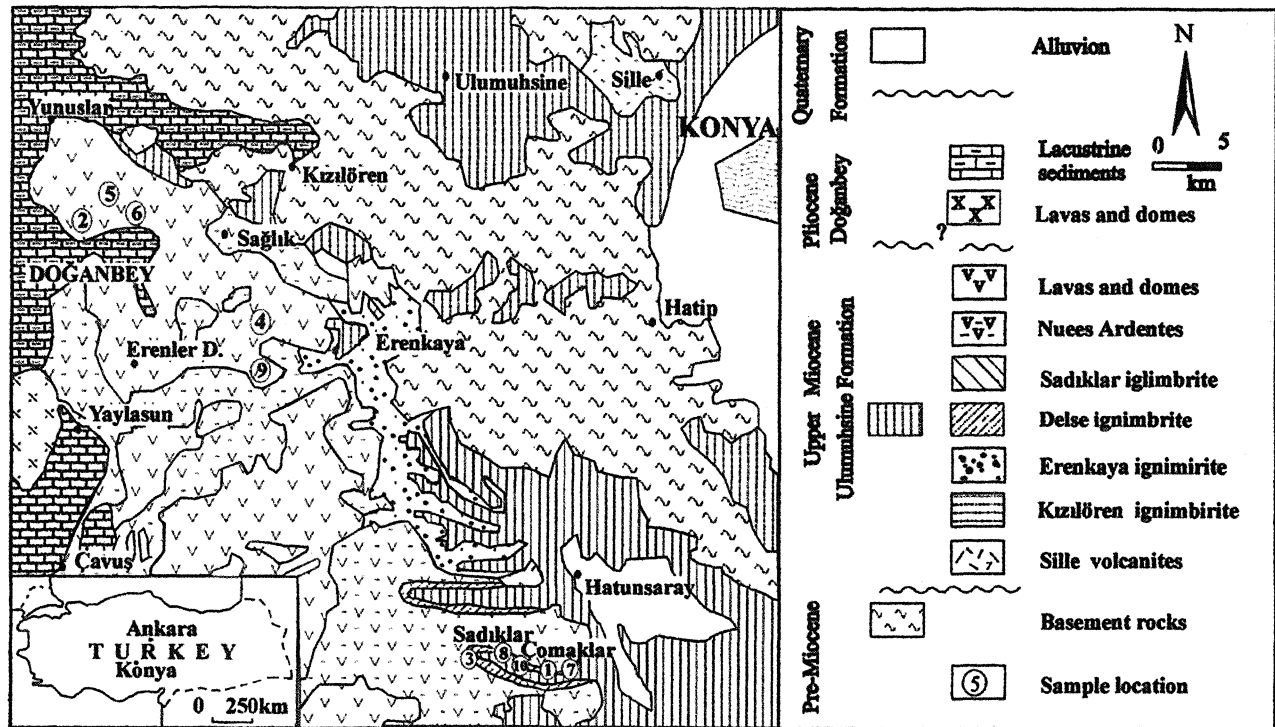


Figure 1: Simplified location and geologic map of investigation area.
 Şekil 1: İnceleme alanının basitleştirilmiş jeolojik ve yer bulduru haritası.

Alunite occurs as irregular veins (5-15 cm length and 1-5 cm wide) in fracture zones and occasionally as lenses 2-5 cm thick in altered volcanic rocks. Clay minerals (kaolinite and halloysite) also occur locally in association with sulfate minerals. In the study area, clay occurrences (kaolinite and bentonite) have economic in places and some of these were studied for this purpose (Sevgil, 1979, 1981; Suludere et al, 1986; Özgüner, 1987; Çelik et al, 1994, 1997). Real reserves of alunite occurrences have not been determined, but they have economic interest.

The general formula of the alunite group minerals is $MR_3(SO_4)_2(OH)_6$, where M is the large cation like K^+ , Na^+ , NH_4^+ , Pb^{2+} , and Ca^{2+} held in 12 fold coordination; R sites are occupied mainly by trivalent (Al, Fe) cations (Ossaka et al., 1982). In alunite $K > Na$, while $K < Na$ in

natroalunite, and $Ca > Na > K$ in minamiite. This study describes the assemblages of the secondary minerals, chemical properties and economic importance of alunite-group minerals and discusses their relationships to the type of parent material.

GEOLOGICAL SETTING

A pre-Miocene ophiolitic complex and metasedimentary rocks (quartzite, crystallized limestone) constitute the basement in the study area (Figure 1). Miocene-Pliocene volcanic rocks and lacustrine sedimentary rocks unconformably overlie these basement rocks. Volcanism, which began 11.9 million years ago (Keller et al., 1977), is represented by pyroclastic flow and fall deposits, lava flows and domes. The lithologies were divided into Uluhsine and Doğanbey formations (Çelik et al., 1994;

MINAMIITE AND ALUNITE OCCURRENCES FORMED FROM VOLCANIC EMANATIONS

1997). The Ulumuhsine formation comprises laterally and vertically interbedded volcanic rocks and lacustrine sediments. Nuee-ardentes were formed by the fracturing of these domes and high vapor pressure. The age of other young volcanics is 5.76 m.a. (Keller et al., 1977). In the study area, at least 14 separate eruptions were occurred from beginning of volcanism. So, products of different eruptions covered or mixed with each other. The Ulumuhsine formation, composed mainly of lacustrine sediments and in some places laterally and vertically interbedded volcanoclastics. The ages of this volcanics within the formation range from 3.35 to 3.32 million years (Keller et al., 1977). Lacustrine sedimentation, consisting of clayey units, is dominant away from or at the periphery of the volcanics. However, lacustrine sedimentation was interrupted by the volcanic input, causing intercalation of volcanics and lacustrine sediments (Figure 1).

MATERIALS AND METHODS

The mineralogical composition of samples was determined by means of a Philips PW 1140 X-ray powder diffractometer using graphite monochromated and Ni-filtered CuK α radiation at Hacettepe University, Turkey. Powder diffraction data were corrected using NaCl as an internal standard. IR spectra were obtained with a Mattson 1000 FTIR spectrometer, in range 400-4000 cm⁻¹ using KBr pellets (Russell and Fraser, 1994) at Selçuk University, Turkey. DTA-TG analyses were carried out with a Rigaku 2.22E2 type instrument by loading about 20 mg of the specimen heated in the range 20 to 900°C, at heating rate of 10°C/min, using $\text{OC-AL}_2\text{O}_3$ as a reference material, General Director of Mineral Research and Exploration, Turkey. SEM studies were done with a JEOL 840A SEM equipped with EDS using an accelerating voltage of 25kV at Middle East Technical University, Turkey. Analyses of major elements were performed by X-ray fluorescence spectrometry of volcanic rocks and atomic absorption spectrometry (AAS) of alunitic samples at Hacettepe University, Turkey, the percentages of the major elements were determined on fused glasses (prepared 0.75 g rock powder and 4.5g lithium tetraborate) (Brown, et al, 1973; Temel et al, 1998). The spectrometers were calibrated using international standards (USGS and GEOSTANDARDS). Loss-on-ignition (LOI) was calculated from weight loss after heating 2 g of sample at 1000°C for 2 hours. The usual wet analysis method was adopted for Al_2O_3 and SO_3 and LOI was

obtained from weight loss. A Beckman 1272 model spectrometer was used for K₂O and Na₂O. Ca and Al were determined by AAS using a Perkin Elmer 370 spectrometer. Point analyses of alunite-type minerals were carried out on a Cambridge Microscan 5 electron microprobe with an accelerating voltage of 20kV and a beam current 30pA at Glasgow University, UK. The method of Keller and Matlack (1990) was applied for pH measurements.

RESULTS

The alunite-group minerals occur as chalky-white, greasy, fine-grained fragments within highly altered andesitic and dacitic volcanic rocks. The samples consists of alunite, natroalunite, minamiite, silica minerals (quartz, cristobalite, opal-CT), amorphous silica (opal-A), and clay minerals (generally kaolinite and halloysite, rarely paragonite and illite).

In the study area, zeolite-group minerals (erionite, heulandite and stilbite) and smectite occurrences were also observed, but these samples do not contain any alunite-group minerals (Table 1).

Table 1: Probable parent rocks and mineral assemblages of whole-rock of representative samples (rare components are omitted).

Çizelge 1: Çalışmayı temsil eden kay aç örneklerinin mineral toplulukları ve muhtemel ana kayacı (nadir bileşenler dikkate alınmamıştır).

| Sample No. | Mineral Composition | Probable parent rocks |
|------------|-------------------------------|-----------------------|
| 1 | Minamiite + paragonite | Andesite |
| 2 | Alunite+halloysite+opal-CT | Dacite-Andesite |
| 3 | Alunite+halloysite+opal-CT | Dacite-Andesite |
| 4 | Alunite+opal-CT | Dacite |
| 5 | Alunite+quartz | Andesite |
| 6 | Alunite+quartz+kaolinite | Dacite |
| 7 | Minamiite+quartz | Andesite |
| 8 | Minamiite+quartz+cristobalite | Andesite-Dacite |
| 9 | Quartz+kaolinite+natroalunite | Dacite |
| 10 | Alunite+halloysite | Dacite |

Minamiite occurs as lenses or fracture fillings of varying thickness (1-20 cm) beneath the Detse ignimbrite

in the vicinity of Detse village. Minamiite formation pinches into ignimbrite layers towards the north. The true thickness and lateral extent of the occurrences could not be measured due to soil cover. Minamiite occurrences partly pass into alunite occurrences. In the field investigation, it is difficult to separate the two mineral occurrences. The occurrences pass into coal layers and lacustrine sediments vertically and laterally. The occurrence of minamiite is more restricted than that of alunite.

Alunite-bearing occurrences are located at 15-20 km to the SE of Yunuslar and north of Erenkaya and south of Sadıklar village (Figure 1). Alunite coexisting with kaolinite, halloysite and/or silica polymorphs occurs in irregular veins, thin layers or coatings on partially altered calc-alkaline andesitic-dacitic rock. In the Yunuslar area, alunite occurrences pass into kaolinite deposits. The kaolinite deposits are generally poor, with an economic importance. The upper parts of the deposits are mostly silicified and are light gray and grainy. Joint surfaces in the kaolins are yellow to rust-colored due to sulfur-and iron bearing-seepage. Post volcanic sulphurous solutions (H₂S) were active in the area.

In addition to chemical and microprobe analyses made from selected samples, alunite, natroalunite and minamiite diffraction lines were also detected. The d values and relative intensities for these minerals are in agreement with the alunite, natroalunite and minamiite patterns given by other authors (Ossaka et al., 1987; JCPDS, 1993, 34-79, 34-143, 14-136, 4-865) (Figure 2).

But nearly pure natroalunite samples were not encountered (Table 1). A series of strong-intensity infrared absorption bands of minamiite and alunite are also in good agreement with each other (between 600 and 700 cm⁻¹ and a weaker shoulder at 1230 cm⁻¹ for alunite are represented by a hydroxyl stretching band.

DTA-TG curves of alunite, natroalunite and minamiite are characterized by a strong and sharp endothermic peaks at 505.8°C, followed by weak exothermic peaks at 711.5°C and 721.7°C, and by endothermic peaks at 744.4°C. the TG curve shows a two step loss corresponding to the two endothermic peaks. The weight losses are 13.8% and 13.7% at the first endotherm and 18.7% and 17.0% at the second endotherm for alunite, and minamiite are 32.55 and 30.7% respectively which correspond to the emission of about of the total So. The first endotherm represents dehydroxylation whereas the second endotherm represents desulfation (Slansky, 1975;

Cho et al, 1994). A DTA-TG investigation was not conducted for natroalunite.

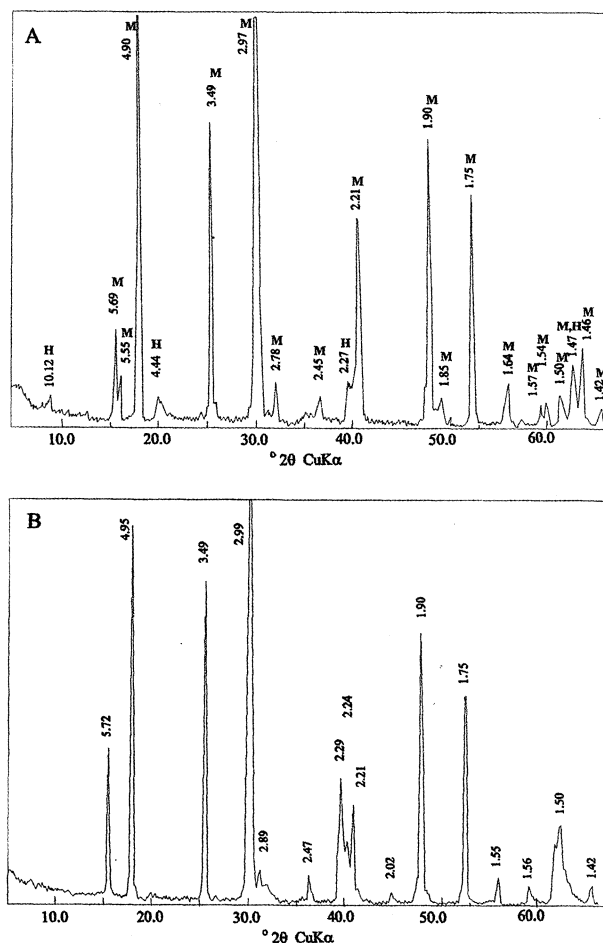


Figure 2: Selected X-ray diffraction profiles from the study area, A-minamiite, B-alunite.

Şekil 2: İnceleme alrından seçilmiş X-ışmlan difraksiyon profilleri, A-minamiite (H: halloysite, M: minamiite), B-Nearly pure alunite.

The pH values of nearly pure alunite-group minerals samples are generally between 3 and 4 pH values of other samples containing kaolinite, halloysite, and rarely illite along with alunite-group minerals are above 4 and generally between 6 and 7. The pH of sulphurous water is usually between 2.5 and 4.8 in east of Doğanbey village.

According to SEM studies, crystals of minamiite and alunite are coarsely crystalline, rhombohedral or pseudocubic, and loosely packed, while those of natroalunite are typically anhedral (Figures 4 and 5).

Acicular halloysite crystals occur as dense aggregates or as separate particles between alunite crystals (Figure 6). Wet chemical analyses were made on nearly pure samples. However, samples having 6.37-12 SiO₂ % may

MINAMIITE AND ALUNITE OCCURRENCES FORMED FROM VOLCANIC EMANATIONS

contain minor inclusions of silica polymorphs. The total Na₂O and K₂O contents of minamiite are low compared to these of alunite, and significant amounts of Pb, Zn and Cu present in alunitic samples.

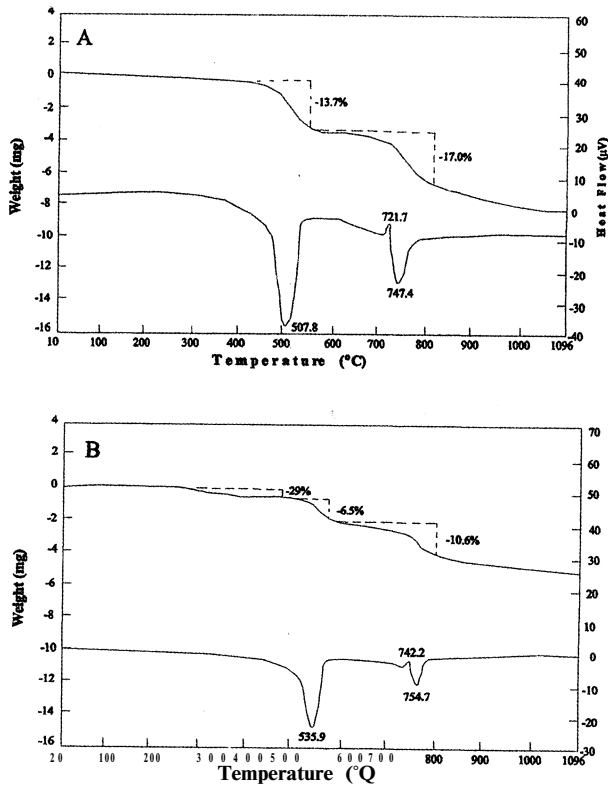


Figure 3: DTA-TG curves for A-minamiite and B-alunite.
Şekil 3: Minamiit (A) and alunite (B) in DTA-TG eğrileri.

In these samples, some black impurities can be observed with naked eye. The PbO contents are higher than

the others, ranging between 0.5-6.4%. But there are no black-ore deposits in the study area. Partly alunitic and natroalunite minerals were found in some minamiitic samples during microprobe analyses. According to the microprobe analyses the Na₂O contents of natroalunites is 2.60%. These relations between the chemical compositions Ca²⁺-Na⁺-K⁺ of alunite, minamiite, natroalunite have been plotted on the ternary diagram proposed by (Ossaka et al, 1987) (Figure 7).

These element oxides plot in all fields. But most of analyses are seen at the borders of the three fields commonly along the minamiite-alunite and alunite-natroalunite ties.

Also, some of data plot within the field for alunite-group minerals. Most of minamiitic samples results are situated near the alunite-field margins. Most of alunites are rich in K and Na while the natroalunites are typically rich in K and Na. Minamiite is commonly rich in Ca and somewhat in Na (Figure 7, Table 2).

It is assumed that the relatively large K⁺ was situated in both the M(1) and M(2) sites of minamiite (Ossaka et al., 1982). The Na₂O contents of the analyzed samples vary from 0.78 to 5.17, representative alunite, sodian alunite or potassian minamiite compositions. The Al₂O₃ and SO₃ contents of alunite are similar to minamiite. The TiO₂, Fe₂O₃, and MgO contents of both minamiite and alunite are generally as low as 0.50 (Table 2). The chemical composition of the sulfur fluids are very rich in SO₃ (1027-2250mg/l) (Çelik et al, 1997).

Table 2: Major-element chemistry of whole-rock samples and minerals from the study area (wt%).

Çizelge 2: İnceleme alanındaki kayalık ve mineral örneklerinin ana element kimyası (% Ağırlık).

| Sample | 1 | 2 | 3 | 4 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|
| | | | | | | | n=18 | n=16 | n=18 | n=8 | n=7 | |
| SiO ₂ | 7,00 | 8,18 | 6,37 | 8,02 | 8,41 | --- | --- | --- | 59,89 | 66,47 | 59,000 | 65,44 |
| Al ₂ O ₃ | 37,03 | 36,04 | 40,74 | 37,49 | 38,59 | 39,13 | 39,14 | 39,27 | 16,04 | 15,90 | 17,45 | 16,56 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,27 | 0,26 | 0,15 | 0,20 | 0,09 | 0,11 | 0,12 | 0,13 | 5,77 | 3,24 | 6,71 | 3,39 |
| MgO | 0,05 | 0,05 | 0,07 | 0,09 | 0,22 | 0,02 | 0,01 | 0,05 | 3,31 | 1,44 | 3,41 | 1,98 |
| CaO | 3,96 | 1,40 | 0,96 | 1,02 | 1,21 | 0,32 | 0,10 | 4,14 | 6,40 | 3,61 | 6,81 | 4,53 |
| Na ₂ O | 5,15 | 2,44 | 0,87 | 4,00 | 2,71 | 1,40 | 2,28 | 2,06 | 3,11 | 3,87 | 9,94 | 4,28 |
| K ₂ O | 1,40 | 5,70 | 6,76 | 4,90 | 4,80 | 6,25 | 4,29 | 1,12 | 3,20 | 3,32 | 1,42 | 1,93 |
| TiO ₂ | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | 0,02 | 0,68 | 0,42 | 0,91 | 0,61 |
| SO ₃ | 32,14 | 30,85 | 31,33 | 28,84 | 30,65 | 40,31 | 40,24 | 40,15 | -- | --- | --- | --- |
| LOI | 44,9 | 44,19 | 43,97 | 43,93 | 42,90 | --- | --- | --- | 1,38 | 1,71 | --- | --- |
| Total | 99,91 | 98,26 | 99,96 | 99,65 | 98,93 | 87,54 | 86,18 | 86,94 | 99,78 | 99,99 | 99,65 | 100,0 |

Note: 1-6 represent minamiite, alunite and sodian alunite, 7-9 are alunite, natroalunite, and minamiite analyses done by electron microprobe at low accelerating voltage, 10-11 are andesite and dacite analyses, respectively (by wet chemical method); 12-13 calc alkaline andesite and dacite, respectively (Ewart, 1979), n= sample number, Fe₂O₃: total iron, LOI: loss in ignition.

The chemical formula of minamiite and alunite were calculated from an average 40 microprobe analyses. Neglecting the inclusions, the chemical formula of alunite, natroalunite and minamiite, respectively, were found to be as follows,

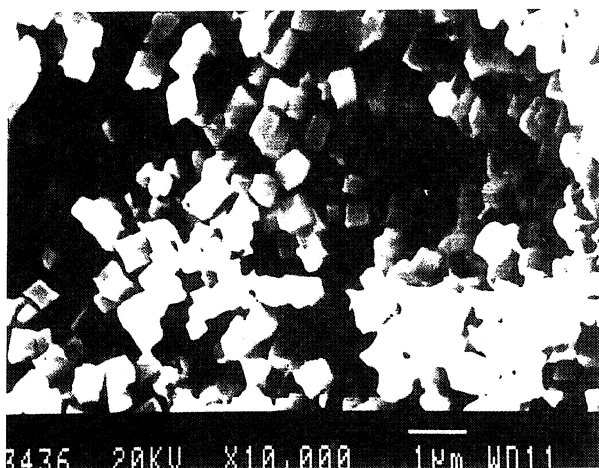
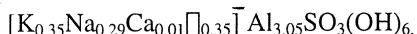
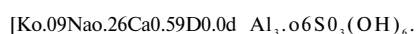
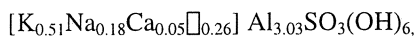


Figure 4: SEM photomicrograph of rhombohedral minamiite crystals.

Şekil 4: Rombohedral minamiit kristallerinin SEM fotoğrafları.

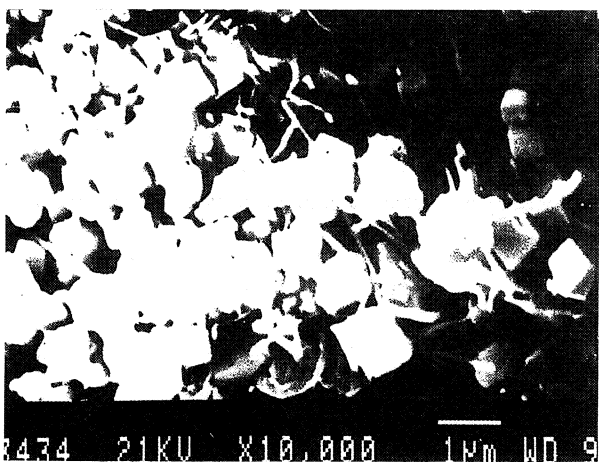


Figure 5: SEM photomicrograph of subidiomorphic alunite crystals with some acicular halloysite.

Şekil 5: Yan öz şekilli alunite kristalleri ile iğnemsı halloysit kristallerinin SEM fotoğrafları.

DISCUSSION

The study area is covered by Miocene-Pliocene volcanic rocks erupted from different volcanic centers.

Mostly high-K andesitic to high-K dacitic volcanic product and lacustrine sediments form a volcanosedimentary sequence. Reactions between postvolcanic fluids and volcanic rocks have resulted in the formation of alunite, clay, silica and, zeolite-group mineral occurrences.

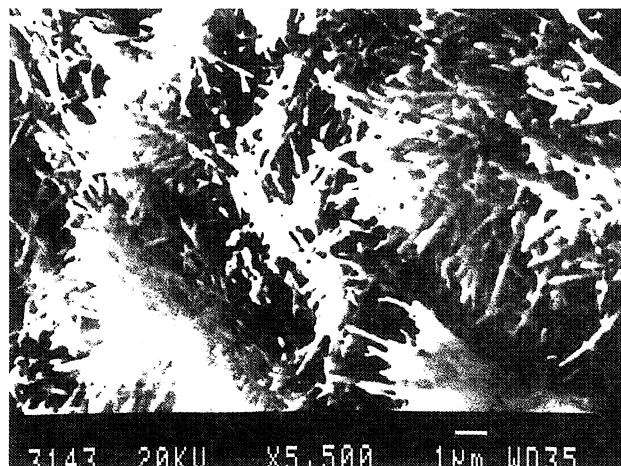


Figure 6: SEM photomicrograph of acicular halloysite crystals.

Şekil 6: İğnemsı halloysit kristallerinin SEM fotoğrafları.

Large quantities of low-pH solutions are required to produce acid sulfate alteration and requisite acid fluids can be generated by several mechanisms in supergene, steam-heated and magmatic hydrothermal environments (Rye et al, 1992). Supergene acid sulfate alteration is the result of weathering of sulfide-rich rocks and commonly results in a topographically controlled alteration blanket. In steam-heated environments, sulfuric acid is produced by oxidation, above the water table, of H₂S distilled off the underlying hydrothermal system (Schoen et al., 1974) and resultant alteration assemblage is similar to that produced in the supergene environments (Rye et al., 1992).

Magmatic hydrothermal acid sulfate systems are driven by magmatic heat and have a significant magmatic fluid component, with sulfuric acid being produced by disproportionation of magmatic SO₂ with decreasing temperature. Acid sulfate alteration in these systems is generally fracture-controlled and characterized by extreme base-leaching resulting in vuggy silica zones, replacement of feldspar phenocrysts by alunite and large amounts of pyrite in the assemblage and also native sulfur (Rye et al, 1992).

