ÖNSÖZ

20 yıldır yayınlamaktan onur duyduğumuz Geosound/Yerbilimleri'nin sondan bir önceki sayısını 15.08.2007'de kaybetiğimiz değerli meslektaşımız, mesai arkadaşımız ve bir çoğumuzun hocalığını yapan Prof. Dr. Servet YAMAN'a ayırdığımızı yaklaşık bir yıl önce tüm bölümlerimize ve okurlarımıza duyurmuştuk. Bu sayının Servet Yaman Özel Sayısı olmasını başta ben istemiş ve 30 yıla varan dostluğumuzun son halkası olmasını arzu etmiştim. Merhumun tüm öğrencilerine ve dostlarına birer makale ile bu özel sayıya katılmaları için çaba sarfettim. Bu sayıda makale yayınlayan dostları kadar çeşitli sebeplerle makale gönderemeyen dost ve öğrencilerine de aynı oranda teşekkür ederiz.

Arjantinli **Jorge Luis Borges**'un dostların ağacı olarak ifade ettiği ve kişiler arasındaki dostlukları çeşitli sınıflara ayırdığı meşhur yazısında belirttiği gibi; insanlar arasındaki dostlukları bir ağacın yaprakları gibi birbirinden farklı konumlarda olduğu ve her çeşidin kendine has bir özelliği bulunduğu; çocukluk arkadaşlığı, mesai arkadaşlığı, kısa süreli seyahat arkadaşlığı gibi dostlukların yaşandığı bu hayatta, ayrı cinsler arasındaki öteki dostlukların ise bambaşka içeriğe sahip olduğu malumdur. Servet YAMAN'la benim aramdaki dostluk vefatından 3 ay öncesine kadar 30 yılı kapsamasına rağmen mesai arkadaşlığını geçememişti. Ancak bir sabah onu evinde ziyaret etmek istedim. Kampüs'deki evinin ziline bastım. Bir süre kapı açılmadı tam geri dönüyordum ki, kısık bir sesle Servet kapıyı açtı ve **"gel, gel bak arkadaşın ne hale geldi"** dedi. Eşi fakülteye kısa bir süreliğine gitmişti. Açıkçası fazla kalıp, onu yormak istemedim. Ama o ısrarlı idi ve beni sundurma altındaki sedire davet etti ve tam 20 dk. bırakmadı. Orada konuştuklarımızı eşi dahi bilmiyor. Yalnızca 2-3 kişiye özetledim. Ama kullandığı bir cümleyi burada tekrar etmeyi uygun buluyorum **"Ben bir yılı aşkın çektiğim ızdırap ve acılarla öyle değiştim ki; eğer bu meredi yener de hayata devam edersem bendeki değişikliği en iyi sen farkedeceksin, adeta ruhum yeniden yaratıldı"** dedi. Daha bir çok özel konuda da konuştu ve 30 yıla yakın süredir mesai arkadaşlığını geçemediğimiz kendisiyle artık dostluk ağacının bir yaprağını oluşturmuştuk. Cenazesindeki gayret ve çabamı, sağlığında başaramadımız yakın ilgiyle mütenasip görmeyenler oldu. Servet Hoca şimdi Üniversite mezarlığında oğlumun mezarının 2 m. ötesinde aynı parselde yatıyor. Ben haftada en az bir kere oraya gidiyorum ve ona da fatiha okuyor ve **"Merhaba Servet Hoca nasılsın?"** diyorum.

Bu özel sayıda toplam 19 makaleye yer verilebilmiştir. Çağrımıza olumlu yanıt vererk makale gönderen ve bu sayının yayınlanması için katkı sağlayan eski öğrencisi ve aziz dostu TURMET Ltd.Şti. nin sahibi Jeoloji Müh. Mehmat RALLAS'a ve Özgümüş Döküm San.A.Ş. sahiplerinden Bülent ÖZGÜMÜŞ başta olmak üzere tüm katkı koyanlara en derin şükranlarımızı sunar, son sayımızda buluşabilmeyi dileriz.

Saygılarımızla,
Yayın Kurulu Adına
Mesut ANIL
Baş Editör

GEOSOUND

YERBİLİMLERİ

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

Recent Ostracoda Fauna of the Mersin Gulf; Southern Turkey, and their Correlation with Other Gulf and Shelf Environments in the Mediterranean and Aegean Regions
Mersin Körfezi Güncel Ostrakod Faunası (G. Türkiye) ve Bu Faunanın, Ege ve Akdeniz Bölgelerindeki Diğer Körfez ve Şelf Ortamları ile Karşılaştırılması
Ümit ŞAFAK 1

Deterioration of Tuffite and Andesite Stones Monuments in Urban Areas (Niğde, Central Turkey)
Niğde Şehir Merkezindeki Tüf ve Andezitlerden İnşa Edilmiş Sanat Yapılarında Görülen Yıpranmalar
M. Gürhan YALÇIN 21