There are two main hydrothermal alteration mineral types distinguished by mineralogical composition, color and structural features situated several kilometers from

MINAMIITE AND ALUNITE OCCURRENCES FORMED FROM VOLCANIC EMANATIONS

each other. The first consists principally of alunite, kaolinite and silica polymorphs within hydrothermally altered dacitic lava and pyroclastics. The second consists of minamiite which occurs locally with alunite, paragonite and quartz and rarely with kaolinite in altered andesitic rocks. In this part of the area, recent post-volcanic acidic sulfur-rich solutions can be observed in the area. Mixing of minamiitic and alunitic samples is probably related to the restricted nature of minamiite occurrences (Okada et al., 1987) and to the many volcanic eruptions of very short time duration and of different characters.

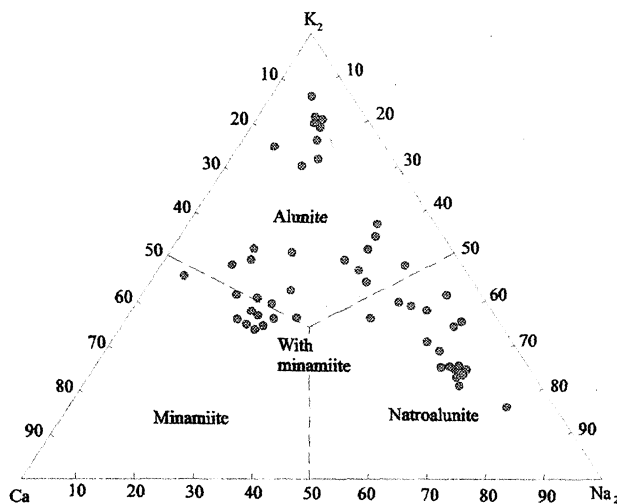


Figure 7: The relations between the chemical compositions of minamiite and alunite and natroalunite, mole % of Na₂O-K₂O-CaO component were used (Ossaka et al., 1987).

Şekil 7: Minamit-alunit-natroalunitin kimyasal bileşimleri arasındaki ilişkiler, Na₂O-K₂O-CaO in % mole içerikleri kullanılmıştır (Ossaka vd., 1987).

Alunite-group minerals may have been produced by the breakdown of feldspar in the rocks by sulfate solutions under generally acidic conditions. Reaction of strongly acidic solutions rich in SO₄²⁻ with latitic rocks produced almost pervasive alteration to opal -C/CT along the paths of high percolation, but with reaction of original structure (Wirsching et al., 1990) Alunite - group minerals, kaolinite and silica polymorphs have formed along the path of high percolation from andesitic to dacitic rocks. In other words, acidic to weakly acidic SO₄²⁻ rich fluids, which mainly contain aluminum, potassium and/or calcium besides silica and other elements, caused extensive alteration to alunite+opal or opal+minamiite+alunite in adjacent volcanic rocks. The original K-feldspar in the dacites and andesites were adequate to supply the potassium for alunite. The K₂O

and Na₂O contents of dacites in the area vary from 3.20 to 3.32 wt% and 3.11 to 3.87%, respectively (Table 2). While K₂O content of investigated volcanites is higher than calc-alkaline dacite and andesite, Na₂O is lower (Ewart, 1979). K₂O ions may be carried by hydrothermal solutions. The average CaO content of the andesitic rocks is 6.40% while 3.61% in dacites. The higher CaO contents of andesites may have led to the development of minamiite (Table 2).

It is common that certain of these minerals from acid volcanic rock precursor material in areas of intense volcanic fluids, where high H⁺ and SO₄²⁻ concentrations occur (Hemly et al., 1969). Thus, these minerals are formed by the release of the K and Ca ions from feldspar according to the following reactions (Holler, 1967):

The original K-feldspar of the dacites was adequate to supply the potassium for alunite formation. However, the K₂O contents of the dacites in the area are restricted (2.9-3.35%wt), and the source of K is, therefore, not clear. The K⁺ ion may be carried in part by hydrothermal solutions. By reactions with strongly acidic primary solutions rich in SO₄²⁺ in acidic to intermediate rocks, pervasive alteration to opal±cristobalite along high percolation zones occurred. The resulting strongly acidic solutions rich in aluminum, silicon and other elements, such as K, Ca, Na, Pb, Zn, Cu, etc., caused extensive alteration to opal + alunite in the adjacent rocks. After saturation with respect to alunite, alunite precipitated with silica minerals, then alunite was consumed and the pH of the solution increased, and kaolinite precipitated with or without alunite.

Hydrothermally altered plagioclase in andesites may yield Ca to form minamiite. Andesitic volcanites are richer in Ca²⁺ but poorer in K⁺ relative compared to the dacitic volcanics. Minamiite formation requires an environment with high Ca²⁺ activity, but intermediate Na⁺ and very low K⁺ activity (Ossaka et al., 1982, 1987). Minamiite, rather than alunite was formed when andesitic volcanic rocks were invaded by hydrothermal solutions rich in Ca²⁺ and SO₄²⁺. In the CaO-Na₂O-K₂O-Al₂O₃-SO₃-H₂O system, precipitated alunite-type compounds show occupation trends such as like alunite > natroalunite > minamiite (Ossaka et al., 1987). So, formation of minamiite only proceeded after removal of Na⁺ from the solution probably after precipitation of paragonite. In the study area, natroalunite formation is observed

and paragonite is found only rarely with minamiite in the some samples.

Sulfur isotope analyses could not be made in the study area, but the absence of secondary iron oxide and hydroxide minerals such as hematite, limonite, goetite, and the fracture-controlled morphology, and presence of abundant pyrite and native sulfur occurrences, suggest acid sulfate alteration in the region is not of supergene or magmatic hydrothermal origin. In addition to these determination, PbO, ZnO and CuO content (1-7%) were found in some alunite samples in microprobe analyses. There is no metallic mineralization in the region. These observation supports that alunite occurrences are related to steam-heated environments not a second enrichment from a black ore deposits. PbO, ZnO and CuO compounds may be carried by hydrothermal solutions from the depth. And also coarsely crystalline, loosely packed and euhedral and semieuhedral habits of alunite minerals reveal that they are in hypogene origin (Alpers and Brimhall, 1988; Bird et al. 1989).

Acid sulfate alteration produced by steam-heated waters may or may not overlie mineralization deposited at deeper levels in the system (Henley and Ellis, 1977 and Henley, 1985). The source for the hydrothermal system is unclear, but possibilities include the Erenler Dağı and other volcanics in the region.

CONCLUSIONS

It is concluded that acid sulfate alteration mineralizations have been determined of Upper Tertiary high-K calc-alkaline andesitic-dacitic rocks in the region south west of Konya occurred in a steam-heated environment, magmatic-steam components, rather than in a supergene or magmatic hydrothermal environment. The alteration assemblages, such as alunite, minamiite, natroalunite, kaolinite, halloysite, and paragonite, clearly indicates that large volumes of acidic fluids were generated at shallow depths and there is a good evidence that sulfur-rich solutions were venting to the paleosurface during the lifespan of the hydrothermal system. Alunite occurrences were observed mainly in altered dacitic volcanic rocks while minamiite occur in dacitic volcanic rocks. Whereas alunite is generally associated with halloysite or kaolinite, minamiite occurs principally with paragonite.

ACKNOWLEDGEMENTS

This investigation was made possible partly through the financial support of TÜBİTAK (The Scientific and Technical Research Council of Turkey). The author thanks the staff of the different laboratories (Hacettepe and Middle East Technical University, and General Director of Mineral Research and Exploration) at which analyses were carried out.

REFERENCES

- Alpers, C.N. and Brimhall, G.H. (1988). Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: Evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100, 1640-1656.
- Bird, M.I., Andrew, S.A., Chivas, A.R. and Lock, D.E., (1989). An isotopic study of surficial alunite in Australia: 1. Hydrogen and sulphur isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 3223-3237.
- Brown, G.C., Hughes, D.J. and Esson, J. (1973). New XRF data retrieval techniques and their application to U.S.G.S. standard rocks. *Chemical Geology*, 11, 223-229.
- Cho, H.G., Kim, S.J. and Choi, H. (1994). Thermal investigation of alunite from the Sungasan mine, Korea. *Neues Jahrbuch Mineralogie Monatshefte*, 2, 67-75.
- Çelik, M. Temel, A. Tunoğlu, C. and Orhan, H. (1994). Konya-Doğanbey-Şeydişehir- Akviran arasındaki bölgelerde yer alan kil yataklarının özellikleri ve ekonomik öneminin araştırılması. TÜBİTAK YD-ABÇAG 0040/DPT, 86p, (unpublished) (in Turkish).
- Çelik, M. Temel, A., Orhan, H. and Tunoğlu, C., 1997. Economic importance of clay and aluminum sulfate occurrences in west-southwest of Konya. *Turkish Journal of Earth Science*, 6:2, 85-94.
- Ewart, A., 1979. A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, latitic, and related salic volcanic rocks, In F. Barker, ed., *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*, Amsterdam: Elsevier, 13-211.

MINAMIITE AND ALUNITE OCCURRENCES FORMED FROM VOLCANIC EMANATIONS

- Hemley, J.J., Hostetler, P.B., Gude, A.J. and Mountjoy, W.T. 1969. Some stability relations of alunite, *Economic Geology*, 64, 599-612.
- Henley, R.W. and Ellis, A.J., 1983. Geothermal systems ancient and modern: a geological review. *Earth Science Review*, 19, 1-50.
- Henley, R.W., 1985. The geothermal framework of epithermal deposits. *Review, Economic Geology*, 2, 1-24.
- Holler, H. 1967. Experimentelle Bildung von Alunit-Jarosit. *Contribution Mineralogy and Petrology*, 15, 309-329.
- JCPDS, 1993. Mineral Powder Diffraction File Database. Joint Committee on Powder Diffraction Standards, Swarthmore, Pa., 781 pp.
- Keller, J., Jung, D., Burgal, K. and Welf, R., 1977. Konya'nın Neojen devri kalkalkali volkanizmasının jeolojisi ve petrolojisi (Erenler Dağı-Alaca Dağı Orta Anadolu). M.T.A. Genel Müdürlüğü Arşiv No: R. 129, (unpublished) (in Turkish).
- Keller, W.D. and Matlack, M., 1990. The pH of clay suspensions in the field and laboratory and methods of measurement of their pH. *Applied Clay Science*, 5, 123-133.
- Okada, K., Soga, H., Ossaka, J. and Otsuka, N., 1987. Synthesis of minamiite type compounds. $Mo_5Al_3(SO_4)_2(OH)_6$ with $M=Sr^{2+}$, Pb^{2+} and Ba^{2+} . *N.Jb. Miner. Mh.*, 64-70.
- Ossaka, J., Hirabayashi, J., Okada, K., Kobayashi, R. and Hayashi, T., 1982. Crystal structure of minamiite, a minamiite, a new mineral of the alunite group. *Amer. Miner.*, 67, 114-119.
- Ossaka, J., Otsuka, N., Hirabayashi, J.I., Okada, K., and Soga, H., 1987. Synthesis of minamiite, $Ca_{0.5}Al_3(SO_4)_2(OH)_6$. *Neues Jahrbuch Mineralogie Monatshefte*, 2, 49-63.
- Özgünere, A.M., 1987. Konya-Kızıllören-Sağlık Şeylik Tepe ve Tekneninkafa Tepe bentonit, kaolen ve karofayans hammaddesi silisifiye tüfit yatakları. M.T.A. Genel Müdürlüğü Arşiv No: 8171, (unpublished) (in Turkish).
- Paterson, E., Swaffield R., 1987. Thermal analysis. In: *A handbook of determinative methods in clay mineralogy*, 99-133. Wilson, M.J. (ed), Blackie, London.
- Pirajno, F., 1992. *Hydrothermal mineral deposits: Principles and fundamental concepts for Exploration geologist*. Springer-Verlag, Berlin. 709s.
- Rye, R.O., Bethke, P.M. and Wasserman, M.D., 1992. The stable isotope geochemistry of acid sulfate alteration. *Economic Geology*, 87, 225-262.
- Russell, J.D. and Fraser, A.R., 1994. Infrared methods. In: *Clay mineralogy: Spectroscopic and chemical determinative methods*, 11-64. Wilson, M.J. (ed), Blackie, London.
- Schoen, R., White, D.E. and Hemley, J.J., 1974. Argillation by descending acid at Steamboat Spring, Nevada. *Clays and Clay Minerals*, 22, 1-22.
- Sevgil, B., 1979. Konya ilçesi Sille ilçesi Tekkeli Dağ Bentonit Raporu, M.T.A. 6530, (unpublished) (in Turkish).
- Sevgil, B., 1981. Konya ili merkez ilçesi-Sağlık köyü bentonit raporu. M.T.A. Rap. 6586, (unpublished) (in Turkish).
- Slansky, E., 1975. Natroalunite and alunite from White Island volcano, Bay of Plenty, New Zealand. *N.Z.J. GeolGeophys.* 18,285-293.
- Suludere, Y., Aydoğan, N., Özgüner, A.M. and Atilla, A., 1986. Tocak yaylası (Konya-Beyşehir-Damlapınar) kaolen sahası, Dülger kışlağı (Konya-Seydişehir-Çavuş) ve Helaloğlu yaylası (Konya-Beyşehir-Doğanbey) bentonit sahalari maden jeolojisi raporu. M.T.A. 2057, 58, (unpublished) (in Turkish).
- Temel, A., Gündoğdu, N.M. and Gourgaund, A., 1998. Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 327-354.
- Weaver, C.E., 1989. *Clays, Muds, and Shales*. Elsevier, *Developments in Sedimentology* 44, 819s.

Makalenin geliş tarihi: 10.12.1998

Makalenin yayma kabul edildiği tarih : 13.08.1999

Received December 10, 1998

Accepted September 13, 1999



Söke Çevresi (Aydın) Geç Erken Miyosen ve Kuvaterner Yaşlı Küçük Memelileri: Ön Sonuçlar

Late Early Miocene and Quaternary small mammals in the surroundings of Söke (Aydın): Preliminary results

Engin ÜNAY
Fikret GÖKTAŞ

Cumhuriyet Üniversitesi, Antropoloji Bölümü, 58140 Sivas
MTA Ege Bölge Müdürlüğü, Bornova, 35042 İzmir

Öz

Söke çevresinde Geç Senozoyik çökelleri Söke, Dededağ ve Savulca formasyonlarından elde edilen küçük memelilere dayalı olarak Geç Erken Miyosen ve Kuvaterner olarak yaşlandırılmıştır. Söke Formasyonu'na ait Söke faunası ve Dededağ Formasyonu'na ait Dededağ faunası Orleaniyen (Geç Erken Miyosen) yaşlıdır ve MN4 memeli zonuyla korele edilebilir. Savulca Formasyonu'ndan elde edilen Kemalpaşa Mahallesi-I faunası Erken Bihariyen (Erken Pleyistosen), Kemalpaşa Mahallesi-II faunası Toringiyen (Orta-Geç Pleyistosen) ve Burçaktepe faunası ise Geç Erken Bihariyen-Güncel olarak yaşlandırılmışlardır. Söke faunasında yeni bir tür -*A Ibertona aegeensis* - tanımlanmıştır.

Anahtar Sözcükler : Biyokronoloji, Geç Erken Miyosen, Kuvaterner, Küçük memeliler, Söke (Aydın)

Abstract

*The Late Cenozoic sediments in the surroundings of Söke are assigned to the Late Early Miocene and Quaternary on the basis of small mammals from the Söke, Dededağ and Savulca formations. The Söke fauna from the Söke Formation and the Dededağ fauna from the Dededağ Formation are correlated with the Orleanian (Late Early Miocene) and the MN4 mammal zone. The Kemalpaşa Mahallesi-I and the Kemalpaşa Mahallesi-II faunas from the Savulca Formation suggest Early Biharian (Early Pleistocene) and Toringian (Middle-Late Pleistocene) ages, respectively. The Burçaktepe fauna indicates a Late Early Biharian-Recent age. In the Söke fauna, a new species - *A Ibertona aegeensis* - is described.*

Key Words: Biochronology, Late Early Miocene, Quaternary, Small mammals, Söke (Aydın).

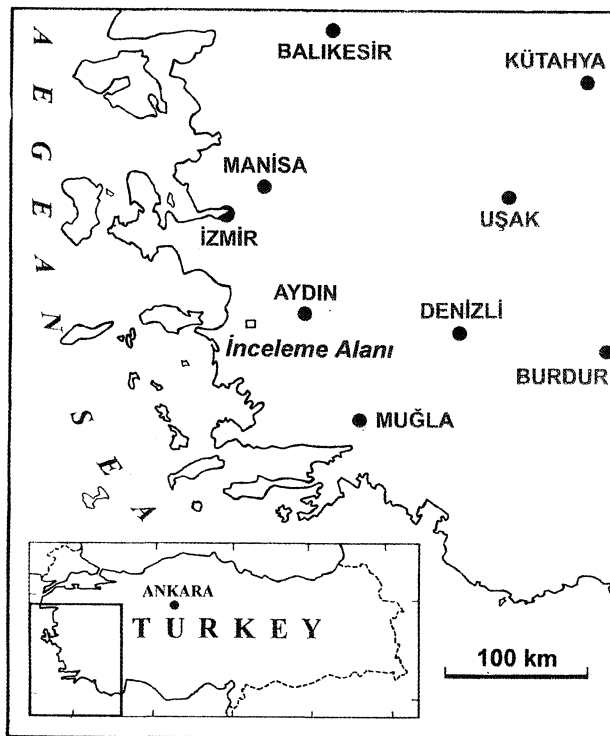
GİRİŞ

Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüdüleri Dairesi'nin "1/500.000 ölçekli Jeoloji Haritaları Projesi (Denizli paftası)" kapsamındaki Senozoyik çalışmalarının bir parçasını oluşturan bu çalışma, Söke ilçesinin çevresinde yer alan yaklaşık 45 km²'lik bir alanda, Aydın M 18b3, e1, c2 paftalarının bir bölümünde, yürütülmüştür (Şekil 1 ve 2).

Çalışmanın amacı, litostratigrafik özellikleri Göktaş (1998) tarafından tanımlanan Geç Senozoyik birimlerinin küçük memeli faunalarıyla biyokronolojik konumlarını saptamaktır.

Söke havzasındaki Neojen çökellerine yönelik ayrıntılı çalışmalar Nebert (1995)'le başlamıştır. Bu araştırmacıya göre, Miyosen tortullaşması aralarında uyumsuzluk bulunan "Alt Seri" ve "Üst Seri" çökellerinden oluşur. Üst Seri çökellerini uyumsuzlukla örten Pliyosen tortul istifi "Cardium'lu kumlar"la simgelenir. Yöredeki bazaltik volkanitler Üst Seri çökelleriyle Cardium'lu kumlar araşma yerleşmiştir. Ternek (1959), Nebert (1995)'in Cardium'lu kumlarının Pleyistosen yaşlı olduğunu ileri sürer. Ancak, Ternek'in verdiği fauna listesindeki mollusk ve ostrakodların stratigrafik dağılımları geniştir; mikro faunadaki *Elphidium nigorense* ve *Elphidium cf. Lidanse* Holosen

türleridir. Becker-Platen ve Löhnert (1972), Nebert (1955)'in tanımladığı Cardium'lu kumlan Akdeniz'e ilişkin bir Geç Pliosen ya da Pleystosen ingresyonunun kanıtı olarak yorumlamışlardır. Bölgenin jeotermal enerji olanaklarını araştıran Yüksel (1971) ve Keskin (1972)'e göre, Neojen tortullaşması Orta Miyosen-Pliosen aralığında gerçekleşmiştir. Ercan ve diğ. (1986) bölgedeki Tersiyer'in Miyosen yaşlı karasal Söke Formasyonu, Balatçık Volkanitleri ve Hisartepe Volkanitleri'yle temsil edildiğini belirtirler.

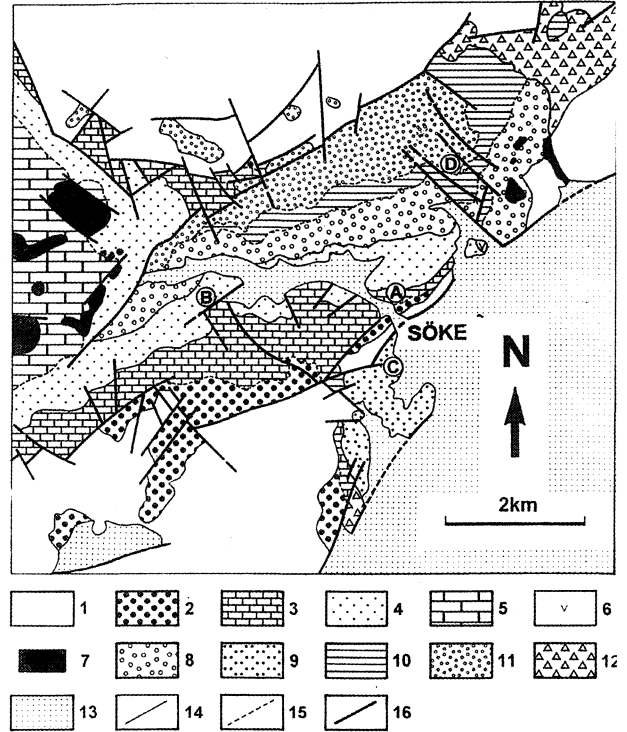


Şekil 1: Yer bulduru haritası.
Figure 1: Location map.

Büyük Menderes grabeninin kuzey kenarındaki D-B grabenleşme ile yaşıt tortullarda MTA Genel Müdürlüğü'nün "Menderes Masifi Maden Aramaları projesi" kapsamında küçük memeli araştırmaları yapılmış ve Geç Villaniyen-Bihariyen yaşları elde edilmiştir (Ünay ve diğ., 1995; Ünay ve De Bruijn, 1998). Büyük Menderes grabeninin batısında bulunan Söke çevresinde doyurucu öncel paleontoloji verilerinin bulunmayışı bu çalışmanın konusu olan küçük memeli araştırmasının gerekçesini oluşturmuştur.

Küçük memeli diş ölçüleri milimetrenin onda biri olarak verilmiştir.

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



Şekil 2: Çalışma alanının yalınlaştırılmış jeoloji haritası (Göktaş, 1998). 1. Temel kayalar, 2. Kösele Formasyonu, 3. Söke Formasyonu, 4. Dededağ Formasyonu, 5. Kuşadası Formasyonu, 6. Balatçık Volkanitleri, 7. Hisartepe Volkanitleri, 8. Kartaltepe Formasyonu, 9. Savulca Formasyonu, 10. Sultaniye Üyesi, 11. Burçaktepe Üyesi, 12. Yamaçköy Formasyonu, 13. Holosen, 14. Uyumsuz dokanak, 15. Geçişli dokanak, 16. Normal fay, A) Söke lokalitesi, B) Dededağ lokalitesi, C) Kemalpaşa Mahallesi I-II lokaliteleri, D) Sultaniye lokalitesi.

Figure 2: Simplified geological map of the study area (Göktaş, 1998). 1) Basement rocks, 2) Kösele Formation, 3) Söke Formation, 4) Dededağ Formation, 5) Kuşadası Formation, 6) Balatçık Volcanics, 7) Hisartepe Volcanics, 8) Kartaltepe Formation, 9) Savulca Formation, 10) Sultaniye Member, 11) Burçaktepe Member, 12) Yamaçköy Formation, 13) Holocene, 14) Unconformable contact, 15) Gradational contact, 16) Normal fault. A) Söke locality, B) Dededağ locality, C) Kemalpaşa Mahallesi I-II localities, D) Sultaniye locality.

STRATİGRAFİ

Söke havzasındaki karasal "Neojen tortulları" (Şekil 3), alttan üste, alüvyal Kösele Formasyonu, göl sel Söke Formasyonu, fluvial Dededağ Formasyonu ve gölsel Kuşadası Formasyonu'ndan oluşur. Dededağ Formasyonu düşük açılı uyumsuzlukla Söke Formasyonu'nu üzerler. Geç Miyosen yaşındaki Dasit

SÖKE ÇEVRESİ KÜÇÜK MEMELİLERİ

| SERİ SERIE | GRUP GROUP | FORMASYON FORMATION | ÜYE MEMBER | KALINLIK (m) THICKNESS (m) | KAYATÜRÜ LITHOLOGY | AÇIKLAMALAR EXPLANATIONS |
|---------------------------------------|----------------|------------------------|---------------|-------------------------------|----------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| LATE PLIOCENE - PLEISTOCENE | BÜYÜK MENDERES | YAMAÇ-KÖY | | 100 | | Bloktaşı, kaba çakıltaşı Blocstone, coarse conglomerate |
| | | SAVULCA | BURÇAK-TEPE | 50 - 250 | | KEMALPAŞA-II Kumtaşı, silttaşı, kiltası Conglomerate - sandstone alternation |
| | | | SULTA-NIYE | 0 - 150 | | KEMALPAŞA-I Sandstone, siltstone, claystone |
| | | KARTALTEPE | | 300 - 350 | | Egemen çakıltaşı Predominantly conglomerate |
| | | LATE MIOCENE | | HİSARTEPE VOLK. | | |
| | BALATCIK VOLK. | | | | Dasit lavı Dacitic lava | |
| LATE EARLY MIOCENE - ? MIDDLE MIOCENE | | KUŞADASI | | 200 > | | Killi kireçtaşı, karbonatlı kiltası-silttaşı kumtaşı Clayey limestone, limy claystone-siltstone, sandstone |
| | | DEDEDAĞ | | 400 - 600 | | Çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı, kiltası Conglomerate, sandstone, siltstone, claystone |
| | | SÖKE | | 100 - 400 | | SÖKE Killi kireçtaşı Clayey limestone |
| | | KÖSELE | | 50 - 450 | | Kömür Coal Egemen çakıltaşı, kumtaşı Predominantly conglomerate, sandstone |

Şekil 3: Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafisi (Göktaş, 1998).

Figure 3: Generalized stratigraphic succession of the study area (Göktaş, 1998).

bileşimli Balatçık Volkanitleri ile bazaltik andezit ve andezit bileşimli Hisartepe Volkanitleri Kuşadası Formasyonu'nu kesen ve üstleyen konumdadır. Büyük Menderes grabenleşmesine ilişkin Geç Pliyosen-Pleyistosen tortullaşmasını kapsayan Büyük Menderes Grubu (Göktaş, 1998), alttan üste, alüvyal Kartaltepe Formasyonu, fluviyodeltaik ve gölssel Savulca Formasyonu ve alüvyal Yamaçköy Formasyonu'nundan oluşur. Savulca Formasyonu, gölssel Sultaniye Üyesi ile fluviyal Burçaktepe Üyesi'ne bölünür.

Küçük memeli bulguları, alttan üste doğru sırasıyla, Söke Formasyonu (Söke Lokalitesi), Dededağ Formasyonu (Dededağ lokalitesi), Savulca Formasyonu (Kemalpaşa I-II lokaliteleri) ve Burçaktepe Üyesi'nden (Burçaktepe lokalitesi) derlenmiştir.

Söke Formasyonu

Birim sarımsı renkli ve düzgün katmanlı gölssel kireçtaşı ile simgelenir ve kıltaşı, silttaşı, kumtaşı, kömür ve az oranda çakıltaşı aradüzeyleri kapsar.

Killi kireçtaşı sarımsı renkli, ince-orta düzgün katmanlı, paralel laminalı ya da iç yapısızdır ve iyi pekişmiştir; *Unio* sp. ve küçük tatlı su gastropodları kapsar. Karbonatlı kıltaşı ve silttaşı, killi kireçtaşı egemen istifinde ara düzeyler olarak bulunur; genellikle zeytin yeşili renkli, değişen oranlarda karbonatlı ve organik maddeli, çoğunlukla iç yapısız, gastropodlu ve *Unio* sp.'li, yersel linyit laminalı ve bitki kalıntılıdır ve orta derecede pekişmiştir. Kumtaşı, zeytin yeşili ya da sarımsı gri renkli, masif, genellikle ince ve orta kum, yersel kaba kum boyutlarında, tane destekli, iyi boylanmış ve orta derecede pekişmiştir. Ufak çakıltaşı, tortul istifin üst 50 m.'si içinde seyrek ara düzeyler olarak bulunur; sarımsı kahverenkli, çapraz katmanlı ya da masif, 1 cm ortalama çakıl boyutlu ve orta-iyi pekişmiştir. Kömür, birimin en alt bölümünde, yanal kalınlık değişimli beş ayrı damar şeklinde bulunur.

Birim dereceli dokanakla Kösele Formasyonu'nun üstünde yer alır. Dededağ Formasyonu uyumsuz olarak Söke Formasyonu'nu üstler.

Dededağ Formasyonu

Birim çakıltaşı - kumtaşı ve silttaşı - kıltaşı devresel araldanmasıyla simgelenen fluviyal çökellerden oluşur. Tortul istifin alt bölümü çakıltaşı-kumtaşı araldanmasından, üst bölümü kumtaşı-kıltaşı - silttaşı araldanmasından yapılıdır.

Çakıltaşı tortul istifin alt bölümünde egemendir ve alttan üste iri çakıltaşıdan ufak çakıltaşına derecelenir. Yanal ve düşey yönde kumtaşı derecelenme ler olağandır. Birimin alt dokanağma yakın kesimler blokludur ve Söke Formasyonu'ndan türeme bileşenler (lag deposits) kapsar. Çakıltaşı gri renkli, masif, tane destekli, orta-iyi boylanmış ve orta derecede pekişmiştir. Karakteristik olarak çakıllar iyi yuvarlaktır. Kumtaşı çakıltaşıyla birlikte bulunur; yeşilimsi gri renkli ya da kırmızımsı, çoğunlukla ufak çakıllı, biyotürbasyonlu, tane destekli, orta-iyi boylanmış ve orta-iyi pekişmiştir. Çakıllı kumtaşı fluviyal sistemin kanal dolguları ya da bar bileşenleridir; sarımsı gri renkli, büyük ölçek çapraz katmanlı genellikle kaba kum boyutlarında, tane destekli, iyi boylanmış ve karakteristik olarak zayıf pekişmiştir. Silttaşı ve kıltaşı fluviyal sistemin taşkın düzlüğü çökelleridir; zeytin yeşili ya da bej renkli, paralel laminalı ya da masif, değişen oranlarda karbonatlı ve organik maddeli, yersel gastropodlu ve orta derecede pekişmiştir. Oosparit tortul istifin içinde tekçe ara düzeyler olarak bulunur.

Birim düşük açılı uyumsuzlukla Söke Formasyonu üzerine gelir. Kuşadası Formasyonu dereceli olarak Dededağ Formasyonu'nu üstler.

Savulca Formasyonu

Birim kumtaşı ve çamurtaşı ardışık istiflerle simgelenen delta düzlüğü çökellerinden oluşur. Birim Nebert (1995)'in tanımladığı "Cardium'lu kumlar" in eşleniğidir. Ayrımlı kaya özellikleri nedeniyle birimin gölssel bölümü Sultaniye Üyesi, fluviyal bölümü ise Burçaktepe Üyesi olarak ayrırtlanmıştır.

Kumtaşı, çoğunlukla, kaba kum boyutunda, sarımsı gri renkli, büyük ölçek çapraz katmanlı ya da masif, yüksek dokusal olgunlukta, iyi boylanmış, tane destekli, çakıcık ve az oranda ufak çakıl içerikli ve az pekişmiştir. Çamurtaşı silttaşı, kıltaşı ve bağıl oranları saptanamayan kil/silt karmalarından oluşur; taşkın düzlüğünü simgeler, çökeller yeşilimsi gri renkli, organik madde içeriğinin yüksek olduğu kesimlerde koyu kahve renkli, genellikle masif, denizel pelesipod ve gastropodlu, tekçe büyük memeli kalımlı ve değişen oranlarda karbonatlıdır.

Birim temel kayaları ve Söke Formasyonu üzerinde uyumsuzdur; Geç Pliyosen-Erken Pleyistosen yaşlı alüvyal Kartaltepe Formasyonu'nu yanal ve düşey geçiş ilişkisiyle üstler. Savulca Formasyonu Yamaçköy Formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenir.

SÖKE ÇEVRESİ KÜÇÜK MEMELİLERİ

Burçaktepe Üyesi

Çakıltaşı-kumtaşı ardalanmasıyla simgelenen astbirim, Savulca Formasyonu'nun flüviyal eşdeğeri. Ufak çakıltaşı yanal ve düşey yönde kaba kumtaşına derecelenir; çoğunlukla yeşilimsi gri renkli, masif, aşınmalı tabanlı, tane destekli, orta-iyi boylanmış ve zayıf-orta pekişmiştir. Kaba kumtaşı ufak çakıltaşı ile birlikte bulunur; sarımsı gri ya da yeşilimsi gri renkli, çapraz katmanlı ya da masif, tane destekli, iyi boylanmış ve az pekişmiştir. İnce kumtaşı sarımsı gri renkli, karakteristik olarak yoğun biyotürbasyonlu, paralel laminalı, çapraz laminalı ya da masif, gastropodlu ve bitki kırıntılı, genellikle iyi boylanmış, yersel olarak orta ve kaba kum içerikli, orta derecede pekişmiştir.

Astbirim Savulca Formasyonu'nun görsel bölümünü oluşturan Sultaniye Üyesi'ni dereceli olarak üzerler. Genelleştirilmiş stratigrafi düzeninde, Ortaklar Formasyonu (Göktaş, 1998), Burçaktepe üyesini aşınmalı uyumsuzlukla üstler.

PALEONTOLOJİ

Lokalite : SÖKE (M18-b3; X:79.17 Y:35.22).

Stratigrafik düzey : Söke küçük memeli faunası Söke Formasyonu'nun karbonatlı ki İtasi ve siltaşı ara düzeyleri içinde bulunur.

Fauna : *Cricetodon* aff. *tobieni*
Democricetodon n.sp.
Megacricetodon cf. *primitivus*
"Lartetomys" sp.
"Spanocricetodon" sp.
Anomalomys sp. (minor grubu)
Glirulus sp.
Debruijnina n. sp.
A Ibertona aegeensis n. sp.
Schizogalerix sp.
Talpidae gen. et. sp. indet

Yaş ve Tartışma : Söke *Cricetodon* 'w (62 Mİ: 24.4-28.7x15.6-19.5, 83 M2: 16.8-20.7x16.0-19.5, 62M3: 13.2-17.5x14.3-17.1, 57ml: 19.5-23.8x13.8-16.9, 78m2: 18.9-23.4x16.0-19.2, 68m3: 17.8-22.5x14.2-18.1) boy olarak Horlak-Ia'dan tanımlanan (De Brujin ve diğ., 1993) *Cricetodon tobieni*'ye uyar. Ancak, *C. tobieni* M1'leri üç köklüdür ve Söke *Cricetodon*'unun 31 Mİ'inden beşinin dört köklü oluşu ve daha gelişmiş ön ektoloflan 'aff. tayinimizin nedenidir.

Megacricetodon molerleri (16M: 13.0-15.9x8.6-10.5, 23M2: 9.4-12.1x8.2-10.2, 1M3: 7.5x9.7, 14M1: 12.1-14.1x8.0-9.2, 28m2: 9.9-12.7x8.0-10.4, 9m3: 9.6-10.5-7.7-8.6) morfoloji ve boy olarak *Megacricetodon primitivus* türünün varyasyon alanı içindedir (Levha II, Şekil 1-3). 17 ml'den hiç aşınmamış ikisinin anteroconid'inin çok hafif bölünmüş olması cf. tayinimizin nedenidir.

Söke *Democricetodon*'u (İMİ: 16.8x10.6, 2m1: 14.6-14.8x9.8-10.0, 2m2: 11.0-11.3x9.0-9.5) boy ve morfoloji olarak Aliveri *Democricetodon*'unun varyasyon alanı içindedir ve bu iki topluluk yeni bir türü temsil etmektedir (T. Konstantinos, sözlü görüşme).

Lartetomys (2M1: 20.9x13.4-13.5, 2M2: 15.3-15.5x13.2-14.1, 2M3: 10.4-10.9x11.5-11.9, 3m1: 17.1-18.0x11.6-12.7, 3m2: 15.5-16.7x12.9-14.2, 2m3: 12.6-14.0x10.9-11.4) (Levha II, Şekil 8, 10-12) ve *Spanocricetodon* (M2: 13.0x11.5) (Levha II, Şekil 6, 7, 9) benzeri iki yeni cricetid cinsi Söke faunasında temsil edilmektedir (T. Konstantinos, sözlü görüşme).

Tek *Anomalomys* M2'si (12.9x10.6) olarak 'minor' grubu içindedir. Söke *Debruijnina*'sının yanak dişleri (2M1: 21.0-23.2x15.5-17.7, 6M2: 18.0-20.7x16.3-19.4, 2M3: 14.8-16.2x15.2-16.2, 3M2: 20.7-24.0x18.0-21.2, 3M3: 19.9-20.8x15.5-18.7) Keseköy'den tanımlanan (Ünay, 1996) *D. arpati'nin* M1'lerinden daha kısadır (Levha II, Şekil 4-5). Bu özellikler Söke türünün daha ileri bir evrimsel aşamada olduğunu gösterir.

Glirulus (İMİ: 9.5x10.1, 1M2: 10.0x11.1, İmi: 11.7x11.1, İm2: 11.0x10.5) M1-2'si dokuz sırtlı, tam endolof lu ve labial olarak serbest ön centrolof ludur. Ön centrolof Mİ'de endolof tan da bağımsız, M2'de ise endolof a bağlıdır, m² dokuz sırtlıdır.

Söke lagomorf u (Levha III, Şekil 1-10) iki fleksüslü P2'si, stria'lı ve mezofleksüs'süz P3'ü ve p3'de hiç gelişmemiş ya da zayıf gelişmiş anterokonid'li ve çok gelişkin metafleksidii morfotiplerin varlığından dolayı *A Ibertona* cinsine aittir. Bu tür Aliveri'den tanımlanan *A Ibertona balconieddan* (Lopez-Martinez, 1986) p3'de gelişmiş anterokonid'li ve gelişmemiş ya da az gelişmiş metafleksid'li morfotiplerin egemenliği bakımından farklıdır (EK bölümüne bakınız).

Söke faunasında bulunan *Cricetodon* aff. *tobieni*, *Megacricetodon* cf. *primitivus*, *Anomalomys* cf. *minor* türleri Avrupa ve Doğu Akdeniz'de MN4 faunalarından bilinirler. *M. primitivus* ve *Democricetodon* türü ise Söke

ve Aliveri (MN4, Yunanistan) topluluklarının ortak bileşenleridir. Keseköy'de (MN3) bulunan *D. arpat* Vden daha evrimsel bir *Debnijnia* türünün Söke lokalitesindeki varlığı da MN4 zonuna belirtir. *Albertona aegeensis* Aliveri lokalitesinden tanımlanan *A. balcanic* Man daha gelişkin bir evrimsel bir aşamayı yansıtmaktadır. Bütün bu bulgular Söke faunasının Orleaniyen (Geç Erken Miyosen) yaşlı olduğunu ve MN4 memeli zonuyla korele edilebileceğini gösterir.

Lokalite : DEDEDAĞ (M18-Cİ; x: 78.17, Y: 31.60)

Stratigrafik Düzey : Dededağ küçük memeli faunası, Dededağ Formasyonu'nun silttaşı ve kiltası düzeyleri içinde bulunur.

Fauna : *Cricetodon n. sp.*

Megacricetodon prim it iv us

Anomalomys aliveriensis

? *Vasseuromys sp.*

Sciuidae gen. et sp. inde t

Debnijnia sp.

A Ibertona cf. aegeensis

Schizogalerix sp.

Yaş ve Tartışma : Dededağ *Cricetodon*'u (2M1: 27.9-29.3x19.4-20.0, 8M2: 21.0-22.6x18.2-19.5, 3M3: 16.5-17.7x16.0-17.0, 4m1: 24.0-25.7x15.5-16.2, 7m2: 21.0-22.5x18.0-19.3, 2m3: 21.0-23.4x16.1-17.5) dişlerinin daha büyük boyu, daha yüksek taç yapısı, üst dişlerin daha gelişmiş ektolofları, M1'de daha modern metalof-posterolof bağlantısı nedeniyle *C. kasaplıgılı*, *C. tobieni* ve *C. aliveriensis**ten evrimsel olarak daha gelişkin; daha küçük boyu, daha düşük taç yüksekliği ve daha az gelişkin ektoloflarıyla *C. pasalar* ns is'ten evrimsel olarak daha gelişkin; daha küçük boyu, daha düşük taç yüksekliği ve daha az gelişkin ektoloflarıyla *C. pasalar* ns is'ten evrimsel olarak daha ilkindir (Levha II, Şekil 4-6).

Megacricetodon (6M1: 14.0-14.7x8.7-9.3, 8M2: 9.7-10.5x8.7-9.6, 1M3: 8.2x8.7, 7m1: 11.5-13.0x7.1x8.6, 4m2: 9.5-11.0x8.3-9.3, 1m3: 10.7x9.1) boy ve morfoloji olarak MN4 memeli zonuna yerleştirilen tip lokalite Valtorres ve Aliveri'den tanımlanan (Freudenthal, 1963, Klein Hofmeijer ve De Bruijn, 1988) *Megacricetodon primitivus**un varyasyon alanı içindedir.

Anomalomys yanak dişleri (İMİ: ? 14.5x?9.9, 2m2: 12.8-13.5x9.9-10.5, 3m3: 9.6-11.0x8.3-88) boy ve morfolojik olarak Aliveri'den tanımlanan (Klein

Hofmeijer ve De Bruijn, 1985) *A. aliveriensis*'e tam olarak uyar (Levha I, Şekil 1-3).

Debnijnia türünün (İMİ: 22.5x16.7, 2M2: 19.2-21.5, 2M3: 14.9-16.5x13.0-15.4, İmi: 21x-, 1m2: 23.2x19.0, 1m3: 21.5x18.5) bulunduğu evrimsel aşama Söke'den bulunan *Debnijnia* türününkine uyar (Levha I, Şekil 7-8).

Glirid P4'ü (9.5x7.4) yedi, mi'i (13.2x10.5) 11 sırtlıdır ve olasılıkla *Vasseuromys* cinsine aittir.

Dededağ lagomorf (11P2: 5.5-9.5x8.5-10.7, 21P3: 11.5-14.7x18.0-24.5, 18p3: 11.5-14.7x13.0-17.0) Söke lagomorfuna çok benzer (Levha III, Şekil 11-21). Ancak Söke türünde p3 için sözü edilen apomorfik karakterler Dededağ lagomorfunda frekans olarak daha fazla artmakta ve plesiomorfik, anterokonid'siz ve derin metafleksid'li morfotipler tamamen ortadan kalkmaktadır. Bunlar Dededağ lagomorfunun Söke lagomorfundan daha fazla evrim geçirmiş olduğunu gösteriyor. Daha çok örnek elde edilinceye kadar Dededağ topluluğu yeni bir tür olarak değerlendirilmemiş, ancak Söke topluluğu ile olan farkını göstermek için de 'cf' olarak tayin edilmiştir.

Söke ve Dededağ faunalarının bir çok ortak cins ve türe sahip oluşu bu iki faunanın yaşlarının birbirine yakın olduklarını belirtir. Ancak, Dededağ *Cricetodon*'u ve *Albertona'smm* evrimsel bakımdan Söke *Cricetodon* ve *A/?/?<9/?a*'sından daha ileri aşamada bulunmaları Dededağ faunasının Söke faunasından daha genç olduğunu gösterir. Bu durum, Dededağ Formasyonu'nun Söke Formasyonu'nu üzerlemesi çerçevesinde ve aradaki düşük açılı uyumsuzluk ile desteklenir (Şekil 3).

Ancak, istatistiksel farklılıklara karşın Dededağ faunası MN4 zonu içinde, geç MN4 olarak değerlendirilmelidir. Bunun nedeni bu faunada *Megacricetodon primitivus* ve *Anomalomys aliveriensis* türlerinin varlığıdır. Dolayısıyla, Dededağ faunası da, Söke faunası gibi Orleaniyen (Geç Erken Miyosen) yaşlıdır ve MN4 memeli zonunu temsil eder.

Lokalite : KEMALPAŞA MAHALLESİ-I (M 18-c2; X: 77.95, Y: 35.17 çevresi)

Stratigrafik düzey: Kemalpaşa Mahallesi - I faunası, Savulca Formasyonu'nun çamurtaşı düzeyleri içinde bulunmuştur.

SÖKE ÇEVRESİ KÜÇÜK MEMELİLERİ

Fauna : *Kalymnomys cf. major*
Microtus (Tibericola) aff. jordanica
Apodemus mystacinus
Apodemus sylvaticus /A. flavicollis
Soricidae gen. et sp. indet

Yaş ve Tartışma

Bu lokalitenin faunası Erken Bihariyen (Erken Pleyistosen) yaşlıdır (Ünay ve diğ., 1995; Ünay ve De Bruijn, 1998).

Lokalite : **KEMALPAŞA MAHALLESİ -II**
(Kemalpaşa Mahallesi-I lokalitesiyle aynı)

Stratigrafik Düzey

Kemalpaşa Mahallesi-II faunası, Savulca Formasyonu'nun çamurtaşı düzeyleri içinde bulunmuştur.

Fauna : *Arvicola* sp.

Yaş ve Tartışma

Bu lokalitenin faunası Toringiyen (Orta - Geç Pleyistosen) yaşlıdır (Ünay ve diğ., 1995; Ünay ve De Bruijn, 1998),

Lokalite : **BURÇAKTEPE** (m18-B3; X: 81.40, Y: 36.30)

Stratigrafik Düzey

Kemalpaşa Mahallesi-II faunası, Savulca Formasyonu'nun çamurtaşı düzeyleri içinde bulunmuştur.

Fauna : *Microtus* sp.

Yaş ve Tartışma

mi dört kapalı üçgeniidir (triangle), t5-t6 bakışını da (confluence) dardır. Bu modern morfotip Geç Erken Bihariyen-Güncel *Microtus* türlerinde görülür. Bulgu yeri yakınlarında bulunan bir *Equus* sp. kalıntısı da bu yaşı destekler (Saraç'la sözlü görüşme).

SONUÇLAR

Söke çevresinde yer alan Söke, Dededağ ve Savulca Formasyonları küçük memelilere dayanılarak yaşlandırılmıştır. Söke Formasyonu ve Dededağ Formasyonu Orleaniyen (Geç Erken Miyosen) yaşlıdır ve MN4 memeli zonuyla korele edilebilir. Savulca

Formasyonundan elde edilen Kemalpaşa Mahallesi-I faunası Erken Bihariyen (Erken Pleyistosen), Kemalpaşa Mahallesi-II faunası Toringiyen (Orta - Geç Pleyistosen) ve Burçaktepe faunası ise Geç Erken Bihariyen-Güncel yaşlıdır.

KATKI BELİRTME

Birinci yazar küçük memeliler konusunda H.'de Bruijn'la yararlı tartışmalar yapmıştır. Şekiller ve fotoğraflar Tom van Hinte, Wil'den Hartog, Jaap Luteyn, Cesur Öztürk ve Dursun Bayrak tarafından yapılmıştır.

DEĞİNİLEN BELGELER

Becker-Platen ve Löhnert, E., 1972. Über Cardium Funde aus dem Kaenozoikum der Umgebung von söke (West Türkei): Geol. Jb., B2, 55-63.

De Bruijn, H., Fahlbusch, V., Saraç, G. ve Ünay, E., 1993. Eearly Miocene rodent faunas from the eastern Mediterranean area. Part III. The genera *Deperetomys* and *Cricetodon* with a discussion of the evolutionary history of the Cricetodontini. Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch. 96 (2), 151-216

Ercan, T., Akat, U., Günay, E. ve Savaşçın, Y., 1986. Söke - Selçuk - Kuşadası dolaylarının jeolojisi ve volkanik kayaların petrokimyasal özellikleri : **MTADerg.**, 105-106, 15-38.

Freudenthal, M. 1963. Entwicklungengstufen der Miozaen Crecetodontinae (Mammalia, Rodentia) Mittelspaniens und ihre Stratigraphische bedeutung. Beaufortia, 10, 119, 51-157.

Göktaş. F., 1998. Söke havzasının Neojen ve Kuvaterner stratigrafisi: MTA Rap. (Yayımlanmamış).

Keskin, B., 1972. Kuşadası - Germencik - Aydın arası Büyük Menderes grabeninin jeotermal değerlendirilmesi hakkında detay jeolojik rapor: MTA Rap. No. 5734, (Yayımlanmamış).

Klein Hofmeijer, G. ve De Bruijn. EL, 1988. The mammals from the Lower Miocene of Ali veri (Island of Evia, Greece). Part 8: The Cricetidae. Kon. Ned. Akad. Wetensch. Proc. B, 91 (2), 185-204.

Lopez-Martinez, N., 1986. The mammals from the Lower Miocene of Aliveri (Island of Evia, Greece)

Part 6: The ochotonid lagomorph *Albertona balcanica* n.gen.n.sp. and its relationships. Kon. Ned. Akad. wetensch. Proc. B, 89 (2) 177-194.

Nebert, K., 1955. Söke-Kuşadası linyit havzası: MTA Rap. No. 3021 (Yayımlanmamış).

Temek, Z., 1959. Söke'de tabii gaz hakkında jeolojik not: TJK Bült, VII, 1,58-74.

Ünay, E., Gökteş, F., Hakyemez, H., Y., Avşar, M., ve Şan, Ö., 1995. Büyük Menderes Grabeni'nin kuzey kenarındaki çökellerin Arvicolidae (Rodentia, Mammalia) faunasına dayalı olarak yaşlandırılması: TJK Bült., 38 (2) 75-80.

Ünay, E., 1996. On fossil Spalacidae (Rodentia). in: Bernor, R.L., Fahlbusch, V. ve Mittmann, W., (ed.), The evolution of Western Eurasian Neogene Mammal Faunas. Columbia Univ. Press., 246-252.

Ünay, E. ve De Bruijn, H., 1998. Plio-Pleistocene rodents and lagomorphs from Anatolia: Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO, 60, 431-465.

Yüksel, V., 1971. Söke-Germencik bölgesinin jeolojisi ve jeotermik enerji olanakları: MTA Rap. No. 4677 (Yayımlanmamış).

EK

A. Ibertona aegeensis n. sp.

(Levha III, Tekil 1-10)

Holotip : Sağ p3, SÖ. 33 (Levha III, Şekil 5)

Derivatio Nominis: Tip lokalite Ege Bölgesi'nde bulunduğundan bu ad verilmiştir.