The Effect of Mıneralogical Structure on the Cyanidation of Gold Ores
Altın Cevherlerinin Siyanür Liçinde Mineralojik Yapının Etkisi
Oktay CELEP, İbrahim ALP, Hacı DEVECİ
Mithat VICIL 43

Direct Conversion of Celestite ($SrSO_4$) to Strontium Carbonate by Dry Mechanochemical Processing
Kuru Mekanikimyasal Olarak Selestitin ($SrSO_4$) Stronsiyum Karbonata Doğrudan Dönüşümü
Murat ERDEMOĞLU 55

Eşrefli ve Durmuşlu (Kırşehir) Fluoritlerinin Nadir Toprak Elementleri (NTE) Jeokimyası
Eşrefli and Durmuşlu (Kırşehir) Fluorites Rare Earth Elements (REE) Geochemistry
Yusuf URAS, Fevzi ÖNER, Servet YAMAN 65

Pöhrenk (Kırşehir) Fluorit Yatağının Çevresinde Yer Alan Pöhrenk, Mahmutlu ve Çevirme Köylerinin Sınırları İçerisinde Yüzeylenen Suların Flor Açısından İncelenmesi "İlk Bulgular"
An Investigation of the Water in View Point of Fluor Around thePöhrenk (Kırşehir) Fluorite Mines in the Boundries of the Pöhrenk, Mahmutlu ve Çevirme Villages "Preliminary Invention"
Yusuf URAS, Fevzi ÖNER, Servet YAMAN 73

Sarıkavak (Mersin) Manyezit Yataklarının Jeokimyasal İncelemesi
Geochemical Investigation of the Magnesite Deposits of Sarıkavak (Mersin)
Güzide ÖNAL, Mustafa AKYILDIZ 87

Yoğunoluk (Kadirli-Osmaniye) Boksit Yatağının Petrografik ve Jeokimyasal İncelemesi
Petrographic and Geochemical Investigation of the Yoğunoluk (Kadirli-Osmaniye) Bauxite Deposits
Mustafa AKYILDIZ, Semiha İLHAN, Yusuf URAS 99

İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Zonundaki Suprasübdüksiyon Ofiyolitleri: Petrolojisi, Mineral Kimyası ve Tektonomagmatik Ortamı
The Suprasubduction Zone Ophiolites from İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone: Petrology, Mineral Chemistry and Tectonomagmatic Setting
Ender SARIFAKIOĞLU, Hayrettin ÖZEN
Aydın ÇOLAKOĞLU, Hüseyin SAYAK 111

Antakya ve Yakın Civarının Tektono-Stratigrafisi
Tectono-Stratigraphical Investigation of Antakya and Its Near Surroundings
Pınar KOCAÇİFTÇİ, Ulvi Can ÜNLÜGENÇ 157

Hanobası - Karapınar (KB Aksaray) Alanının Stratigrafik İncelemesi
Stratigraphic Investigation of Hanobası– Karapınar (NW Aksaray) Area
Levent UÇAR 185

Dereyalak (İnönü-Eskişehir) Bölgesi Opal Oluşumlarının Makro Özellikleri ve Bölgesel Jeolojik Konumları
Characteristics and Geological Settings of Opal Formations of Dereyalak (İnönü-Eskişehir) Region
Mine TEKBAŞ CANDAR, Fikret İŞLER 213

Huzurkent (Tarsus) Civarındaki Kuzgun Formasyonu'nun Ostrakod Toplulukları ve Ortamsal Özellikleri
Ostrocoda Associations and Environmental Characteristics of the Kuzgun Formation in the Huzurkent (Tarsus) District
Ümit ŞAFAK, Deniz HEYBELİ 225

Dinar (Afyon) Yöresi Eosen (Lütesiyen) Bentik Foraminiferlerinde Biyofabrik Bulgular
Biofabic Findings of the Eocene (Lutetian) Benthic Foraminifera of the Dinar (Afyon) Region
Muhittin GÖRMÜŞ, Niyazi AVŞAR, Feyza DİNÇER, Kubilay UYSAL, Suveyla KANBUR, Sibel YEŞİLOT-KÖSE, Zümra İÇ 247

Malkara (Tekirdağ) Yöresi Erken / Alt Oligosen Çökellerin Ostrakod Faunası ve Ortamsal Özellikleri
Environmental Properties and Ostracod Fauna of Early/Lower Oligocene Sediments in the Malkara (Tekirdağ) Region
Ümit ŞAFAK 263

Kohezyonlu Zeminlerde Silis Kumu İçeriğinin Büzülme Üzerindeki Etkileri
Effects of Silica Sand Content of Clayey Soils on Shrinkage
Hakan GÜNEYLİ, Özgür YÜKSEL, Sinem AYTEKİN 283