Tip Lokalite : Söke

Tip Düzey: MN4

Diagnosis

P2 iki fleksüs'lüdür. P3 mesofleksüs'dür ve protolof undaki ön-arka daralma (stria), %21 oranda vardır, p3'ün, anteroknid'i %5.5 oranda gelişmemiş, %16.6 oranında az gelişmiş, %36.1 oranda orta derecede gelişmiş, %41.6 oranda tam gelişmiştir; metafleksid'i %3.2 oranda derin, %41.9 oranda orta derecede derin,

%51 oranda sığ olarak gelişmiş, %3.2 oranda hiç gelişmemiştir ve %2.7 oranda da sentrofleksid'le birleştiğinden metaknid'i izole etmiştir. Alt molariform dişler protofleksid'lidir.

Differential diagnosis

Albertona aegeensis *Albertona balconied*dan P3'den stria'lı morfotiplerin frekansının daha az oluşuyla, p3'de gelişmemiş anteroknid'li, az gelişmiş ya da gelişmemiş metafleksidii morfotiplerin frekansının daha yüksek oluşuyla farklıdır.

Materyal ve Ölçüler

| | Uzunluk | X | N | X | Genişlik dağılımı |
|-------|-----------|------|-------|------|-------------------|
| P2 | 5.0-9.0 | 7.0 | 12 | 13.0 | 9.0-15.0 |
| P3 | 10.5-14.2 | 12.7 | 27/25 | 23.7 | 19.0-28.5 |
| M1 | 10.5-14.5 | 12.5 | 13/12 | 22.2 | 19.0-25.5 |
| M2 | 10.0-14.5 | 12.8 | 11/10 | 20.2 | 16.5-23.6 |
| d3 | 14.5-17.0 | 15.5 | 5/3 | 13.5 | 12.5-15.0 |
| p3 | 8.7-10.5 | 11.5 | 33/34 | 14.4 | 12.0-18.0 |
| p4-m2 | 12.0-16.5 | 15.3 | 19/13 | 16.8 | 13.2-18.0 |

Tanımlama

P2:P2'nin şaftı öne doğru güçlü bir dışbükeylik gösterir. Çimentoyla dolu parafleksüs labio-distal yönde uzanır, %53 örnekte az gelişmiş, %30 örnekte orta derecede gelişmiş ve %17 örnekte iyi gelişmiştir. Metafleksüs parafleksüs'e göre çok daha sığdır ve metakon ve temastiPi birbirinden ayırır, ancak derinliği bireysel varyasyon gösterir; %3.2 oranda derin, %41.9 oranda orta derecede derin, %51 oranda sığ olarak gelişmiş, %3.2 oranda hiç gelişmemiştir ve %2.7 oranda da sentrofleksid'le birleştiğinden metaknid'i izole etmiştir.

P3:P3'ün şaftı hafif bir lingual dışbükeylik gösterir. Çimentoyla dolu parafleksüs hilal şekillidir. Hypofleksüs'de çimentoyla doludur ve sığdır, protokon'la hipokon'u birbirinden ayırır. %21 örnekte protolof da, protokon'la birleştiği yerde, ön-arka daralma (stria) vardır.

SÖKE ÇEVRESİ KÜÇÜK MEMELİLERİ

P4-M2: Şaft P4'den M2'ye doğru kuvvetliden zayıfa doğru azalan bir lingual dışbükeylik gösterir. Çimentoyla dolu hipofleksüs dişi enlemesine olarak iki loba böler ve en fazla derinliğe M2'de ulaşır.

p3:p3'ün şaftı lingual yönde dışbükeydir. Trigonid labial'de geriye yatık hipofleksid ve lingual'de metafleksid'le talonid'den ayrılmıştır. Trigonid en uzun fleksid olan ve boyuna olarak uzanan sentrofleksid ie ikiye bölünmüştür. Anterostilid %5.5 örnekte gelişmemiş, %36.1 örnekte az gelişmiş, %36.1 örnekte orta derecede gelişmiş ve %41.6 örnekte çok iyi gelişmiştir. Metafleksid %3.6 örnekte iyi gelişmiş, %41 örnekte orta derecede gelişmiş, %51 örnekte az gelişmiş, %3.6 örnekte ise gelişmemiştir. Hipofleksid, sentrofleksid ve metafleksid çimentoyla doludur.

p4-m2. Alt molariform dişler protofleksid'lidir.

Makalenin geliş tarihi: 10.04.1999

Makalenin yayına kabul edildiği tarih : 14.08.1999

Received April 10, 1999

Accepted August 14, 1999

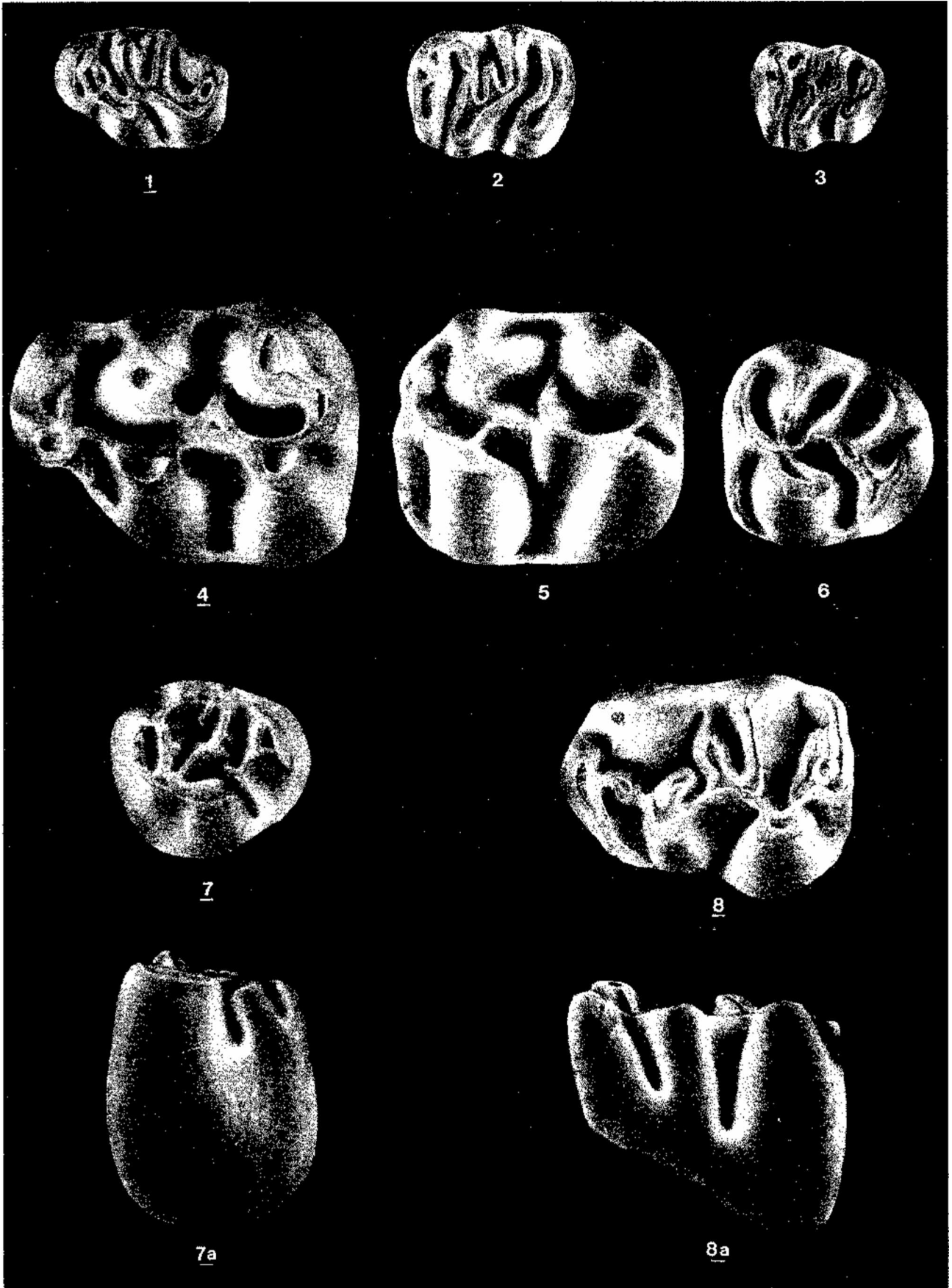
LEVHA I :Dededağ'dan bulunan *Anomalomys aliveriensis*'e ait Şekil 1. Mİ, Şekil 2. m2, Şekil 3. m3; *Cricetodon n.sp.*'ye ait Şekil 4. Mİ, Şekil 5. M2, Şekil 6. M3; *Debruijnia sp.*'ye ait Şekil. 7, 7a M3, Şekil 8, 8a ml.

PLATE I: Figure 1. M1, Figure 2. M2, Figure 3. m3 of *Anomalomys aliveriensis*; Figure 4. M1, Figure 5. M1, Figure 6. M3 of *Cricetodon n.sp.*, Figure 7, 7a M3, Figure 8, 8a ml of *Debruijnia sp.* from Dededağ.

SÖKE ÇEVRESİ KÜÇÜK MEMELİLERİ

LEVHA 1

PLATE 1



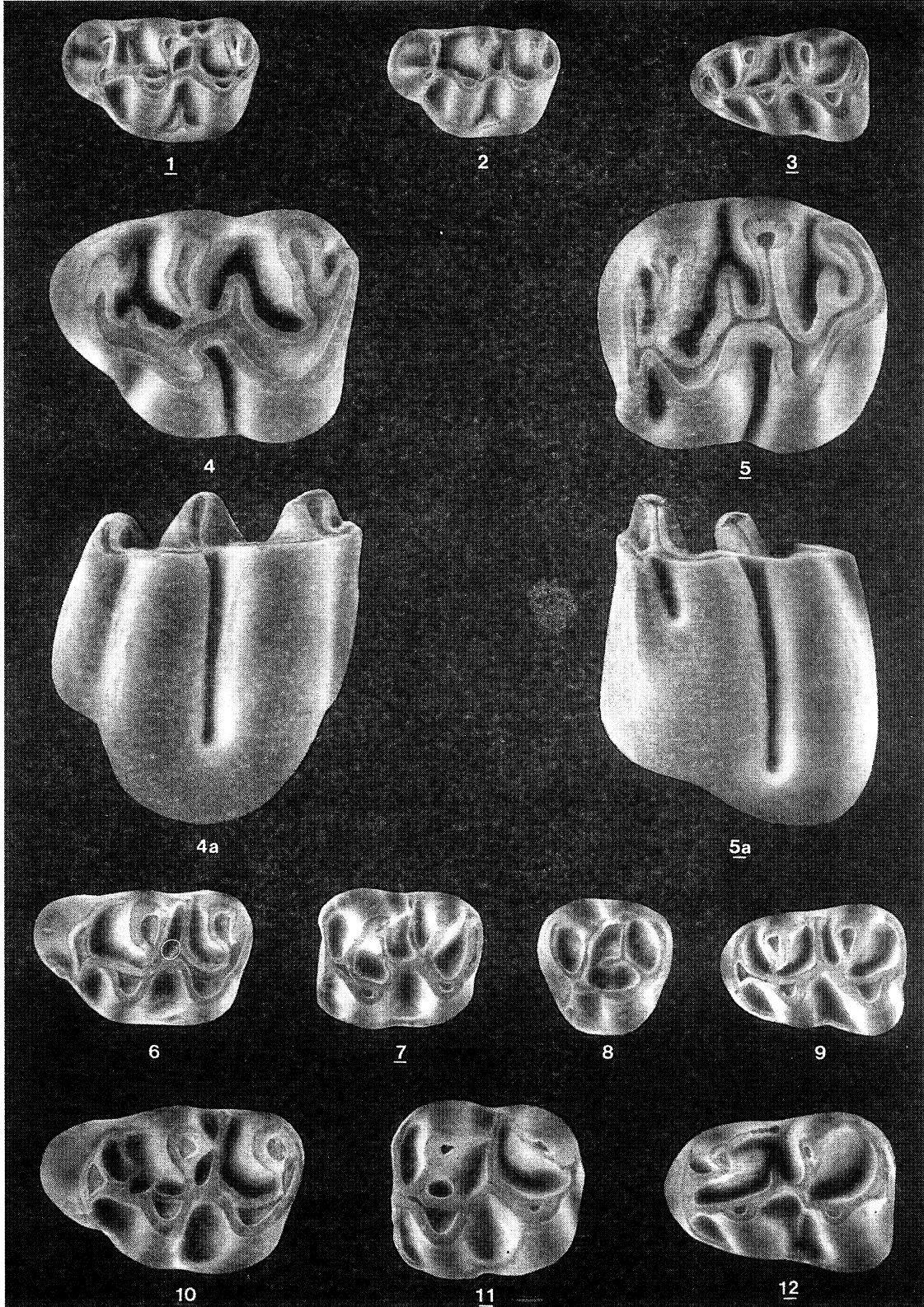
LEVHA II: Söke'de bulunan *Megacricetodon* cf. *primitivus*'a ait Şekil 1-2. M1, Şekil 3. ml; *Debruijnia* n.sp.'ye ait Şekil 4, 4a. M1, Şekil 5, 5a. m2, "*Spanocricetodon*" sp.'ye ait Şekil 6. M1, Şekil 7. M2, Şekil 9. ml; "*Lartetomys*" sp.'ye ait Şekil 10.M1, Şekil 11.M2, Şekil 8. M3, Şekil 12. ml.

PLATE II: Figure 1-2. M1, Figure 3. ml of *Megacricetodon* cf. *primitivus*; Figure 4, 4a. M1, Figure 5- 5a- m2 of *Debruijnia* n.sp.; Figure 6. M1, Figure 7- M2 Figure 9- ml of "*Spanocricetodon*" sp.; Figure 10.M1, Figure 11. M2, Figure 8M3, Figure 12 ml of "*Lartetomys*" sp. from Söke.

SÖKE ÇEVRESİ KÜÇÜK MEMELİLERİ

LEVHA II

PLATE II



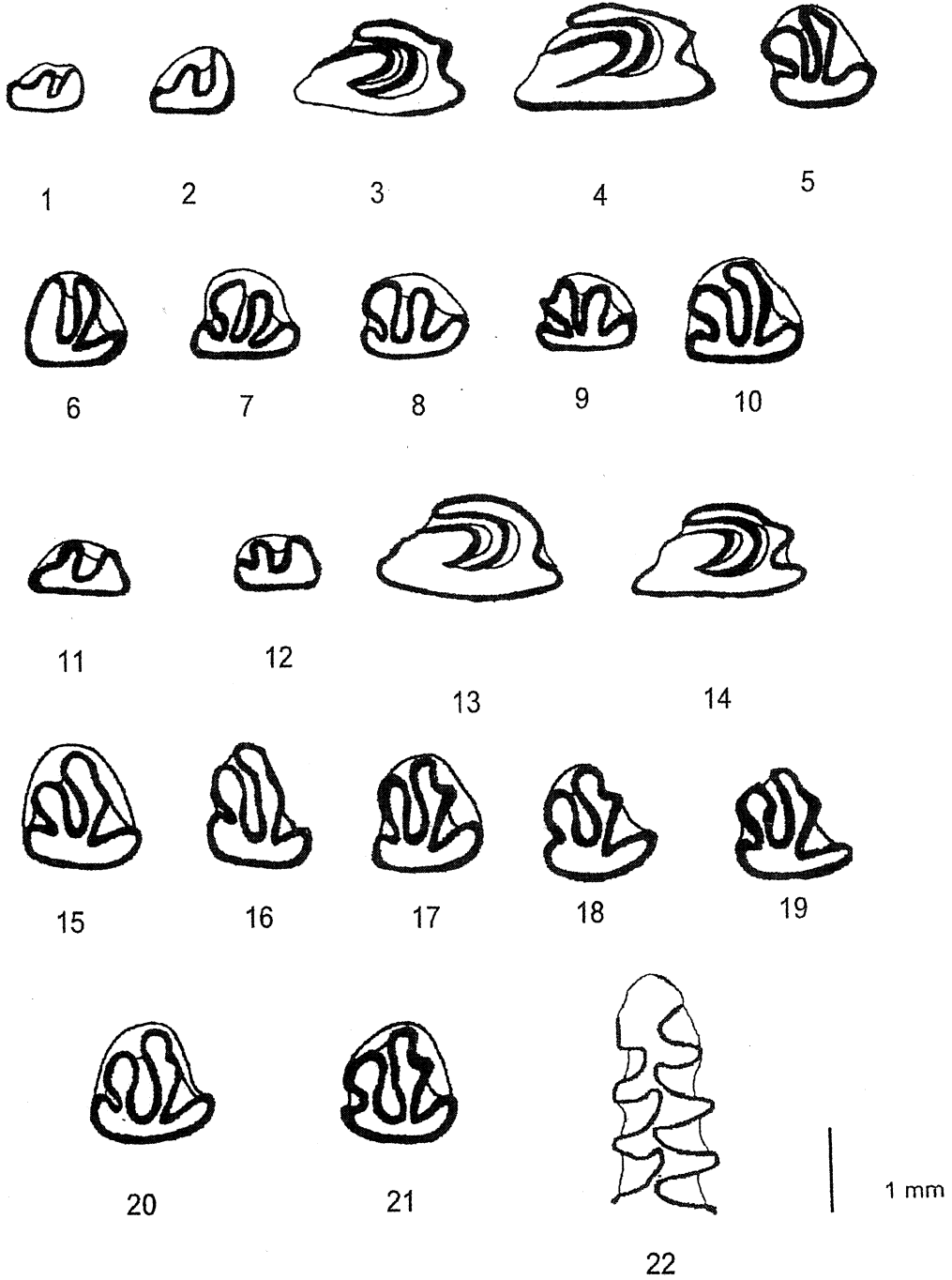
LEVHA III : Söke'de bulunan *Albertona aegeensis* n.sp. Şekil 1-2 P2, Şekil 3-4.P3, Şekil 5-10. p3. Dededağ'da bulunan *Albertona cf. aegeensis*. Şekil. 11-12. P2, Şekil. 13-14. P3, Şekil. 15-21. p3. Burçaktepe'de bulunan *Microtus* sp. Şekil 22. mi parçası.

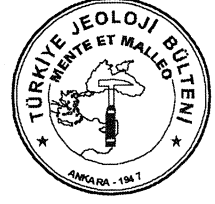
PLATE III: Figures 1-2. P2, Figures 3-4. P3, Figures ^{5"10}- P³ ♀ *Albertona aegeensis* n.sp. from Söke. Figures H"¹²- P²> Figures 13-14. P3, Figures 15-21. p3. of *Albertona cf. aegeensis* from Dededağ. Figure 22. mlof *Microtus* sp. from Burçaktepe.

SÖKE ÇEVRESİ KÜÇÜK MEMELİLERİ

LEVHA III

PLATE III





Başnayayla (Yozgat) Molibden-Bakır Cevherleşmesi *Başnayayla (Yozgat) Molybdenum-Copper Mineralization*

Ercan KUŞÇU
Yurdal GENÇ

Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, 06520 Ankara
Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe 06532 Ankara

Öz

Başnayayla molibden-bakır cevherleşmesi, Orta Anadolu Kristalin Karmaşığı ve/veya Kırşehir Masifi'nin kuzey kesiminde, Yozgat ilinin yaklaşık 15 km güneybatısındaki Paleosen (?) yaşlı granitik kayalarla ilişkilidir. Cevherleşme çevresindeki kayalar birimleri kamışçidere gabrosu, Başnayayla granitoyiti, Beşiktepe volkano-sedimanter serisi ve alüvyonlardır. Başnayayla granitoyiti biyotit granit, mikroklin granit, iki mikalı granit ve andalüsit-sillimanit granit ile felsik dayklardan oluşmaktadır. Kamışçidere gabrosu ve Başnayayla granitoyiti mafik ve felsik karakterli dayklar tarafından kesilmektedir.

Molibden cevherleşmesi Kamışçidere gabrosu ve Beşiktepe volkano-sedimanter serisi ile çevrelenen Başnayayla granitoyitinin biyotit granit, andalüsit-sillimanit granit ve iki mikOalı granit birimleri ile kordiyerit granit, aplit granit ve kuvars damarlarında gözlenmektedir. Bu kayalar içinde cevherleşme kuvars-molibden damar/damarcıkları, çatlak-kırıklarda sıvama ve saçınım şeklindedir. Ana cevher mineralleri; molibdenit, kalkopirit, pirit ve manyetittir. Ayrıca, tali olarak kübanit, pirotin, sfalerit, galenit, ilmenit, bornit ve bizmutinit saptanmıştır. İkincil mineraller limonit, hematit, markazit, kalkozin ve kovellindir. Cevherleşme ile ilişkili olarak üç tip alterasyon tespit edilmiştir. Bu alterasyonlar kuvars+feldispat+biyotit, kuvars+feldispat+biyotit+serisit/muskovit ve kuvars+serisit+pirit, mineral birliklerinden oluşmaktadır. Cevherleşme, genellikle kuvars+serisit+pirit zonu ile kuvars+feldispat+biyotit zonu arasında ve kuvars+feldispat+biyotit zonu içerisinde gözlenmektedir. Cevherleşme cevher tipleri, mineralojisi ve alterasyon Özellikleri açısından düşük tenörlü porfiri ve/veya ştokvörk (ağsı) molibden-bakır cevherleşmesi olarak tanımlanabilir.

Başnayayla porfiri ve/veya ştokvörk (ağsı) molibden-bakır cevherleşmesinin bağlı olduğu Başnayayla granitoyiti, köken ve jeotektonik ortam açısından, literatürdeki benzer cevherleşmelerin yan kayalarından farklılıklar göstermektedir. Başnayayla granitoyiti mineralojik-petrografik ve jeokimyasal veriler dikkate alındığında, hem I hem de S-tipi granitlerin özelliklerine sahip olmasına rağmen, S-tipi özellikler daha baskındır. Jeotektonik ortam açısından ise Başnayayla granitoyiti, çarpışmayla eş zamanlı granitlerin özelliklerini yansıtmaktadır.

Anahtar Kelimeler : Başnayayla Granitoyiti, Kırşehir Masifi, Molibden-Bakır, Orta Anadolu Kristalin Karmaşığı

Abstract

Başnayayla molybdenum-copper mineralization is related to granitic rocks of Paleocene age (?) which are located on the northern edge of the Central Anatolian Crystalline Complex and/or Kırşehir Massif, approximately 15 km southwest of Yozgat district. The rock units around the mineralization are; Kamışçidere gabbro, Başnayayla granitoid, Beşiktepe volkano-sedimentary series and alluvium. Başnayayla granitoid consists of biotite granite, microcline granite, andalusite-sillimanite granite and two mica granite together with felsic dikes. Kamışçidere gabbro and Başnayayla granitoid are cut by felsic and mafic veins. Molybdenum-copper mineralization is hosted by biotite granite, andalusite-sillimanite granite and two mica granite with cordierite granite, aplite granite and quartz veins of the Başnayayla granitoid surrounded by Kamışçidere gabbro and Beşiktepe volkano-sedimentary series.

Molybdenum mineralizations are occurred as molybdenite-bearing quartz veins/veinlets, coatings in joints and cracks and, disseminations in the host rock. Main ore minerals are molybdenite, pyrite, chalcopyrite and magnetite. Cubanite, pyrrotite, sphalerite, galena, ilmenite, bornite and bismuthinite are also encountered in traces. Limonite, hematite, marcasite, chalcocite and covellite are occurred as secondary minerals. Three types of alterations related to the mineralization were determined and these are quartz+sericite+pyrite, quartz+feldspar+biotite and quartz+feldspar+biotite+sericite/muskovite associations.

Molybdenum mineralization is generally seen between quartz+sericite+pyrite and quartz+feldspar+biotite alteration zones and within quartz+feldspar+biotite alteration zone.

The mineralizations may be defined as low-grade porphyry and/or stockwork molybdenum-copper type when the ore types, mineralogy and alteration properties are taken into account. Başnayayla granitoid which involves Başnayayla porphyry and/or stockwork molybdenum-copper mineralization possesses the different properties than those of the host rocks mentioned in the literature from the points of origin and geotectonic environments. On the basis of mineralogical, petrographical and geochemical data, although it has the properties of I- and S-type granites, the properties of the S-type is dominant in the Başnayayla granitoid. From the geotectonic environments point of view, the Başnayayla granitoid possesses the features of the syn-co Hisional granites.

Key Words: Başnayayla granitoid, -Kırşehir Massif, Molybdenum-Copper, Central Anatolian Crystalline Complex

GİRİŞ

Orta Anadolu'da granitoidlerle ilintili maden yataklar ve zuhurları, batıda Tuz Gölü'nün kuzeyinden başlayan ve doğuda Yıldızeli'ne (Sivas) kadar uzanan, yaklaşık D-B uzanımlı bir kuşak oluşturur. Bu kuşak demir, kurşun-çinko, molibden, florit ve wolfram içeren oldukça çeşitli yataklar ve zuhurlardan oluşmaktadır. Başnayayla molibden cevherleşmesi, bu kuşağın yaklaşık orta kesiminde yer alır. Cevherleşme coğrafi olarak Yozgat ilinin 15 km GB'smda, 1/25000 ölçekli YOZGAT 133-cl paftası içinde, Başnayayla-Azizli köyleri ve Yozgat-Boğazlıyan karayolu ile sınırlanan alanda bulunmaktadır.

Başnayayla molibden cevherleşmesine yönelik ilk çalışmalar 1993 yılında MTA tarafından başlatılmış, 5 ayrı lokasyonda toplam 690 m karotlu sondaj yapılarak, yatay-düşey yöndeki metal değişimleri ve rezerv durumu tespit edilmeye çalışılmıştır. Tenor ve rezervin ekonomik olmaması nedeniyle (%0.02 molibden tenörlü 9375 ton görünür+muhtemel rezerv), çalışmalar 1995 yılında durdurulmuştur (Rüstem Yıldırım, 1995, sözlü görüşme).

Cevherleşme MTA tarafından ekonomik bulunmamasına rağmen kuşak içinde detay sondaj çalışmaları yapılmış tek molibden cevherleşmesidir.

Cevher tipi, oluşum koşulları, cevher-yankayaç ilişkileri ve jeotektonik oluşum ortamının belirlenebilmesi ve diğer yataklar ve zuhurlara model oluşturması amacıyla, cevherleşme ayrıntılı olarak incelenmiştir (Kuşçu, 1997).

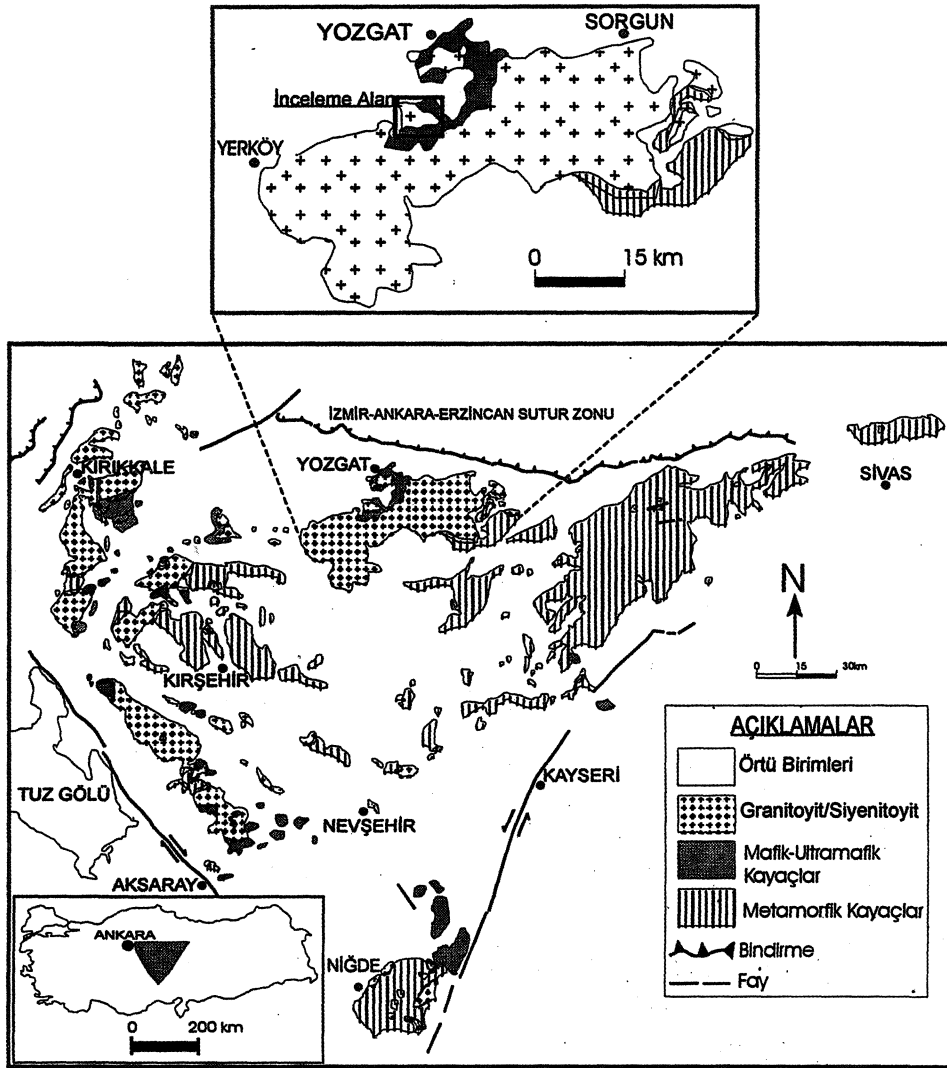
BÖLGESEL JEOLJİ

Sivas-Yozgat, Kırşehir-Niğde illeri ve Ankara'nın doğusu arasında kalan ve inceleme alanını da kapsayan bölge, jeolojik açıdan önceki çalışmalarda "Orta Anadolu Kristalin Masifi" (Ketin, 1955), "Orta Anadolu Masifi" (Erkan ve Ataman, 1981), "Kırşehir Kristalin Masifi" (Ketin, 1963; Seymen, 1982), "Orta Anadolu Kristalin Karmaşığı" (Göncüoğlu ve dig., 1991), "Kırşehir Masifi" (Erlar ve dig., 1991) veya "Kırşehir Bloğu" (Görür ve dig., 1984) olarak isimlendirilmiştir.

Orta Anadolu Kristalin Karmaşığı veya Kırşehir Kristalin Masifi; Paleozoyik-Mezozoyik yaşlı metamorfitle, Üst Kretase yaşlı ofiyolitler (Karakaya Ultramafiti ve Ankara Melanjı) ve bunları kesen Üst Kretase-Paleosen yaşlı felsik ve mafik bileşimde intrüzif kayalardan (granitoid-siyenitoid-gabroyik) oluşmaktadır (Ketin, 1955; Seymen, 1982; Göncüoğlu ve dig., 1992, 1993, 1994). Kristalin Karmaşığı oluşturan bu birimler, Tersiyer havzalarının sedimentleriyle örtülmektedir (Ketin, 1955; Göncüoğlu ve dig., 1994).

Başnayayla molibden cevherleşmesi Orta Anadolu Kristalin Karmaşığı'nın kuzey kenarında, Yerköy'den Sorgun'a kadar uzanan Yozgat batoliti (Erlar ve Göncüoğlu, 1996) içinde yer almaktadır (Şekil 1). Batolitik kütleli oluşturan kayalar asidik ve bazik bileşimli olup, alkali feldspat-granit, granit, granodiyorit, tonalit, monzonit, siyenitoyit, gabro-diyorit ve diyabaz karakterindedir (Ketin, 1955, 1963; Gez, 1959, Ağralı, 1967, 1970b; Erlar ve dig., 1991; Erlar ve Göncüoğlu, 1996).

BAŞNA YAYLA (YOZGAT) MOLİBDEN-BAKIR CEVHERLEŞMESİ



Şekil 1: İnceleme alanının bölgesel jeoloji ve yer buldum haritası.

Figure 1: Location map of the study area and geology of the surrounding region.

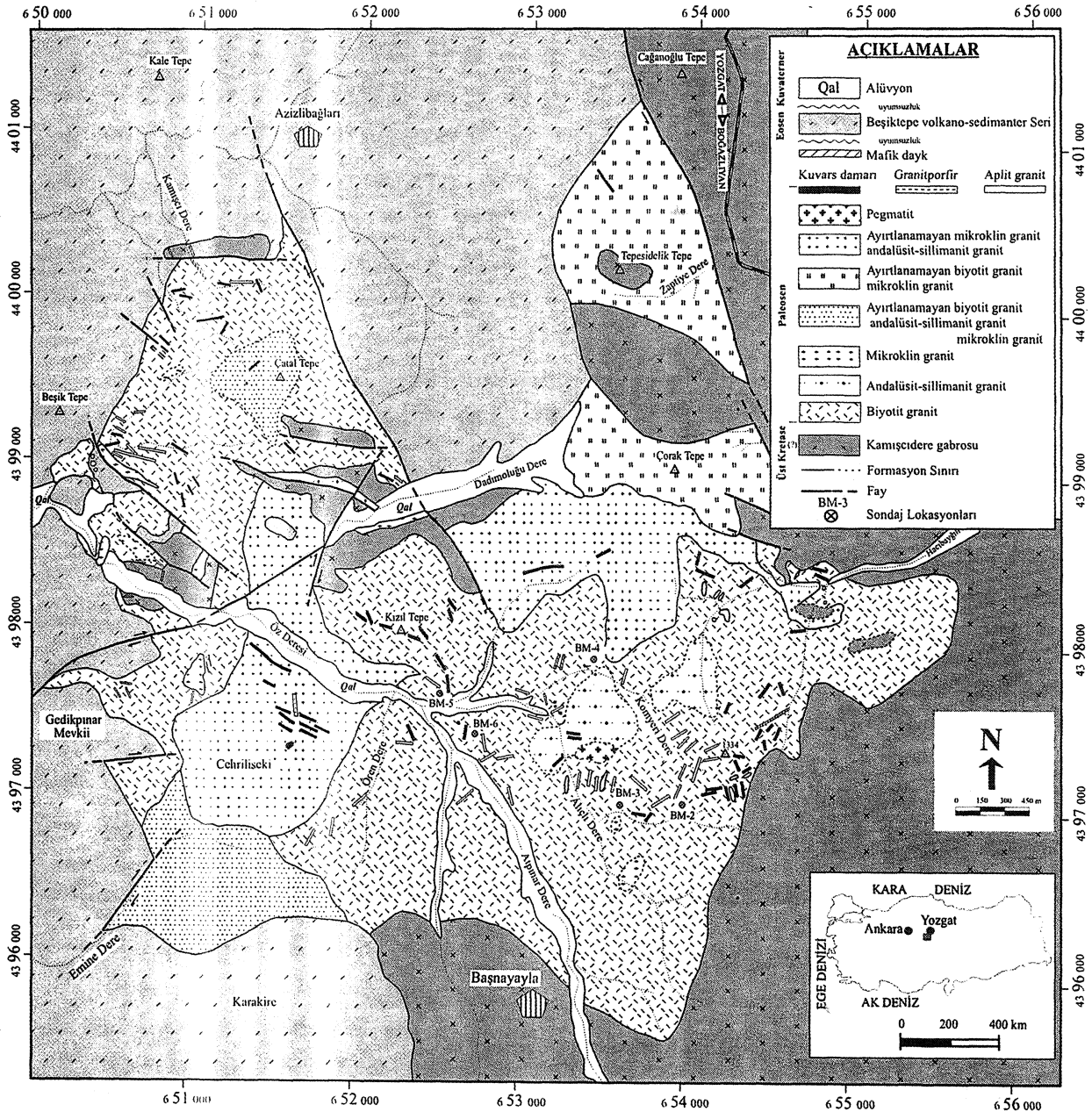
YEREL JEOLJİ

Cevherleşme ve çevresini kapsayan inceleme alanı ve civarındaki kayaç birimleri Kamışcidere gabrosu, Başnayayla granitoyiti, Beşiktepe volkano-sedimanter serisi ve alüvyonlardır (Şekil 2).

Kamışcidere gabrosu ve Başnayayla granitoyiti mafik ve felsik dayklar tarafından kesilmektedir. Bu çalışmada felsik dayklar, Başnayayla granitoyiti içerisine dahil edilmiştir.

Kamışcidere Gabrosu : Genel olarak inceleme alanının doğu ve güney kesimlerinde Başnayayla granitoyitini çevreler şekilde gözlenmekle birlikte, yer yer bu kütle içinde bloklar şeklinde de bulunmaktadır (Şekil 2).

Kayacın Başnayayla granitoyiti ile olan dokanak ilişkisi, yüzeysel örtü nedeniyle net olarak gözlenememesine rağmen, sınır çoğu yerde faylıdır. Kamışcidere gabrosu inceleme alanının birçok yerinde mafik ve felsik dayklarla kesilmektedir. İnceleme alanının küçük olması nedeniyle, kayacın yaşını belirleyecek bölgesel veriler elde edilememekle birlikte, yukarıda belirtilen gözlemler kayacın Başnayayla granitoyitinden daha yaşlı olduğu izlenimini vermektedir. Yozgat civarında daha önce yapılan çalışmalar gabroyik kayaçların yaşının Üst Kretase sonrası (Ketin, 1955, 1963) ve Üst Kretase (?) (Dalkılıç, 1985) olabileceğini ortaya koymaktadır.



Şekil 2: İnceleme alanının jeoloji haritası

Figure 2: Geological map of the study area

El örneğinde sert, parlak, koyu gri-yeşil renkli, taneli dokulu olan kayacın tane boyu oldukça değişken olup, iri-ince tanelidir.

Kayaç mikroskopik olarak, holokristalin hipidiyomorf taneli dokuludur. Plajiyoklaz, amfibol (hornblend) ve piroksen kayacın esas bileşenlerini oluşturmaktadır. Tali bileşenleri apatit ve opak minerallerdir. Piroksenlerde uralitleşmeler yaygındır.

Başnayayla Granitoyiti : Başnayayla granitoyiti, inceleme alanının yaklaşık olarak üçte ikisine yakın bir bölgeyi kapsamaktadır. Granitoyit, Eosen yaşlı Beşiktepe volkano-sedimanter serisi ve Kamışçidere gabrosuyla çevrelenmekte ve bu şekliyle Yerköy'den Sorgun'a kadar BGB-DKD yönünde uzanan Yozgat batolitinin bir parçası gibi görünmektedir (Şekil 2).

BAŞNAYAYLA (YOZGAT) MOLİBDEN-BAKIR CEVHERLEŞMESİ

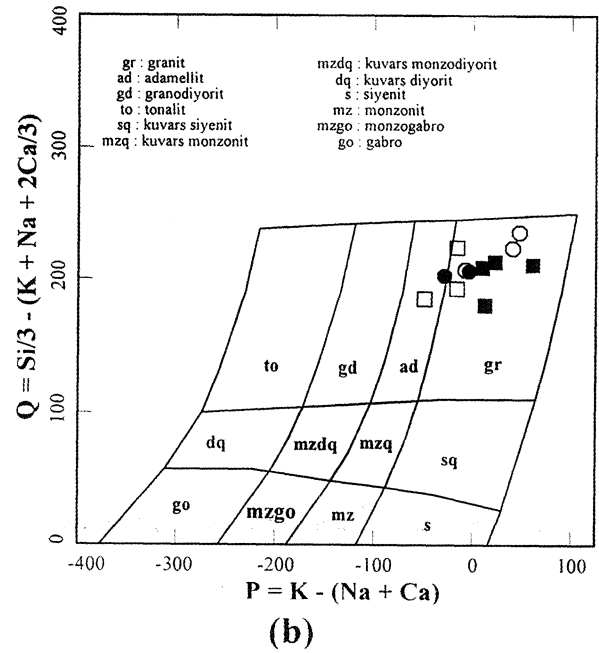
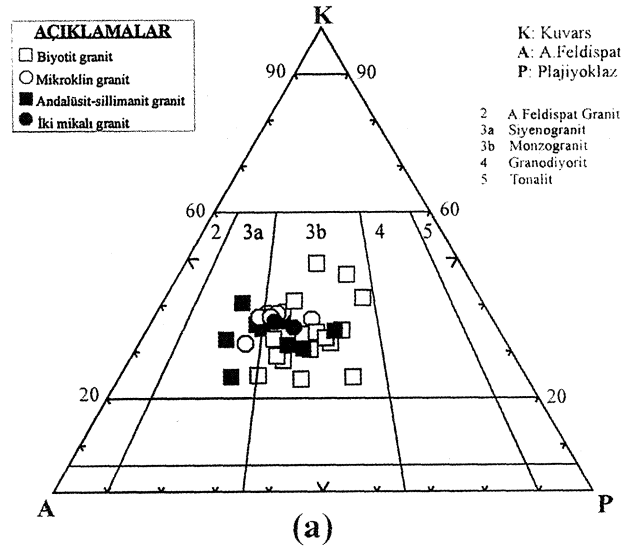
Başnayayla granitoyiti, saha gözlemleri (renk-tane boyu-doku-bir birleriyle ilişkileri) ve mineralojik-petrografik çalışmalara göre; biyotit granit, iki mikalı granit, andalüsit-sillimanit granit, mikroklin granit ile bunları kesen kordiyerit granit, aplit granit, pegmatit, granitporfir ve kuvars damarlarından oluşmaktadır.

Granitoyiti oluşturan bu birimler jeolojik haritada ayırtılmaya çalışılmıştır. Ancak biyotit granit, mikroklin granit ve andalüsit-sillimanit granitinin yer yer birbirleriyle girift şekilde olmaları ve yaygın alterasyon (yüzeysel- ve/veya hidrotermal-) nedeniyle, bu birimler bir birinden kesin sınırlarla ayırt edilememiştir. Ayırtılmayan bu birimler, jeolojik haritada birlikte gösterilmiştir.

Başnayayla granitoyitini oluşturan kayaların makro-mikro özellikleri Çizelge 1 'de verilmiştir. Granitoyite ait kayalar, modal mineralojik sınıflamaya göre KAP diyagramında (Streckeise, 1967) siyenogranit-monzogranit (Şekil 3a), Debon ve Le Fort (1983)'un önerdiği mineralojik-kimyasal sınıflamaya göre ise granit ve adamellit alanlarına düşmektedir (Şekil 3b).

Biyotit Granit : Kayaç Başnayayla granitoyitinin en yaygın birimi olup, granitoyitin diğer kayaları tarafından küçük stoklar ve dayklar şeklinde kesilmektedir. Bu özelliğinden dolayı kayaç, granitoyitin en yaşlı birimidir. Kayaç el örneğinde, granitoyitin diğer birimlerinden iri-orta tane boyu ve yer yer yoğun mafik mineral içeriği ile ayrılmaktadır. Mafik mineral içeriğine bağlı olarak kayacın rengi bej-açık pembe-gri-açık gri arasında değişmektedir. Makroskobik olarak kayaçta gözlenen mineraller ortoklaz, kuvars, plajiyoklaz ve biyotittir. Kayaç holokristalin hipidiyomorf taneseli ve/veya porfiritik dokuludur. Biyotit granit, cevherleşme ve alterasyonun en yaygın gözlemlendiği kayaçtır.

İki Mikalı Granit: İnceleme alanının yüzeyinde mostra vermemektedir. Kayaç hakkındaki tüm bilgilerimiz bölgede yapılan sondaj verilerine dayanmaktadır. Bu verilere göre, yüzeyden yaklaşık 43 m'den sonra bu kayaç gözlenmekte ve biyotit graniti kesmektedir. Kayacın, mikroklin granit ve andalüsit-sillimanit granit ile olan ilişkisi tespit edilememiştir. Kayaç bej-gri-koyu gri renklidir. Ancak hidrotermal alterasyon sonucu yoğun olarak altere olmuş ve yer yer bej-krem-beyaz renkli bir görünüm kazanmıştır. Kuvars, ortoklaz, plajiyoklaz, biyotit ve muskovit kayaçta gözlenen minerallerdir. İki mikalı granit el örneğinde taneseli porfiritik dokuludur. Kayaç cevherleşme ve alterasyonu yaygın olarak içermektedir.



Şekil 3: a) Başnayayla granitoyiti kayaç örneklerinin modal mineralojik bileşimi b) Başnayayla granitoyiti kayaç örneklerinin 'magmatik kayaları isimlendirme' diyagramındaki dağılımları

Figure 3:a) Modal mineralogical composition of rock samples from Başnayayla granitoid b) The distribution of the rock samples from Başnayayla granitoid in the chemical nomenclature diagram for igneous rock.

Andalüsit-Sillimanit Granit : Andalüsit-sillimanit granit, inceleme alanında tipik olarak Komyeri Dere ve Alıçlı Dere arasında gözlenmektedir. Andalüsit-sillimanit granit, biyotit graniti keskin dokanaklarla kesen küçük stoklar ve dayklar şeklinde bulunmaktadır.

Çizelge 1: Başnayayla granitoyiti birimlerinin makro-mikro özellikleri

Table 1: Macro-micro features of the Başnayayla granitoid units

| Kayaç Adı | Renk | Tane Boyu | Doku | Mineralojik Bileşim | Tali Mineraller | Ortalama Modal Analiz (%) | KAP Diyagramı |
|-----------------------------|--------------------------------|--------------|----------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------|-------------------------------|--------------------------|
| Biyotit granit | Bej-açık pembe-gri | 0.1-1cm | Holokristalin hipidiyomorf taneler ve yer yer porfiritik | Kuars, ortoklaz, plajiyoklaz, biyotit, ±muskovit, ±mikrolin | Apatit, zirkon, rutil, ortit, granat, ±ksenotim | K=30.37 A=35.02 P=29.90 | Monzogranit |
| İki mikalı granit | Bej-gri-koyu gri | 0.1-4mm | Holokristalin hipidiyomorf taneler porfiritik | Kuars, ortoklaz, plajiyoklaz, biyotit, muskovit | Apatit, zirkon, rutil, granat | K=35.35 A=38.08 P=23.45 | Monzogranit |
| Andalüsit-sillimanit granit | Bej-beyaz | 0.1-2mm | Holokristalin mikrogranüler taneler | Kuars, ortoklaz, plajiyoklaz, mikroklin, muskovit, biyotit | Apatit, zirkon, granat | K=36.24 A=39.87 P=21.20 | Siyenogranit-Monzogranit |
| Mikroklin granit | Pembe-bej | 0.1-2 mm | Holokristalin hipidiyomorf/Ksenomorf taneler | Kuars, ortoklaz, plajiyoklaz, muskovit, kordiyerit | Apatit, zirkon, rutil, monazit (?), ksenotim (?) | | |
| Kordiyerit granit | Pembe-bej-beyaz | 0.1-6mm | Holokristalin hipidiyomorf/Ksenomorf taneler | Kuars, ortoklaz, plajiyoklaz, muskovit, kordiyerit | Apatit, zirkon, rutil, monazit (?), ksenotim (?) | | |
| Pegmatit | Pembe-beyaz | 0.1 mm – 5cm | Ksenomorf taneler | Kuars, ortoklaz, plajiyoklaz, muskovit | | | |
| Granitporfir | Syahımsı yeşil-yeşilimsi pembe | 0.1mm-3cm | Mikrogranüler porfirik | Kuars, ortoklaz, plajiyoklaz, biyotit, hornblend | | | |
| Aplit granit | Pembe-bej-beyaz | 0.1-2 mm | Holokristalin hipidiyomorf/ksenomorf taneler | Kuars, ortoklaz, plajiyoklaz, muskovit, ±biyotit | | | |

K: Kuvars, A: Alkali feldispat, P: Plajiyoklaz

Kayaç makroskobik olarak taneler dokuludur ve bej-beyaz rengi ile granitoyitin diğer birimlerinden ayrılmaktadır. Kayaç el örneğinde mafik mineral gözlenmemekte, kuvars ve feldispat kayaçın ana bileşenlerini oluşturmaktadır. Mikroskopik incelemelerde kayaçta yer yer gözlenen biyotit ve muskovit, kayaçın modal mineralojik bileşiminin %0-0.7'ni oluşturur. Kayaçın birkaç örneğinde andalüsit ve sillimanit mineralleri tespit edilmiştir. Andalüsit ve sillimanitin genellikle kayaç içindeki hidrotermal alterasyon sonucu oluştuğu şeklinde yorumlanabilir. Kayaç inceleme alanının değişik bölümlerinde cevherleşmeyle ilişkili alterasyonun etkisinde kalmıştır.

Mikroklin Granit : Mikroklin granit, Başnayayla granitoyitinin kuzeybatı, batı, kuzeydoğu, doğu ve güneydoğu kesimlerinde gözlenmektedir. Kayaç, biyotit granit ve Kamışçidere gabrosunu keskin dokanaklarla kesen küçük stoklar ve dayklar şeklinde bulunmaktadır.

Mikroklin granit ince tane boyu ve pembe-bej-beyaz rengi ile karakteristiktir. Kayaç el örneğinde taneler dokuludur. Bazı kayaç örneklerinde mafik mineral olarak biyotit gözlenmiştir. Mikroskobik incelemelerde kayaç holokristalin mikrogranüler taneler dokuludur. Kuvars, ortoklaz, mikroklin, plajiyoklaz, muskovit ve biyotit kayaçın esas bileşenleridir. Mikroklin granit andalüsit-sillimanit granit ve iki mikalı granit ile olan ilişkisi belirlenmemiştir. Kayaçta cevherleşme ve alterasyon etkileri gözlenmemektedir.

Kordiyerit Granit: Kayaç BM-5 ve BM-6 no'lu sondaj kuyularında, sırasıyla 155-159 m ve 102.5-107 m'ler arasında biyotit graniti kesmektedir. Alterasyon deniyle yer yer yeşilimsi bir renk kazanan kayaç, pembe-bej renkli, faneritik dokuludur. Kayaç makroskobik olarak molibdenit, kalkopirit ve pirit içermektedir. Kuvars, ortoklaz, plajiyoklaz, muskovit ve kordiyerit kayaçın

BAŞNAYAYLA (YOZGAT) MOLİBDEN-BAKIR CEVHERLEŞMESİ

esas bileşenlerini oluşturmaktadır. Kordiyerit genelde yoğun olarak bozunmuştur. Mineral kenar kısımları ve çatlaklarından itibaren serisit ve klorite (pinitleşme) dönüşmüştür.

Pegmatit : Pegmatit BM-3 no'lu sondaj lokasyonununun 100 m kuzeydoğusunda biyotit granit ile andalüsit-sillimanit granit kontağında gözlenmektedir. Pegmatit zonlu bir yapı göstermektedir. Bu zonlu yapı merkezden dışarıya doğru; kuvars çekirdek zon, kuvars-ortoklaz zonu ve ince taneli aplitik kenar zonlarından oluşur. Kayaç, pembe-beyaz renkli, 0.1mm-5 cm tane boyundadır. Pegmatit herhangi bir cevherleşme içermeyip, steril özelliktedir.

Granitporfir : Cehriliseki bölgesinin kuzeydoğusunda gözlenen kayaç KKB-GGD yönelimli, dik dalımlı, 3.5-4 m kalınlıkta, yaklaşık 20 m uzunlukta ve tipik porfirik dokusuyla karakteristiktir. Kayaç Başnayayla granitoyitine ait kayaçlardan farklı makroskobik mineralojik özellikler sunmasına rağmen, bileşim açısından granitoyite dahil edilmiştir. Granitporfir Cehriliseki bölgesinde mikroklin granit ve andalüsit-sillimanit granit ikilisini keskin dokanaklarla kesmektedir. Kayaç iri kuvars ve pembe ortoklaz kristalleriyle tipiktir. Siyah-siyahımsı yeşil renkli kayaç, mikrogranüler porfirik dokuludur. Kuvars, ortoklaz, plajiyoklaz, biyotit ve hornblend kayacın fenokristallerini oluşturmaktadır. Mikrokristalin matriks ise feldispat (Ortoklaz)+kuvarstan oluşmaktadır. Granitporfir taze ve steril özelliktedir.

Aplit Granit : Kamışcıdere gabrosu ve biyotit graniti kesen aplit granit kayaçların çoğu, mikroklin granit ve andalüsit-sillimanit granitin apofizleri şeklinde gelişmiştir ve bu kayaçlardan tane boyları dışında pek farklı değildirler. Kalınlıkları 0.2-1.5 m ve uzunlukları ise 2-2.5 m arasında değişen kayaçlar KB-GD ve daha az olarak da KD-GB yönelimli, dik ve/veya dike yakın dalımlıdır. Andalüsit-sillimanit granite ait olan kayaçlarda yer yer cevherleşme ve alterasyon etkisi gözlenmesine rağmen, mikroklin granite ait olan kayaçlar alterasyondan etkilenmemiş ve steril özelliktedir.

Bunların dışında iki mik'lı granit ve biyotit graniti kesen bazı aplit granitler ise yukarıda tanımlanan kayaçlardan oldukça farklıdır. Bu kayaçlar pembe-bej-beyaz renkli ve ince tanelidir. Mikroskobik olarak ksenomorf ve/veya hipidiyomorf taneseli dokulu olan kayacın bileşenlerini kuvars, ortoklaz, plajiyoklaz, muskovit ve yer yer çok az miktarda gözlenen biyotit oluşturmaktadır.

Kuvars Damarları : Kuvars damarları Başnayayla granitoyiti içinde yaygın olarak gözlenmesine rağmen, granitoyiti örten Eosen yaşlı Beşiktepe volkano-sedimanter seri içinde bulunmamaktadır. Renklerine göre üçe ayrılan damarlar koyu gri-gri, süt beyaz ve açık gri-sarımsı beyaz renklidir. Kuvars damarları genel olarak, KB-GD ve daha az olarak da KD-GB yönelimli, dik ve/veya dike yakın dalımlı olup, 0.1 cm -2.5 m kalınlıkta ve 1-60 m uzunluğundadır. Bu damarlardan koyu gri-gri renkli olanları makroskobik olarak molibdenit+pirit içerirken, diğerleri steril özelliktedir.

Mafik Dayklar : Mikrodiyorit, olivin dolerit ve diyabaz bileşimli mafik dayklar biyotit granit ve Kamışcıdere gabrosunu kesmektedirler. Bu kayaçlar KB-GD ve KD-GB yönelimli, 0.3-1 m kalınlıkta, 2-50 m uzunlukta ve dik ve/veya dike yakın dalımlıdır. Siyah-siyahımsı yeşil renkli kayaçlar tıknaz görünümlü ve yer yer yoğun bozunmuşlardır. Plajiyoklaz, amfibol (hornblend) ve bazı örneklerde gözlenen piroksen, olivin, apatit ve opak mineraller kayaçların bileşenlerini oluşturmaktadır.

Örtü Birimleri : İnceleme alanındaki örtü birimleri Beşiktepe volkano-sedimanter seri ve alüvyonlardan oluşmaktadır. İnceleme alanının kuzeybatı ve batı kesiminde Başnayayla granitoyiti üzerine uyumsuz olarak gelen Beşiktepe volkano-sedimanter seri transgresif bir dizi ile başlamaktadır. Bu dizi granit çakıllı kırmızımsı-bej-gri renkli konglomera-kumtaşı birimleriyle başlayıp, fosilli kalker-marn-kumtaşı-kalker aralanmasıyla devam etmektedir. Bu sedimanter seri üzerine fosilli kumtaşı-kalker ara tabakaları içeren bazalt-tüf ve tüfitler gelmektedir. Beşiktepe volkanosedimanter serisinin yaşı fosil içeriğine göre Eosen olarak tespit edilmiştir. (Ağralı, 1970a, 1970b)

BAŞNAYAYLA GRANİTOYİTİNİN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Başnayayla granitoyitinden alınan 12 adet taze kayaç örneğinin ana, ve iz element içerikleri Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Jeokimya Laboratuvarında X-Ray Floresans yöntemiyle tespit edilmiştir.

Ana element verilerine göre; Başnayayla granitoyiti kayaç örnekleri, genellikle silika-alkaliler zengin, alüminyumlu ve kalsiyum, toplam demir ve magnezyumca fakirdir (Çizelge 2). Kayaç örnekleri oksit elementlerinin ortalama % ağırlıkları; SiO₂=75.50, Al₂O₃= 12.68, CaO=0.68, Na₂O=2.91, K₂O=5.17, Fe₂O₃=0.84, MnO=0.12, MgO=0.11, TiO₂=0.10 ve P₂O₅=0.02'dir. K₂O/Na₂O ortalama oranı 1.77'dir.

Çizelge 2: Başnayayla granitoyiti'nden alınan bazı kayaç örneklerinin ana ve iz element analiz değerleri ile CIPW normatif bileşimleri ve A/CNK moleküler oranları.

Table 2: Results of major and trace elements analyses, CIPW normative composition and A/CNK molecular ratio of the selected samples collected from the Başnayayla granitoid.

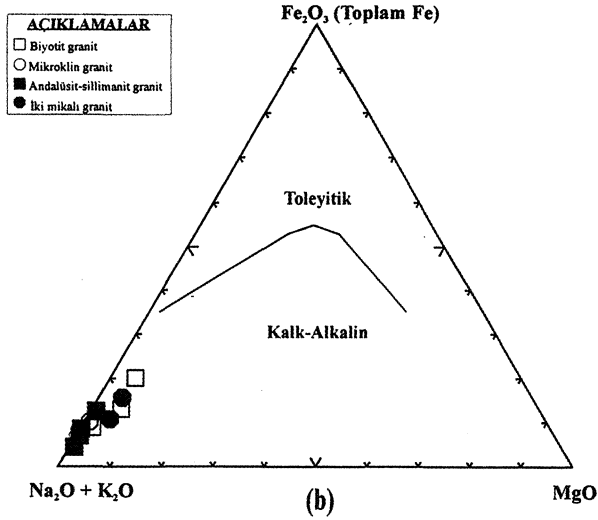
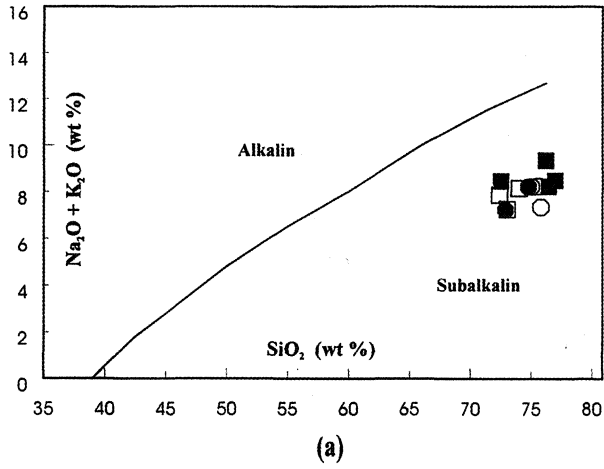
| Örnek No | Y-56 | Y-77 | Y-81 | Y-52 | Y-60 | Y-68 | Y-48 | Y-121 | Y-138 | Y-142 | BM-18 | BM3-30 |
|------------------------------------------------------------------------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|
| Sembol | □ | □ | □ | ○ | ○ | ○ | ■ | ■ | ■ | ■ | ● | ● |
| Ana Element Analizi Sonuçları (%) | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 73.04 | 74.1 | 77.20 | 75.70 | 76.85 | 75.56 | 76.23 | 76.96 | 76.31 | 76.44 | 73.13 | 74.54 |
| TiO ₂ | 0.20 | 0.10 | 0.07 | 0.06 | 0.06 | 0.05 | 0.09 | 0.06 | 0.11 | 0.12 | 0.18 | 0.11 |
| Al ₂ O ₃ | 13.90 | 12.50 | 12.42 | 12.47 | 12.65 | 12.56 | 12.99 | 12.60 | 12.73 | 12.50 | 12.67 | 12.23 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.98 | 0.90 | 0.47 | 0.67 | 0.5 | 0.66 | 0.77 | 0.70 | 0.28 | 0.48 | 1.57 | 1.13 |
| MnO | 0.94 | 0.35 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.03 | 0.01 |
| MgO | 0.41 | 0.20 | 0.00 | 0.02 | 0.07 | 0.03 | 0.06 | 0.00 | 0.06 | 0.07 | 0.38 | 0.00 |
| CaO | 1.72 | 1.15 | 0.47 | 0.41 | 0.28 | 0.61 | 0.16 | 0.39 | 0.30 | 0.60 | 1.29 | 0.82 |
| Na ₂ O | 3.35 | 3.25 | 3.25 | 1.94 | 2.38 | 3.16 | 3.66 | 3.05 | 2.24 | 2.65 | 2.53 | 3.47 |
| K ₂ O | 3.89 | 4.90 | 4.39 | 5.51 | 5.74 | 4.96 | 5.69 | 5.43 | 6.62 | 5.58 | 4.81 | 4.62 |
| P ₂ O ₅ | 0.04 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.01 |
| A.K | 0.59 | 1.75 | 0.75 | 1.38 | 0.72 | 1.22 | 0.81 | 0.81 | 0.57 | 0.50 | 1.39 | 1.38 |
| Toplam | 100.06 | 99.13 | 99.06 | 98.18 | 99.27 | 98.84 | 100.02 | 100.02 | 99.23 | 98.96 | 98.01 | 98.32 |
| İz Element Analiz Sonuçları (ppm) | | | | | | | | | | | | |
| Rb | 236 | 230 | 387 | 384 | 386 | 342 | 248 | 354 | 214 | 241 | 221 | 191 |
| Sr | 95 | 97 | 16 | 17 | 20 | 19 | 9 | 19 | 49 | 37 | 64 | 54 |
| Nb | 11.8 | 10 | 27 | 20.3 | 15 | 34,1 | 17,9 | 33 | 14 | 15,9 | 11,9 | 6.4 |
| Zr | 119 | 114 | 72 | 48 | 74 | 82 | 42 | 59 | 78 | 90 | 110 | 114 |
| Y | 19 | 17 | 45 | 33 | 28 | 25 | 16 | 39 | 20 | 12 | 15 | 12 |
| CIWP-Normları | | | | | | | | | | | | |
| q | 34.38 | 33.69 | 40.39 | 42.36 | 28 | 36.79 | 32.73 | 37.57 | 37.21 | 38.23 | 39.66 | 34.87 |
| or | 23.08 | 29.05 | 26.08 | 32.71 | 40.23 | 29.45 | 33.73 | 32.23 | 39.19 | 33.07 | 28.51 | 27.38 |
| ab | 28.34 | 27.5 | 27.52 | 16.41 | 34.07 | 26.74 | 30.97 | 25.81 | 18.92 | 22.42 | 21.41 | 29.36 |
| an | 8.41 | 5.04 | 2.32 | 1.98 | 20.17 | 2.97 | 0.67 | 1.83 | 1.50 | 2.96 | 6.35 | 4.09 |
| c | 1.1 | - | 1.45 | 2.57 | 1.99 | 0.88 | 0.55 | 1.02 | 1.34 | 1.01 | 0.98 | 0.02 |
| di | - | 0.52 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| ap | 0.1 | 0.05 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.05 | 0.05 | 0.03 | 0.02 | 0.07 | 0.02 |
| A/CNK=Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O Moleküler Oranları | | | | | | | | | | | | |
| A/CNK | 1.08 | 0.98 | 1.13 | 1.26 | 1.19 | 1.07 | 1.04 | 1.08 | 1.12 | 1.09 | 1.08 | 1.01 |

U: Biotit granit, Q: Mikroklin granit, —: Andalüsit-sülmanit granit, • : İki mikalı granit, K.: Ateşte Kayıp

BAŞNAYAYLA (YOZGAT) MOLİBDEN-BAKIR CEVHERLEŞMESİ

Kayaç örnekleri alkalice zengin olmasına rağmen, Al_2O_3 'ün moleküler oranı $CaO+Na_2O+K_2O$ 'un moleküler oranına yaklaşık eşittir (Çizelge 2).

Kayaç örnekleri Alkali (Na_2O+K_2O)- SiO_2 diyagramına göre subalkali (Şekil 4a), AFM diyagramına göre ise kalkalkali karakterdedir (Şekil 4b).



Şekil 4: a) Başnayayla granitoyitine ait kayaç örneklerinin $Na_2O+K_2O-SiO_2$ diyagramında dağılımı b) Başnayayla granitoyitine ait kayaç örneklerinin Irvine ve Baragar (1971)'m AFM diyagramında konumları

Figure 4: a) The distribution of the rock samples from Başnayayla granitoid in $Na_2O+K_2O-SiO_2$ diagram, b) The distribution of the rock samples from Başnayayla granitoid in AFM triangular diagram of Irvine and Baragar (1971)

Magma tipini belirlemek amacıyla, ana element verileri temel alınarak hesaplanan Debon ve Le Fort

(1983)ün karakteristik mineraller diyagramında kayaç örnekleri lökokratik alanda, çoğunlukla peralüminyum kısmen de metaalüminyum bölgede yer almakta ve alümino, alümino-kafemik ve kafemik topluluklardan alümino-kafemik topluluğun ana gidiş doğrultusuna benzer yönelime sahiptir (Şekil 5). Ayrıca, Maniar ve Piccoli (1989)'nin ana oksit verileri kullanılarak hesaplanan Shand İndeksi'ne göre, kayaç örnekleri peralüminyum ve daha az olarak da metaalüminyum karakterlidir (Şekil 6).

Debon ve Le Fort (1983) tarafından önerilen kafemik ve alümino topluluklar sırasıyla, Chappel ve White (1974)'m önerdiği magmatik (I-tip) ve sedimanter (S-tip) tipe karşılık gelmektedir. Alümino-kafemik topluluk ise iki tip arasında bir ara topluluktur.

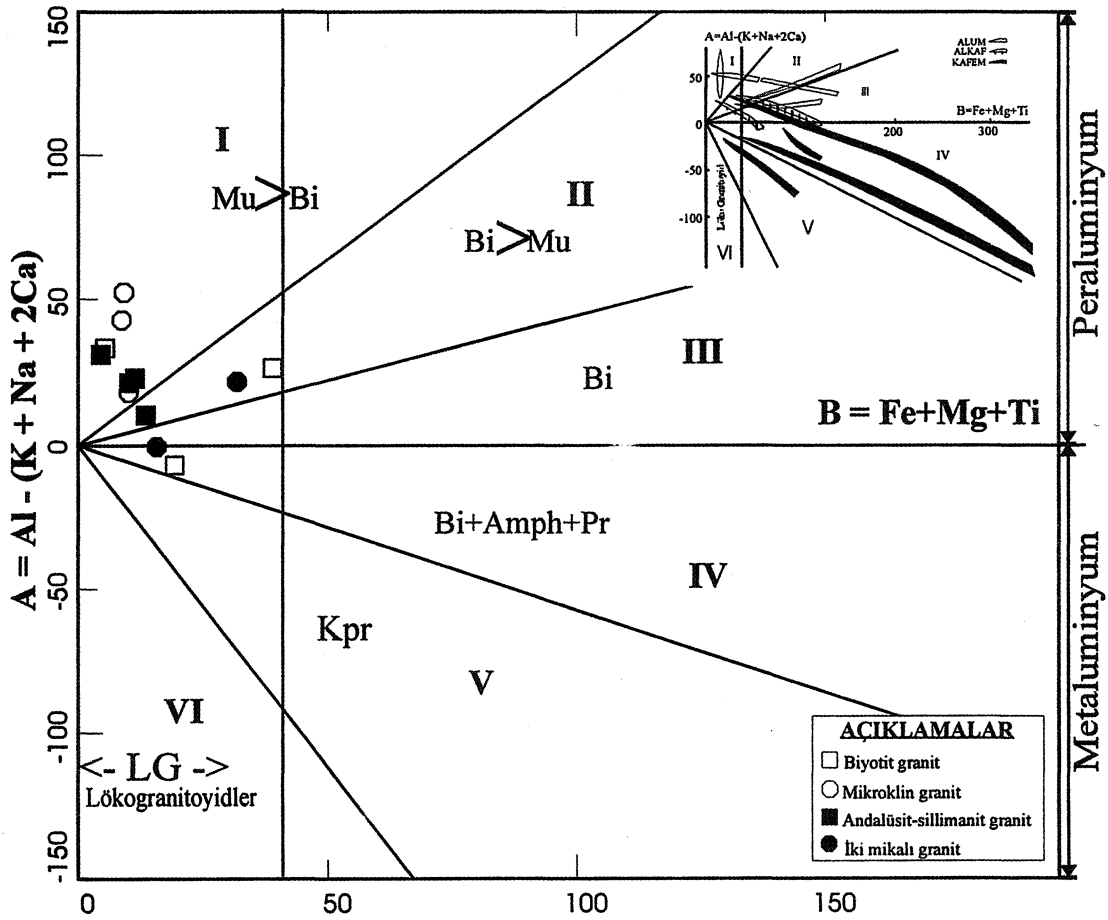
Başnayayla granitoyiti kayaç örnekleri, jeolojik-mineralojik özellikleri açısından S-tipi granitoyit, kimyasal özellikleri açısından ise hem I- hem de S-tipi granitoyit özellikleri sunmasına rağmen, S-tipi özellikler daha baskındır (Çizelge 3).

Kayaç örnekleri tektonik ortam belirleme amacı ile kullanılan R1-R2 diyagramında (Batchelor ve Bowden, 1985), genellikle çarpışmayla eş zamanlı (syn-collision) ve kısmen de çarpışma sonrası (post-collision) alanlarda, ama gerçekte bu iki alanın sınırında yoğunlaşmaktadır (Şekil 7).

Volkanik yay granitoyidleri (VAG) ile çarpışmayla eş zamanlı granitoyidler (syn-COLG) arasında iyi bir ayırılman özelliğine sahip SiO_2-Rb diyagramında (Pearce ve diğ., 1984), Başnayayla granitoyiti örnekleri, syn-COLG alanda yer almaktadır (Şekil 8).

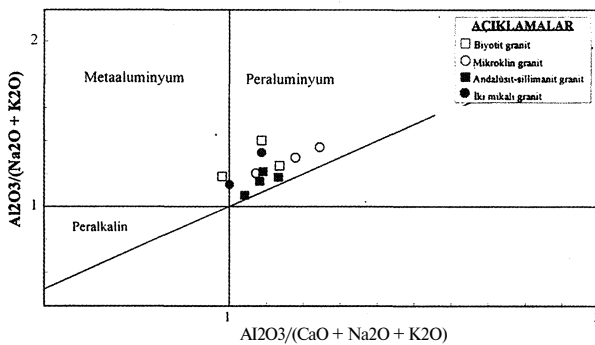
Kayaç örnekleri Rb-(Nb+Y) diyagramında (Pearce ve diğ., 1984) syn-COLG, VAG ve WPG (Levha içi granitoyit) alanlarının üçlü birleşme noktalarına yakın bir bölgede yoğunlaşmaktadır (Şekil 9). Örneklerin bu dağılımları, çarpışma sonrası granitoyitlerin özellikleri ile uyumaktadır. Çünkü Pearce ve diğ. (1984)'ne göre post-COLG granitoyitler VAG ve syn-COLG bölgeleri arasındaki geçiş bölgelerinde bulunmakta ve kısmen de WPG alanına taşmaktadır.

Bununla birlikte, çarpışmayla eş zamanlı granitoyitlerin (syn-COLG) tipik olarak Streckeisen diyagramında granit alanı içinde yer alması, muskovitli-peralüminyum karakterli, çoğunlukla S-tipi granitoyit



Şekil 5: Başnayayla granitoidine ait kayaç örneklerinin Debon ve Le Fort (1983)'un 'karakteristik mineraller' diyagramındaki dağılımları.

Figure 5: The distribution of the rock samples from Başnayayla granitoid in the characteristic minerals diagram of Debon and Le Fon (1983).



Şekil 6: Başnayayla granitoidine ait kayaç örneklerinin Maniar ve Piccoli (1989)'nin Shand indeksi diyagramındaki dağılımları,

Figure 6: The distribution of the rock samples from Başnayayla granitoid in the Shand's Index diagram of Maniar and Piccoli (1989)

özelliklerine sahip olmasına karşın, çarpışma sonrası granitoidlerinin (post-COLG) biyotit-hornblend içeren, metaaluminyum ve hafif peraluminyum nitelikli, kalkalkali karakterli, çoğunlukla I-tipi granitoidlerden oluşması (Pearce ve diğ., 1984), Başnayayla granitoidinin post-COLG granitoid olma olasılığını azaltmaktadır.

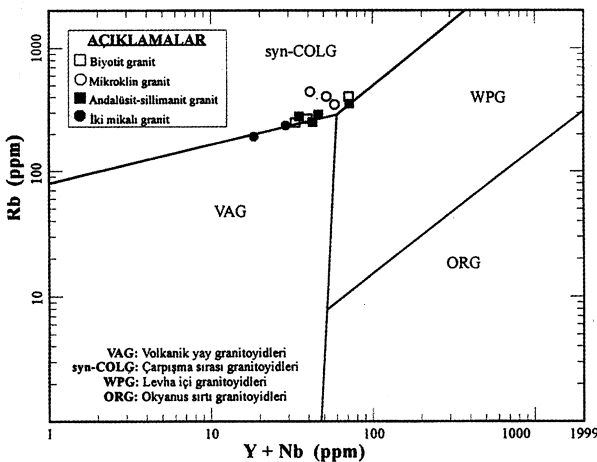
Bu nedenle, örneklerin iz element diyagramlarındaki konumları ve mineralojik bileşimleri dikkate alındığında, Başnayayla granitoidinin çarpışmayla eş zamanlı (syn-COLG), kalkalkali karakterli, çok fazlı bir granitoid intrüzyonu olduğu söylenebilir. Bu sonuç, Erler ve Göncüoğlu (1996)'nun Yozgat batolitindeki çarpışmayla eş zamanlı (syn-COLG) S-tipi lökogranitler için önerdiği modelle de uyumludur.

BAŞNAYAYLA (YOZGAT) MOLİBDEN-BAKIR CEVHERLEŞMESİ

Çizelge 3: Başnayayla granitoyitinin tanımlanan özellikleri ile I-tipi ve S-tipi granitoyid sınıflamasının (Chappel and White, 1974) karşılaştırılması.

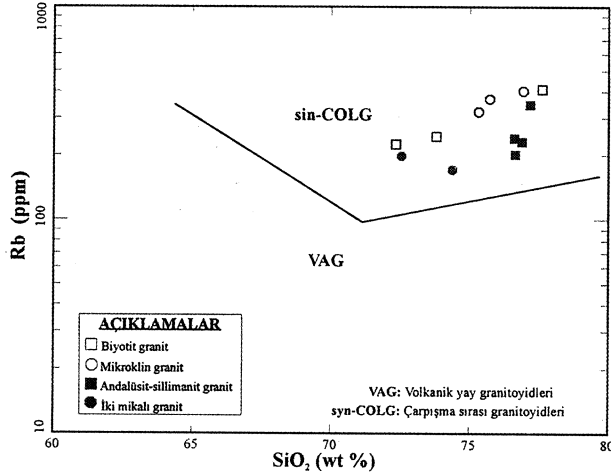
Table 3: The features of the Başnayayla granitoid Complex compared to classification of I-type and S-type granitoid.

| I- TİPİ | S-TİPİ | BAŞNAYAYLA GRANİTOYİTİ |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| -Geniş bir SiO ₂ aralığına sahiptir. | •• SiO ₂ değişim aralığı dardır. | -Yüksek SiO ₂ içeriklidir ve SiO ₂ değişim aralığı dardır. |
| -Bileşimi granitten diyorite kadar değişir. | •• Bileşimi değişken değildir. Genelde lökokratik monzogranitler hakimdir. | - Siyengranit ve monzogranit bileşimlidir. |
| - Genelde volkanik eşdeğerleri il ebirlikte bulunur, | •• Volkanik eşdeğerleri gözlenemez. | -Volkanik eşdeğerleri yoktur |
| - Koyu renkli mineralleri; mafik tiplerinde hornblend, felsik tiplerinde biyotidir. | •• Hornblend bulunmaz. Biyotit ve muskovit hakimdir. | -Biyotit ve muskovit yaygın olarak gözlenir. |
| - Manyetit hakim opak mineraldir. | - Ilmenit hakim opak mineraldir. | -Manyetit ilmenite göre daha yaygındır. |
| -Ortit, sfen, iğne şeklini apatit tal iminerallerdir. | - Monazit, kordiyerit, granat, andalüsit, silimanit ve iri apatit tal iminerallerdir. | -Granat, apatit (iri), andalüsit, sillimanit, kordiyerit ortit, monazit (?), tali minerallerdir. |
| -Reşitler hornblend içerikli diyorit bileşimindedir. | - Reşitler metasedimanter kayac niteliğindedir. | -Metamorfik kayac kalıntısı olduğu düşünülen kesimler sondaj karotlarında gözlenmiştir. |
| - Element değişim diyagramları düzenlidir. Çizgisel veya çizgisele yakın değişim diyagramları gözlenir. | - Element değişim diyagramları düzensizdir. | -Element değişim diyagramları SiO ₂ A12O ₃ ve SiO ₂ -Na ₂ O diyagramları hariç diğerlerinde düzenlidir. |
| - Felsik türlerde Na ₂ O normalde > %3,2, mafik tiplerde Na ₂ O < 2.2'dir. | - Yaklaşık %5 K ₂ O içerikli kayalarda; Na ₂ O < %3.2 Yaklaşık %2 K ₂ O içeriklerde ise; Na ₂ O < %2.2'dir. | - Na ₂ O > %3.2 (5 örnek) Na ₂ O < %3.2 (7 örnek) Yaklaşık %5 K ₂ O içerikli kayalarda; Na ₂ O < %3.2 (7 örnek) Na ₂ O > %3.2 (3 örnek) Yaklaşık %4 K ₂ O içerikli kayalarda ise; Na ₂ O > %3.2 (2 örnek) |
| - Mol [Al ₂ O ₃] / ([CaO] + [Na ₂ O] + [K ₂ O]) < 1.1 | - Mo [Al ₂ O ₃] / ([CaO] + [Na ₂ O] + [K ₂ O]) > 1.1 | - Mo [Al ₂ O ₃] / ([CaO] + [Na ₂ O] + [K ₂ O]) = 1.1 (7 örnek) > 1.1 (2 örnek) < 1.1 (3 örnek) |
| - CIPW-normatif diyopsid veya | - CIPW-normatif korund > % 1 | -CIPW-normatif korund > 1% (7 örnek) < 1% (4 örnek) |



Şekil 7: Başnayayla granitoyitine ait kayac örneklerinin Batchelor ve Bowden (1985)'nun R1 -R2 diyagramındaki dağılımları.

Figure 7: The distribution of the rock samples from Başnayayla granitoid in R1 -R2 diagram of Batchelor and Bowden (1985).



Şekil 8: Başnayayla granitoyitine ait kayaç örneklerinin Pearce ve diğ., (1984)'nin SiO_2 -Rb diyagramındaki dağılımları.

Figure 8: The distribution of the rock samples from Başnayayla granitoid in SiO_2 -Rb diagram of Pearce et al (1984).

ALTERASYON VE CEVHERLEŞME

Alterasyon :

Cevherleşmeyle ilişkili olarak Başnayayla granitoyiti kayaçlarını etkileyen 3 çeşit alterasyon türü tanımlanmıştır. Tanımlanan alterasyon zonlarının isimlendirilmesinde yaygın gözlenen mineral birliklikleri kullanılmıştır. Ayırtılan alterasyon türleri kuvars + serisit + pirit, kuvars+feldispat+biyotit ve kuvars+feldispat + biyotit+serisit+muskovit ineral birliklerinden oluşmaktadır. Başnayayla granitoyiti kayaçlarının alterasyon özellikleri ve bununla ilişkili cevher mineralleri Çizelge 4'te verilmiştir.

Kuvars+Serisit+Pirit Alterasyonu :

Bu alterasyon yüzeyde oldukça geniş alanlar kaplamakta ve bölgede topografik olarak yüksek alanlarda gözlenmektedir (Şekil 10).

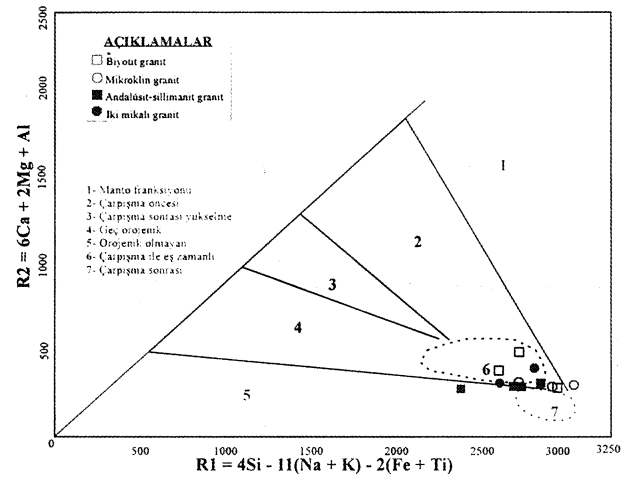
İnceleme alanının yüzeyinde gözlenen alterasyon, Çatal Tepe'den başlayarak KB-GD doğrultusunda Sapdere Sırtı'na kadar geniş bir kuşak halinde uzanmaktadır. Ayrıca, Sapdere Sırtından Hacıbaygılı Dere istikametine doğru, geniş ve dar zonlar şeklindedir. Sondaj kuyularının daha derin seviyelerinde kuvars+feldispat+biyotit alterasyon türü içerisinde ara seviyeler halinde de bulunmaktadır (Şekil 11).

Çizelge 4: Başnayayla granitoyiti birimlerinin alterasyon ve/veya cevher mineralleri.

Table 4: A Iteration and/or ore minerals of units of the Başnayayla granitoid units.

| KAYAÇ ADI | ALTERASYON VE / VEYA CEVHER MİNERALLERİ |
|-----------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Biyotit granit | Kuvars+serisit+pirit, kuvars+feldispat+biyotit, kuvars+feldispat+biyotit+serisit/muskovit; molibdenit, pirit, kalkopirit, manyetit |
| İki mikalı granit | Kuvars+feldispat+biyotit (yaygın); molibdenit, pirit |
| Andalüsit sillimanit granit | Kuvars+serisit+pirit, kuvars+feldispat+biyotit; pirit, limonit |
| Kordiyerit granit | Kuvars+serisit+pirit; molibdenit, kalkopirit, pirit |
| Aplit granit | Kuvars+serisit+pirit (kısmen); pirit, molibdenit |
| Kuvars damarı | Molibdenit, molibdenit+pirit |
| Mikroklin granit | Steril kayaç (cevherleşme ve alterasyon içermiyor) |
| Pegmatit | Steril kayaç (cevherleşme ve alterasyon içermiyor) |
| Granitporfir | Streli kayaç (cevherleşme ve alterasyon içermiyor) |

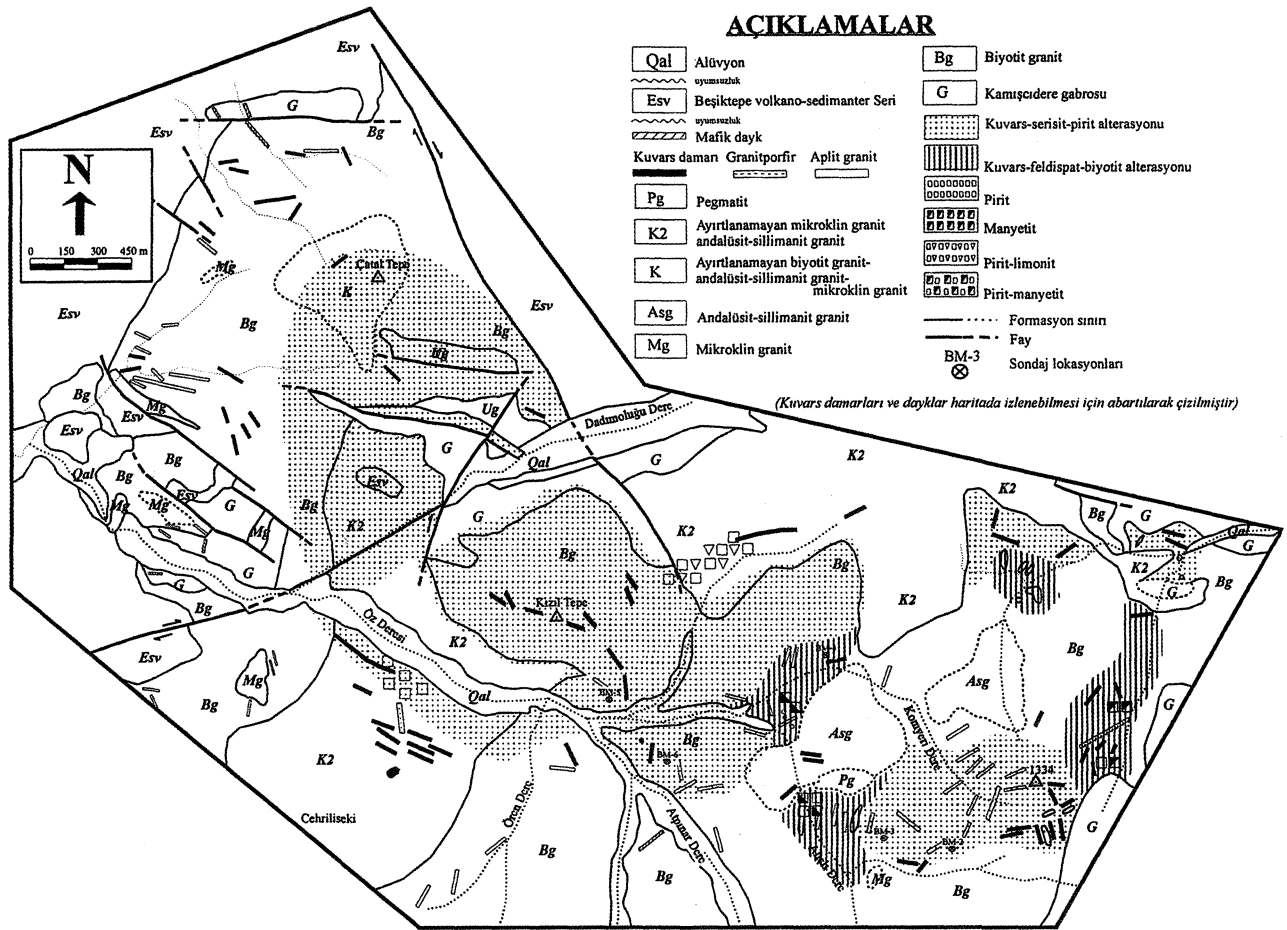
Kuvars+serisit+pirit alterasyonu biyotit granit, andalüsit-sillimanit granit, kordiyerit granit ve daha az olarak da iki mikalı granit ve aplit granitleri etkilemiştir (Şekil 11). Alterasyondan etkilenen kayaçlar el örneğinde, genellikle bej-beyaz-açık kahverenkli.



Şekil 9: Başnayayla granitoyitine ait kayaç örneklerinin Pearce ve diğ., (1984)'nin Rb-(Y+Nb) diyagramındaki dağılımları.

Figure 9: The distribution of the rock samples from Başnayayla granitoid in Rb-(Y+Nb) diagram of Pearce et al. (1984).

BAŞNA YAYLA (YOZGAT) MOLİBDEN-BAKIR CEVHERLEŞMESİ



Şekil 10: İnceleme alanı hidrotermal alterasyon haritası.

Figure 10: The hydrothermal alteration map of the study area.

Ama yüzeysel koşullarda gelişen oksidasyon sonucu kayalar, kahve-bordo-kirli sarı renkli bir görünüm kazanmışlardır.

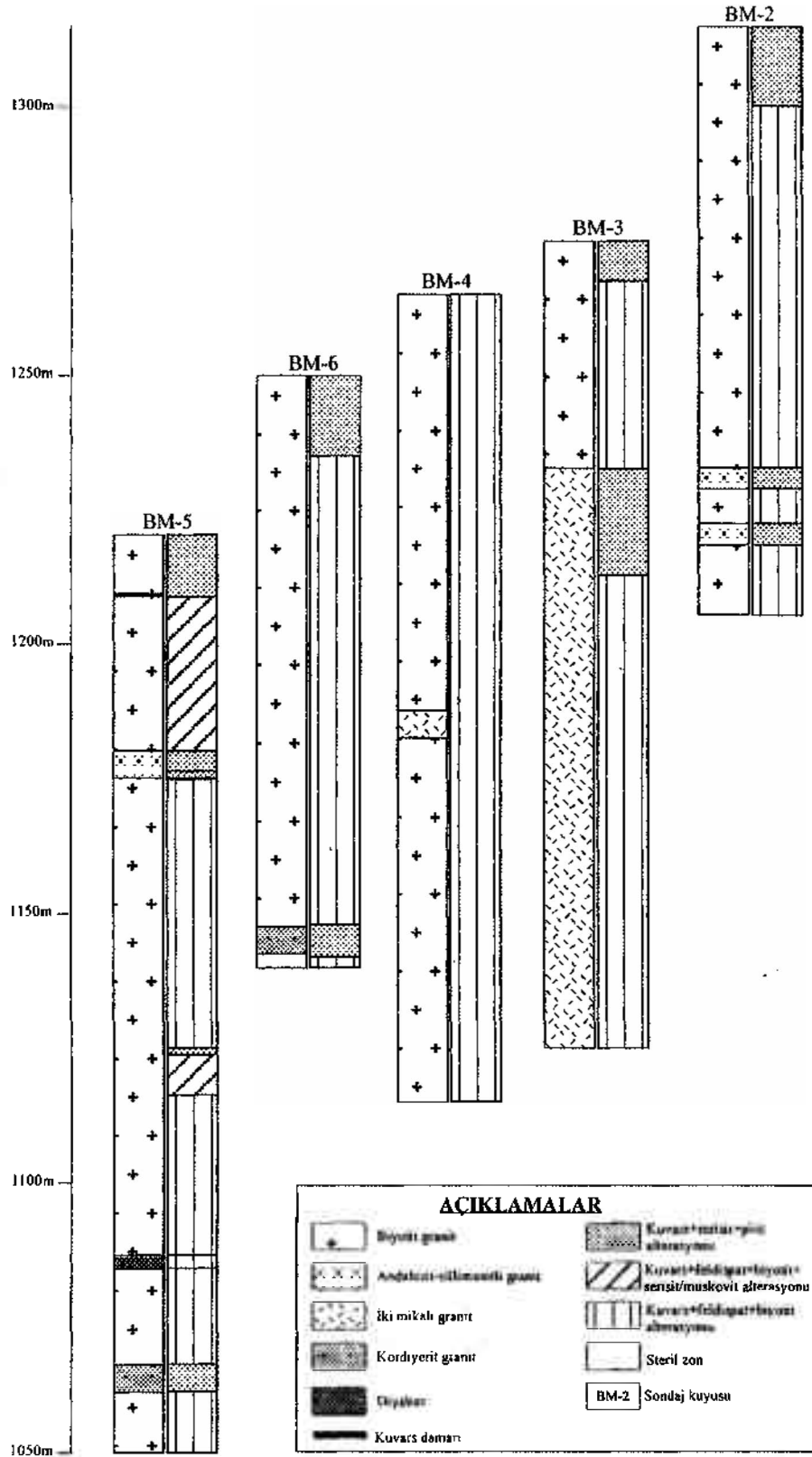
Alterasyondan kuvvetli şekilde etkilenen kayaların ilksel dokusu tamamen bozulmuş ve kuvars dışındaki ana mineralleri yoğun olarak altere olmuş ve tanınmayacak durumdadır. İlksel kuvarslar daha da büyümüş ve irileşmiştir. Kuvars iri taneler ya da ince damarlar (3-5 cm) şeklindedir. Ayrıca, kuvars ile birlikte pulcuklar şeklinde muskovit oluşumları tipik olarak gözlenmektedir.

Alterasyonun zayıf-orta derecede etkili olduğu yüzey ve sondaj karot örneklerinde ana mineraller genellikle tanınmakta ve yüzeyden aşağıya doğru alterasyonun etkisi azalmaktadır. Yüzeysel oksidasyonun fazla etkili olmadığı yerlerdeki kayaların çatlak-kırıklarında yaygın pirit oluşumları gözlenmektedir. Ayrıca Kızıltepe'nin

GD'daki 0.5-1.0 m genişliğindeki pirit+limonit oluşumları, bu alterasyon zonu içerisine kadar uzanmaktadır.

Mikroskop altında ileri derecede altere örneklerin kuvars dışındaki ana bileşenleri ve ilksel dokusu tanımayacak haldedir. Kayacın feldispat ve biyotitleri tamamen serisit ve muskovite dönüşmüştür. İlksel kuvarslar daha da büyümüş ve iri fenokristaller şeklinde bulunmaktadır. Kuvars fenokristalleri, alterasyon ürünü* ikincil kuvars+serisit+muskovit+opak minerallerden oluşan bir hamur içerisinde.

Alterasyonun, zayıf-orta derecede etkili olduğu yüzey ve sondaj karot örneklerinde, plajiyoklaz ve biyotitler yoğun olarak bozunmuştur. Plajiyoklazlar çatlak ve ikiz düzlemleri boyunca tamamen ve/veya kısmen serisit/muskovit/klorite ve/veya klorite dönüşmüş ve az opaklaşmıştır.



Şekil 11: Başnayıla molibden cevherleşmesi sondaj profilleri.

Figure 11: The boreholes logs of the Başnayıla molybdenum mineralization.

BAŞNAYAYLA (YOZGAT) MOLİBDEN-BAKIR CEVHERLEŞMESİ

Ortaklazlar ise yer yer temiz olmakla birlikte, içerdikleri pertitler yoğun olarak serisitleşmiştir. Alterasyonun zayıf-orta derecede etkili olduğu sondaj karot örneklerinde, özşekilsiz kuvars tanecikleri ve serisit/muskovitten oluşan mikrodamar ve ornatmalar yoğun olarak gözlenmektedir. Bu mikrodamarlar kayacın ana mineralleri olan kuvars ve ortaklazı kesmekte, plajiyoklazı ise ornatmaktadır. Özşekilsiz kuvars taneciklerinden oluşan mikrodamarlarda yoğun olarak serisit/muskovit/opak mineral ve az klorit bulunmaktadır. Serisit/muskovitten oluşan mikrodamarlar, bazen kuvarstan oluşan mikrodamarları kesmektedir.

Kuvars+Feldispat+Biyotit Alterasyonu : Bu tür alterasyon, yüzeyde kuvars+serisit+pirit minerallerinden oluşan alterasyona göre, topografik olarak alçak bölgelerde bulunmakta ve bu haliyle kuvars+serisit+pirit alterasyonunun altında ve daha derin zonlarda oluşmuş gibi görülmektedir. (Şekil 10). Yüzeyde küçük zonlar halinde biyotit graniti etkileyen alterasyon, sondaj kuyularında ise en yaygın alterasyondur (Şekil 11). Alterasyon sondaj kuyularında hem biyotit graniti hem de iki mikalı graniti etkilemiştir.

Alterasyondan etkilenen kayalar gri-bej-pembe renkli ve genellikle bozunmamış olarak gözlenmektedir. Bu alterasyonun etkilediği kayaların çatlak-kırıklarında ve ayrıca kuvars damar ve damarcıklarının çeperlerinde, cevher mineralleriyle birlikte yoğun olarak pembe renkli ikincil ortoklaz oluşumları bulunmaktadır.

Arazide gözlenen manyetit, manyetit+pirit ve az pirit zonları, genellikle bu alterasyonun oldukça etkili olduğu alanlar içerisinde yer almaktadır.

Alterasyon mikroskop altında kuvars+ortoklaz+plajiyoklaz+biyotit minerallerinden oluşan mikrodamarların ortaya çıkmasıyla belirginleşmektedir. Mikrodamarlar alterasyona uğrayan kayaların ana bileşenleri olan kuvars, ortoklaz ve plajiyoklazları kesmektedir. Ayrıca, plajiyoklazların K-feldispat tarafından yer yer ornatılması ve ikincil K-feldispatın ortaya çıkması, bu alterasyonun en belirgin özelliğidir. Alterasyonun kuvvetlice etkilediği kayalar, ikincil mineraller nedeniyle porfirik bir görünüm kazanmıştır.

Plajiyoklazlar genellikle ikincil mineraller tarafından ornatılırlar ve mineralde yer yer serisitleşme-karbonatlaşma görülür. Plajiyoklazları ornatılan ikincil K-feldispatlar genelde, plajiyoklazlar içinde yamalar şeklinde gözlenir. Bu şekilde ornatılan plajiyoklazlarda

yoğun serisit/muskovitleşmeler gözlenir. Plajiyoklazları ornatılan K-feldispatlarda, birincil K-feldispatlarda yaygın olan pertit oluşumları gözlenmemektedir.

İkincil K-feldispat oluşumu, birincil ortoklazın etrafında büyümeler şeklinde de olmaktadır. Bu tür oluşumlarda, ikincil K-feldispat içinde yoğun kuvars kapamaları bulunmakta ve pertit oluşumu gözlenmemektedir.

Birincil biyotitler ise, çoğunlukla kloritleşmiş ve bol miktarda sajenitik rutil kristalleri içermektedir. Ayrıca birincil biyotitler yer yer ikincil kuvars tarafından ornatılarak epidot+klorit+opak minerallerinden oluşan bir agregata dönüşmüştür.

Mikrodamarları oluşturan minerallerden kuvars, özşekilsiz taneler şeklindedir. Ortoklaz, yarı öz şekilli-öz şekilsizdir ve bazen karlsbad ikizlenmesi gözlenmektedir. Mineralin pertit oluşumu yoktur. Mikrodamarlarda gözlenen diğer feldispat minerali plajiyoklaz ise, yarı öz şekilli-öz şekilli ve albit ikizlenmesiyle karakteristiktir. Plajiyoklazlar albit bileşimindedir.

Mikrodamarlarda gözlenen ikincil biyotitler yarı öz şekilli-öz şekilsiz, elma yeşili-kahve-bronz renkli ve damarlarda saçımmlı ya da süreksiz ince seviyeler halinde dir.

Mikrodamarlarda ikincil biyotite ek olarak klorit+apatit±opak±serisit±epidot±rutil±zirkon mineralleri de bulunmaktadır. Mikrodamarlardaki kloritler, ikincil biyotitlerin bozunması sonucu oluşmuş izlenimi vermektedir.

Bu alterasyonun tipik minerali olan ikincil biyotit, mikrodamarlar dışında aşağıdaki özel doku şekillerinde de bulunmaktadır:

-Ortoklaz ve plajiyoklazlar arasındaki mirmekitik oluşum bölgelerinde,

-Ortoklaz ve kuvarsın beraber büyümesi sonucu oluşan grafik dokuya yakın yerlerde veya bu oluşum içerisinde,

-Ortoklaz içinde veya iki ortoklaz sınırı boyunca oluşan mirmekitik doku görünümlü oluşumlarda yaygın olarak gözlenmektedir. İkincil biyotit bu oluşum şekillerinde, yer yer apatit, zirkon ve opak minerallerle birlikte bulunmaktadır.

İkincil biyotit bu oluşum şekilleri dışında, yoğun olarak kuvarslar tarafından ornatılmış plajiyoklazlarda,

saçınımlı taneler şeklinde ve plajiyoklazların çatlak-kırıklarmda gözlenmektedir. Bu tür oluşumlarda biyotitlere yer yer klorit, kalsit, epidot, opak mineral ve çok az serisit eşlik etmektedir. Ayrıca, plajiyoklaz içinde teşbih taneleri şeklinde dizilmiş kuvars kapanından ile birlikte, yer yer yoğun ikincil biyotitler de gözlenmektedir.

Bu alterasyon içinde gözlenen epidot oluşumları, genellikle opak minerallerle birlikte bulunmaktadır. Kalsit ise çoğunlukla öz şekilsiz agregatlar halinde ve yer yer de çatlak dolgusu şeklindedir.

Kuvars+Feldispat+Biyotit+Serisit/Muskovit

Alterasyonu : Sondaj kuyularında yukarıda anlatılan iki ana alterasyon türü arasında yer yer gözlenen bu alterasyon türü (Şekil 11), tipik olarak kuvars+feldispat+biyotit alterasyonuna benzemektedir. Ancak bu tür alterasyondaki serisit ve muskovitlerin miktarı, kuvars+feldispat+biyotit alterasyonunda gözlenenden daha fazladır. Bu nedenle, bu alterasyon türü diğer iki ana alterasyon türü arasında geçiş zonu olarak kabul edilmiştir.

Sondaj kuyularında kuvars+serisit+pirit ve kuvars+feldispat+biyotit alterasyonlarının üst üste geldiği ve ayrılan üçüncü alterasyonun gözlenmediği yerlerde, ana alterasyon türleri göreceli olarak birbirlerine geçiş gösterirler.

İnceleme alanında cevherleşmeyle ilintili olarak gözlenen alterasyon mineral birliklerinden kuvars+serisi+pirit mineral birliği, literatürde fillik veya serisitik alterasyon; kuvars+biyotit mineral birliği ise potasik veya K-feldispat alterasyonu olarak adlandırılmaktadır (Lowel ve Guilbert, 1970; Wallace ve diğ., 1978; White ve diğ., 1981; Westra ve Keith, 1981; Mutschler ve diğ., 1981; Pirajno, 1992).

Buna göre iki ana alterasyon türünün geçiş zonu olarak kabul ettiğimiz üçüncü alterasyonu ise, potasik+zayıf fillik alterasyon olarak tanımlayabiliriz.

Potasik alterasyonun etkili olduğu yerlerde birincil ve ikincil biyotitlerin yer yer kısmen ve/veya tamamen kloritleşmesi ve yer yer de yoğun olarak epidot ve kalsit oluşumlarının gözlenmesi, propilitik (epidot+kalsit+klorit) alterasyonunun yer yer potasik alterasyonu etkilediği ve maskeleyiği izlenimini vermektedir.

Cevherleşme Tipleri: İnceleme alanında Başnayayla granitoyiti içinde gözlenen cevherleşme, bulunuş şekille-

rine göre üç ana grup altında tanımlanabilir. Bunlar damar tip, çatlak ve kırıklarda sıvama tip ve saçınımlı tip cevherleşmelerdir.

Damar Tipi Cevherleşme :Bu tip cevherleşme biyotit granit, iki mikalı granit ve anadalüsit-sillimanit granit içerisinde gözlenen gri-koyu gri renkli kuvars damarlarına bağlı olarak gelişmektedir. Yüzeyde kuvars+serisit+pirit alterasyon zonu içerisinde gözlenen kuvars damarlarının hakim doğrultuları KB-GD ve daha az olarak da KD-GB'dır. Kalınlıkları 0.1-1m ve uzanımları ise 2-60m arasında değişen damarlar dik ve/veya dike yakın dalımlıdır.

Kuvars+serisit+pirit alterasyon zonundaki kuvars damarlarının kalınlıkları, kuvars+feldispat+biyotit alterasyon zonuna doğru göreceli olarak azalmaktadır. Sondaj kuyuları boyunca aşağıya doğru indikçe kuvars+serisit+pirit ve kuvars+feldispat+biyotit alterasyon zonlarının geçiş bölgelerinde ve kuvars+feldispat+biyotit alterasyonunun hakim olarak gözlendiği kayaçlarda, cevher içeren bu damarlar damarcık (kalınlıkları 0.1-1.5cm) şekli almaktadır. Sondaj kuyularındaki yayılımı düzensiz olan damarcıklar, düşey yönde yapılan sondaja göre dik, yatay ve diyagonal konumludur. Bu damarcıklar yer yer birbiriyle kesişmektedir.

Kızıltepe ve Kızıltepe'ni KB'sında Çatal Tepe yöresinde bulunan kuvars damarlarının genel doğrultuları KB-GD doğrultum faylarla aynı yönde gözlenirken, Komyeri Dere civarında kuvars damarlarının doğrultuları ana tektonik yönlerden farklı konumlarda bulunmakta ve dairesel-ışımsal bir dağılım göstermektedir (Şekil 10). Kuvars damarlarının bu dairesel ışımsal dağılımları, Başnayayla granitoyitini kesen daha genç fayların kuvars damarı ve/veya alterasyon içermemesi, ana granit kütle-sini kesen dayklara kuvars damarlarının eşlik etmesi ve bunların genel konumları arasındaki uyum kuvars damarlarının oluşumunun granitoyitin evrimi ile doğrudan ilişkili olduğunu göstermektedir.

Bu tip cevherleşmede makroskobik olarak gözlenen cevher mineralleri molibdenit ve pirittir. Kuvars damar-damarcıkları el örneğinde içerdiği cevher mineralleri açısından molibdenitli, molibdenit+piritli ve piritli olmak üzere 3 gruba ayrılmıştır.

Yüzeyde gözlenen kuvars damarlarında tespit edilen tek cevher minerali molibdenittir. Molibdenit damar içinde süreksiz ince bantlar ve daha az olarak da saçınımlı şeklindedir. Kuvars damarcıklarında ise molibdenit ve

BAŞNAYAYLA (YOZGAT) MOLİBDEN-BAKIR CEVHERLEŞMESİ

pirit yoğun olarak damarcığın çeperleri boyunca ve yer yer de damarcık içinde saçınımlı olarak bulunmaktadır. Kuvars damarcıkları, damarcık-yan kay aç dokanaklarında pembe renkli ikincil ortoklaz zarfı ile çevrelenmiştir.

Yer yer sondaj karotlarına dik yönde olan 3-5 mm kalınlığındaki kuvars damarcıkları, 1-2 mm kalınlığındaki süresiz molibdenit seviyeleriyle aralanmalı olarak bulunmaktadır. Bu kuvars damarcıklarının içinde de saçınımlı az molibdenit gözlenmektedir.

Bu tür cevherleşme içinde, kuvars damarlarına bağlı oluşumlardan başka az miktarda gözlenen cevherleşme şekli ise, pirit ve molibdenit damarcıkları şeklinde gözlenmektedir. Bu damarcıklar genellikle İmm'den fazla \geq kalınlığa sahiptir. Bu damarcıklar, biyotit granit ve çok az olarak da kordiyerit granit içerisinde bulunmaktadır. Pirit damarcıkları, yer yer molibdenit ve pirit içeren kuvars damarcıklarını kesmektedir. Pirit ve molibdenit damarcıkları da, kuvars damarcıklarında olduğu gibi genellikle pembe renkli ikincil ortoklaz zarfı ile çevrelenmiştir.

Çatlak ve Kırıklarda Sıvama Tipi Cevherleşme :

Bu tip cevherleşme, kayaçlarda değişik yönlerde gelişen çatlak ve kırıklarda gözlenmektedir. Sondaj kuyularında kuvars+feldispat+biyotit alterasyonunun etkilediği kayaçlarda yaygın olarak tespit edilen bu oluşumlar, genelde düzensiz bir yayılıma sahiptir.

Biyotit granit, iki mikalı granit ve daha az olarak da andalüsit-sillimanit granit ve apilit granitlerde rastlanan bu tür cevherleşme, cevher mineral içeriklerine göre pirit, pirit+molibdenit ve molibdenit sıvamaları olmak üzere üç gruba ayrılabilir.

Bu tür cevherleşmelerin yan kayaçla olan dokanaklarında, cevher mineralleri ile birlikte yoğun olarak pembe renkli ikincil ortoklaz oluşumu gözlenmektedir.

Saçınımlı Tip Cevherleşme : Bu tip cevherleşme, diğer iki tip cevherleşmeye göre daha azdır. Saçınımlı tip cevherleşme kuvars+feldispat+biyotit alterasyonu ile bu alterasyon içinde ara seviyeler halinde yer yer gözlenen kuvars+serisit+pirit alterasyonunun etkilediği kayaçlarda gözlenmektedir. Saçınımlı tip cevherleşme biyotit granit, iki mikalı granit, andalüsit-sillimanit granit ve kordiyerit granit içerisinde yer yer yoğun olarak bulunmaktadır. Molibdenit, pirit ve kalkopirit kordiyerit granitte

saçınımlar şeklinde gözlenmektedir. Molibdenitler, yer yer molibdenit gülleri oluşturan agregatlar halindedir.

Cevher Mineralleri : Başnayaayla granitoyiti ile ilişkili Molibden cevherleşmesinin ana cevher mineralleri molibdenit, pirit, kalkopirit ve manyetittir. Bu ana bileşenlerin yanı sıra, tali olarak kübanit, pirotin, sfalerit, galenit, ilmenit, bornit ve bizmutinit saptanmıştır. Ayrıca ikincil olarak limonit, hematit, markazit, kalkozin ve kovellin gözlenmiştir.

Molibdenit : Molibdenit cevherleşme tiplerinin ana mineralidir. Molibdenitin cevherleşme içindeki yatay -düşey dağılımı, tanımlanan alterasyon türleriyle doğrudan ilişkilidir. Kuvars+serisit+pirit (fillik) alterasyonun etkili olduğu kayaçlarda, molibdenit genellikle çok az gözlenmektedir. Kuvars+serisit+pirit (fillik)-kuvars+feldispat+biyotit (potasik) alterasyon geçiş bölgelerinde ve kuvars+feldispat+biyotit (potasik) alterasyonun hakim olarak gözlendiği kayaçlarda, molibdenit yoğun olarak gözlenmektedir. Çünkü, molibdenitli kuvars damar-damarcıkları, bu iki alterasyon türü arasında ve kuvars+feldispat+biyotit (potasik) alterasyonu içinde yaygın olarak gözlenmektedir. Molibdenit kristalleri çoğunlukla levhamsı ve yaprağımsı şekillerdedir ve yer yer topluluklar (molibdenit gülleri) halinde bulunmaktadır. Bu şekildeki kristalleri genellikle, eğilmiş, bükülmüş ve kıvrılmıştır.

Pirit : Cevherleşme içinde molibdenit ile birlikte yoğun olarak gözlenen diğer opak mineraldir. Tanımlanan 3 tip cevherleşme şeklinde de yaygın olarak gözlenmektedir. Kuvars+serisit+pirit (fillik) alterasyonunun kuvvetli etkilediği kayaçlarda, çok yoğun olarak gözlenen pirit, bu alterasyon türünde yer yer çatlak-kırık dolgusu olarak ve saçınımlı şekillerde geniş zonlar oluşturmaktadır. Pirit kuvars+serisit+pirit (fillik) alterasyonun gözlendiği kayaçlarda, kuvvetli oksidasyon etkisinde kalmıştır. Kuvars+serisit+pirit (fillik) alterasyondan kuvars+feldispat+biyotit (potasik) alterasyona doğru, piritin yoğunluğu yer yer azalmakla birlikte, mineral kuvars+feldispat+biyotit (potasik) alterasyonunun etkili olduğu kayaçlarda da yaygındır. Oksidasyonun yoğun olarak gözlendiği kayaç örneklerindeki piritler, kısmen ve/veya tamamen limonite dönüşmüştür.

Kalkopirit: Kalkopirit kuvars+serisit+pirit (fillik) alterasyonun yaygın olduğu kayaçlarda çok azdır. Kuvars+feldispat+biyotit (potasik) alterasyonundan etkilenen kayaçlardaki dağılımı düzensiz olan kalkopirit saçınımlı şeklinde yer yer yoğun olarak gözlenmektedir.

Kalkopirit genellikle, pirit içinde kapanım olarak gözlenmektedir. Nadiren, kalkopirit piriti çevrelemiş ve mantolamıştır. Seyrek olarak da kalkopirit içerisinde pirit kapanım lan gözlenmektedir. Kalkopiritler, bazen kenarları boyunca bozunarak kalkozin, kovelin ve limonite dönüşmüştür.

Manyetit : Manyetit, kuvars+serisit+pirit (fillik) alterasyonundan etkilenen kayalarda ya hiç yoktur ya da çok azdır. Kuvars+feldispat+biyotit (potasik) alterasyonun yüzeydeki uzantılarında, düzensiz saçımlı veya masif şekillerde zengin manyetiteli zonlar tespit edilmiştir. Bu manyetitçe zenginleşmiş bölgeler, kuvars+serisit+pirit (fillik) ve kuvars+feldispat+biyotit (potasik) alterasyonları arasındaki geçiş bölgelerinde bulunmaktadır.

Manyetitin kuvars+feldispat+biyotit (potasik) alterasyon içindeki dağılımı düzensizdir.

Cevherleşme içinde çok az gözlenen diğer opak mineraller ise pirotin, kübanit, bornit, sfalerit, galenit, ilmenit, bizmutinit, limonit, hematit, markazit ve kalkozin-kovellindir.

SONUÇ VE YORUM

Başnayayla (Yozgat) molibden cevherleşmesi Başnayayla granitoyiti ile ilişkilidir. Cevherleşme granitoyitin biyotit granit, iki mikalı granit, anadüisit-sülmanit granit, kordiyerit granit ve aplit granit birimlerinde gözlenmektedir. Bu kayalar içinde cevherleşme kuvars-molibden damar/damarcıkları, çatlak-kırıklarda sıvama ve saçım şeklindedir.

Ana cevher mineralleri bolluk sırasına göre molibdenit, pirit, kalkopirit ve manyetittir. Bu ana bileşenlerin yanı sıra, tali olarak kübanit, pirotin, sfalerit, ilmenit ve eser miktarda galenit, bornit ve bizmutinit saptanmıştır. Ayrıca ikincil limonit, hematit, markazit, kalkozin ve kovellin gözlenmiştir.

Cevherleşmeyle ilişkili olarak 3 çeşit alterasyon türü belirlenmiştir. Tanımlanan alterasyon türleri; kuvars+serisit+pirit (fillik), kuvars+feldispat+biyotit (potasik) ve kuvars+feldispat+biyotit+serisit/muskovit (potasik+zayıf fillik) mineral birliklerinden oluşmaktadır. Cevherleşme, genellikle kuvars+serisit+pirit (fillik) ve kuvars+feldispat+biyotit (potasik) alterasyonunun hakim olduğu kayalar içinde gözlenmektedir.

Cevherleşme belirlenen geometrik özellikleri, mineral içeriği ve alterasyon türleri göz önüne alındığında, düşük tenörlü porfiri ve/veya ştokvörk (ağsı) tip molibden-bakır cevherleşmesi olarak isimlendirilebilir.

Cevherleşmeyi içeren Başnayayla granitoyiti minerolojik-kimyasal özellikleri açısından, kalkalkali nitelikli, peralüminyum ve kısmen de metaalüminyum karakterli, alümino-kafemik özellikteki bir magmadan türemiştir. İntrüzif Kütle hem I- hem de S-tipi granit özelliği gösterirken, S-tipi özellikler daha baskındır. Bu granitler jeotektonik ortamları açısından, bazı diyagramlarda çarpışmayla eş zamanlı (Şekil 8), bazı diyagramlarda ise çarpışmayla eş zamanlı ve kısmen de çarpışma sonrası alanlara düşmektedir (Şekil 7 ve 9).

Başnayayla porfiri ve/veya ştokvörk (ağsı) molibden-bakır cevherleşmesin bağlı olduğu Başnayayla granitoyiti, köken ve jeotektonik ortam açısından, literatürdeki benzer cevherleşmelerinin yan kayalarından farklılıklar göstermektedir. Porfiri ve/veya şkokvörk (ağsı) molibden ve bakır cevherleşmeleri jeotektonik ortam açısından, genellikle dalma-batma ve riftleşmeyle ilişkili iken (Sillitoe, 1980), Başnayayla cevherleşmesi çarpışmayla ilişkili kayalarla birlikte bulunmaktadır. Sillitoe (1980)'ye göre, dalma-batmayla ilişkili cevherleşmeler kuvars-monzonit, granodiyorit ve diyorit bileşimli kalkalkali kayalara; riftleşmeyle ilişkili cevherleşmeler ise, alkali karakterli granitik (riyolitik) veya kuvars-monzonit bileşimli kayalara bağlıdır.

Porfiri molibden ve bakır cevherleşmeleri genellikle I-tipi granitoyitlerle; kalay, wolfram ve uranyum cevherleşmeleri ise S-tipi granitoyitlerle ilişkilidir (Clarke, 1992).

Başnayayla porfiri ve/veya ştokvörk (ağsı) molibden-bakır cevherleşmesi ise çarpışmayla eş zamanlı (syn-COLG), peralüminyum ve kısmen de metaalüminyum karakterli, hem S-tipi hem de I-tipi granitoyit özellikleri sunmasına rağmen, S-tipi özelliklerin baskın olduğu granitoyitlere bağlıdır, cevherleşme bu özellikleri ile literatürdeki diğer molibden-bakır cevherleşmelerinden ayrılmaktadır.

Ayrıca, molibden yatakları için tipik olan çok evreli intrüzyonlarla birlikte ve en son evre intrüzyona bağlı olma olayı, Başnayayla cevherleşmesinde çalışma alanının dar olması ve yeterli devamlılık ve sıklıkta sondajların bulunmaması nedeniyle net olarak saptanamamıştır. Başnayayla granitoyiti her ne kadar farklı fazlardan olu-

BAŞNAYAYLA (YOZGAT) MOLİBDEN-BAKIR CEVHERLEŞMESİ

şuyorsa da fazların mineralojik ve kimyasal bileşimi en son magmatik farklılaşma ürünlerini yansıtmaktadır. Ancak Başnayayla granitoyiti içindeki bu son farklılaşma ürünü fazların mineralojik bileşimleri, intrüzif kütlelerin kendi içinde de değişik farklılaşma evrelerinin varlığını kanıtlamaktadır. Biotit granit ana fazının kendisini kesen daha genç fazlara göre daha çok mafik mineral (biyotit) içermesi, genç fazların kuvars açısından ana faza göre daha zengin olması ve bu fazları kesen molibdenitli saf kuvars damarlarının varlığı, granitoyit kütlelerinin kendi içinde bir fraksiyonel kristalleşmeye uğradığını ve kristalleşmeye bağlı olarak daha sonraki fazların kendilerinden önceki faz ve/veya fazlara göre kuvars içeriği açısından zenginleştiğini göstermektedir. Molibdenitli kuvars damarları ise kristalleşmenin son evrelerindeki silisçe zengin artık çözeltilerini temsil etmektedir. Granitoyiti kesen genç fayların herhangi bir alterasyon veya cevherleşme içermemesi de cevherleşmenin granitik magmanın fraksiyonel kristalleşmesi sonunda açığa çıkan artık çözeltiler tarafından oluşturulduğunu, daha sonraki süreçlerin cevher oluşumunda rol oynamadığını ifade etmektedir. Aynı intrüzif sistemin daha bazik bileşimli üyeleri olabilecek gabroyik kayalar inceleme alanında bulunmasına rağmen, literatürde gabroların kökeni tartışmalıdır. Bazı araştırmacılar bunları ofiyolitlerin bir bileşeni olarak kabul ederken (Seymen, 1982; Göncüoğlu ve diğ., 1991, 1992), bazı araştırmacılara göre ise bu kayalar intrüziftir (Ketin, 1955, 1963; Kadioğlu ve Güleç, 1996). Bu çalışmanın kapsadığı alanda elde edilen gözlemlerden, bu konuda kesin bir sonuca varılamamakla birlikte molibden cevherleşmelerinin genelde çok evreli ve bazikten asidiğe doğru gelişen fazlardan oluşan komplekslere bağlı olması, bu gabroların da Başnayayla molibden cevherleşmesinin bağlı olduğu granitoyitlerden daha yaşlı bazik intrüzyonlar olma olasılığını artırmaktadır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma H.Ü. Araştırma Fonu tarafından 95.01.010.015 no'lu proje ile desteklenmiştir.

KAYNAKLAR

Ağrah, B., 1967 Yozgat-Sorgun Havzasının 1/10.000 ölçekli jeolojik etüdü ve 1965-1996 yıllarında yapılan arama sondajları verilerine göre bölgenin kömür imkanları: M.T.A. Enst. Derleme Rap. No: 3895, 18 s., Ankara (Yayınlanmamış).

Ağrah, B., 1970a Yozgat ili Sarayköy-Salmanfakılı yöresinin linyit olanakları yönünden incelenmesi ve 1:25.000 ölçekli jeolojik etüdü hakkında rapor: M.T.A. Enst. Derleme Rap. No: 4426, 15 s., Ankara (Yayınlanmamış).

Ağrah, B., 1970b Yozgat ili Divanlı-Güdülelmahacılı yöresinin linyit olanakları yönünden incelenmesi ve 1:25.000 ölçekli jeolojik etüdü hakkında rapor: M.T.A. Enst. Derleme Rap. No: 4428, 19 s., Ankara (Yayınlanmamış).

Batchelor, R. A. ve Bowden, P., 1985 Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters: *Chemical Geology*, 48, pp. 43-55

Bingöl, E., 1989 Türkiye Jeoloji Haritası, 1:2.000.000, M.T.A. Enst. Yayını, Ankara

Chappel, B.W ve White, A.J.R., 1974 Two contrasting granite types: expanded abstract, *Pacific Geology*, 8, pp. 173-174.

Clarke, D.B., 1992 *Granitoid Rocks*: Chapman & Hall Pub., 238 p.

Dalkılıç, B., 1985 *Geology of Sarıhacih-Divanh-Azizli region. (Yozgat-Turkey)*: M.S. thesis in Geological Engineering, Middle East Technical University, Ankara

Debon, F. ve Le Fort, P., 1983 A Chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations: *Transactions of the Royal Soc. Of Edinburgh: Earth Sci.*, 73, pp. 135-149

Erkan, Y. ve Ataman, G., 1981 Orta Anadolu Masifinin (Kırşehir Yöresi) metamorfizma yaşı üzerinde K/Ar yöntemi ile bir inceleme: *Hacetepe Univ., Yerbilimleri Bült.*, 8, 27-30.

Erlor, A., Akıman, O., Unan, Ç., Dalkılıç, F., Dalkılıç, B., Geven, A. ve Önen, P., 1991 Kaman (Kırşehir) ve Yozgat yörelerinde Kırşehir Masifi magmatik kayalarının petrolojisi ve jeokimyası: *Doğa Tr. J. Of Engineering and Environmental Sciences*, 15, 76-100.

Erlor, A., ve Göncüoğlu, C.M., 1996 Geologic and tectonic setting of the Yozgat batholith, northern Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey: *International Geology Review*, Vol. 38, p. 714-726.

Gez, S. 1959 Kırşehir-Yozgat stratigrafik profili hakkında rapor: M.T.A. Enst. Derleme Rap. No: 2747, 30 s., Ankara (Yayınlanmamış).

- Göncüoğlu, C.M., Toprak, V., Kuşçu, İ., Erler, A., ve Olgun, E., 1991 Orta Anadolu Masifinin batı bölümünün jeolojisi Bölüm 1: Güney kesim: Türkiye Petrolleri Anonim Şirketi Rapor No: 2909, 140 s.
- Göncüoğlu, C.M., Erler, A., Toprak, V., Yalınz, K., Olgun, E., ve Rojay, B., 1992, Orta Anadolu Masifinin batı bölümünün jeolojisi, Bölüm 2: Orta kesim: Türkiye Petrolleri Anonim Şirketi Rapor No: 3155, 76 s.
- Göncüoğlu, C.M., Erler, A., Toprak, V., Olgun E., Yalınz, K., Kuşçu, İ., Koksall, S., ve Dirik, K., 1993 Orta Anadolu Masifinin orta bölümünün jeolojisi, Bölüm 3: Orta Kızılırmak Tersiyer baseninin jeolojik evrimi: Türkiye Petrolleri Anonim Şirketi Rapor No: 3313, 104 s.
- Göncüoğlu, C.M., Dirik, K., Erler, A. ve Yalınz, K., 1994 Orta Anadolu Masifinin doğu bölümünün jeolojisi, Bölüm 4: Orta Anadolu masifinin Sivas baseni ile ilişkisi: Türkiye Petrolleri Anonim Şirketi Rapor No: 3535, 135 s.
- Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, İ. Ve Şöngör, A.M.C., 1984, Paleotectonic evolution of the Tuz Gölü basin complex, Central Turkey: Sedimentary record of a Neo-Tethys closure. In: J.E. Dixon and A.H.F. Roberts (eds) The geological evolution of the eastern Mediterranean. Spec. Publ. Geol. Soc. London. 17, pp. 455-466
- Irvine, T.N. ve Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Can. J. Earth Sci., Vol. 8, pp. 523-548
- Kadioğlu, Y.K. ve Güleç, N., 1996 Mafic microgranuler enclaves and interaction between felsic and mafic magmas in the Ağaören Intrusive Suite: Evidence from petrographic features and mineral chemistry: International Geology Review, Vol. 38, p. 854-867.
- Ketin, İ., 1955 Yozgat bölgesinin jeolojisi ve Orta Anadolu Masifinin tektonik durumu: T.J.K. Bülte, 6, 1-40, Ankara.
- Ketin, İ., 1963 1:500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası, Kayseri paftası ve izahnamesi: M.T.A. Enst. Yayını, 83 s., Ankara.
- Kuşçu, E., 1997 Başnayayla (Yozgat) molibden cevherleşmesinin jeolojik ve mineralojik-petrografik incelenmesi: Yüksek Lisans Tezi, 78 s., Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enst. (Yayınlanmamış).
- Lowell, J.D. ve Guilbert, J.M., 1970 Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. Econ. Geol. 65: 373-408.
- Maniar, P.D. ve Piccoli, P.M., 1989 Tectonic Discrimination of Granitoids: Geol. Soc. of America Bulletin, V. 101, pp. 635-643
- Mutschler, F.E., Wright, E.G., Ludington, S. Ve Abbott, J.T., 1981 Granite Molybdenite Systems. Econ. Geol., V. 76, pp. 874-897.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. ve Tindle, A.G., 1984 Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks: J. Petrology, V. 25, pp. 965-983
- Pirajno, F., 1992 Hydrothermal Mineral Deposits: Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Germany, 695 p.
- Seymen, İ., 1982 Kaman dolayında Kırşehir Masifinin jeolojisi t.T.Ü. Maden Fakültesi, Doçentlik Tezi, 164 s. (Yayınlanmamış).
- Sillitoe, R. H., 1980 Types of porphyry molybdenum deposits. Mining Magazine, 142: p. 550-553.
- Streckeisen, A., 1967 Classification and nomenclature of igneous rocks: N. Jb. Miner. Abts., 107, pp. 144-240.
- Wallace, R.S., Mckenzie, W.B., Blair, R.G. ve Muncaster, N.K., 1978 Geology of the Urad and Henderson molybdenite deposits, Clear Creek County, Colorado, with a section on a comparison of these deposits with those at Climax, Colorado. Econ. Geol., 73: pp. 325-367.
- White, W.H., Bookstrom, A.A., Kamilli, R.J., Ganster, M.W., Smith, R.P., Ranta, D.A. ve Steininger, R.C., 1981 Character and Origin of Climax-type molybdenum deposits. Econ. Geol. 75 th. Anniv. V., pp. 270-316.
- Westra, G., ve Keith, S. B., 1981 Classification and genesis of Stockwork Molybdenum deposits. Econ. Geol., V. 76, pp. 844-873.

Makalenin geliş tarihi: 10.03.1999

Makalenin yayma kabul edildiği tarih : 05.08.1999

Received March 03, 1999

Accepted August 05, 1999