Van Gölü Havzası Neojen Çökellerinin Jeoteknik Özelliklerine Bir Bakış: Erciş Yerleşkesi
On the Geotecnical Properties of Neogene Sediments of the Lake Van Basin in the Vicinity of Ercis
Ali ÖZVAN, M. Alper ŞENGÜL, Mucip TAPAN 297

Kireç Üretiminde Hammadde Özelliğinin Önemi; Çokçapınar (Ceyhan) Kireçtaşı Örneği
The Importance of Raw Material Property in Lime Production; Çokçapınar Limestone Sample
Mesut ANIL, Nil YAPICI, Mehmet TÜRKMENOĞLU, Özen KILIÇ 311

Adana İli Ana Arterlerindeki Toz ve Gürültü Emisyonunun Değerlendirilmesi
Determination of Dirt and Noise Emission of Main Streets in Adana
Arman MAVRUK, Nil YAPICI, Mesut ANIL 327

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 2008 SAYI 52 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

RECENT OSTRACODA FAUNA OF THE MERSIN GULF; SOUTHERN TURKEY, AND THEIR CORRELATION WITH OTHER GULF AND SHELF ENVIRONMENTS IN THE MEDITERRANEAN AND AEGEAN REGIONS

Ümit ŞAFAK

Department of Geological Engineering, University of Çukurova, Adana/Turkey

ABSTRACT : *Recent ostracods from bottom sediments of the Mersin Gulf (S Turkey; from east to the west) are studied in 12 washed samples collected from three localities (Karaduvar front, Mersin Port, Pozcu front). 2 suborders, 3 super families, 19 families, 10 sub-families, 37 genera and 62 species of ostracods are identified.*

Considering the abundance numbers obtained by counting the ostracoda covers and the environment factor, 2 communities, which are Costa edwardsii Cytherois fischeri and Argilloecia conoidea are determined.

In the Costa edwardsii-Cytherois fischeri community the major dominant species are Costa edwardsii (Roemer), and the other most abundant genera and species are Cytherois fischeri (Sars), Microcytherura sp., Cushmanidea elongata (Brady), Semicytherura sulcata (Müller).

Additionally, rare species are also present together with the dominant species in this community. Cytheridea acuminata acuminata Bosquet, Neocytherideis cylindrica (Brady), Acanthocythereis hystrix (Reuss), Carinocythereis antiquata (Baird) species are less abundant. Cytherella vandenboldi Sissingh, Leptocythere porcellanea (Brady), Cyprideis torosa (Jones), Cyprideis seminulum (Reuss) species are much less abundant and Bosquetina carinella (Reuss), Cytheretta adriatica Ruggieri, Loculicytheretta pavonia (Brady) are the rare genera and species.

The most dominant species is Argilloecia conoidea (Sars) in the Argilloecia conoidea community. Costa edwardsii (Roemer), Cytherois fischeri (Sars), Microcytherura sp., Carinocythereis antiquata (Baird) and Acanthocythereis hystrix (Reuss) are the other abundant species in decreasing order of abundance.

In addition to the dominant species, Cytherella vandenboldi Sissingh, Carinocythereis carinata (Roemer), Cytheridea acuminata acuminata Bosquet, Cytheridea acuminata neapolitana Kollmann, Xestoleberis communis Müller are abundant species, less abundant species are Leptocythere porcellanea (Brady), Loxoconcha granulata Sars, Loxoconcha agilis Ruggieri, Semicytherura acuticostata (Sars), Xestoleberis decipiens; rare genera and species, much less abundant, are Cyprideis torosa (Jones), Heterocythereis albomaculata (Baird), Paracytheridea depressa (Müller), Cyprideis seminulum (Reuss), Callistocythere mediterranea (Müller), Hirschmannia viridis (Müller), Aglaiocypris complanata Brady-Robertson

with other dominant species.

Environmental characteristics of the common dominant species of two ostracoda communities indicate that Acanthocythereis and Costa are neritic; Microcytherura, Cushmanidea, Carinocythereis, Cytherois epi-neritic; Semicytherura is brackish, littoral-epineritic and Argilloecia infraneritic-bathyal.

Ostracods which characterize marine, brackish, littoral and lacustrine environments are all together within a number of samples collected from the gulf. This can be explained by the fresh water flows coming from the land side or present in the sea floor.

MERSİN KÖRFEZİ GÜNCEL OSTRAKOD FAUNASI (G. TÜRKİYE) VE BU FAUNANIN, EGE VE AKDENİZ BÖLGELERİNDEKİ DİĞER KÖRFEZ VE ŞELF ORTAMLARI İLE KARŞILAŞTIRILMASI

ÖZET : *Bu çalışmada, Mersin Körfezi'nin doğudan batıya doğru üç değişik kesiminden (Karaduvar Önü, Mersin Liman Mendireği, Pozcu Önü) alınan 12 dip örneği incelenmiş ve bu örnekler içerisindeki ostrakodlar tanımlanmıştır. Güncel olan ostrakodlarda 2 sub-ordo, 3 super-familya,19 familya, 10 sub-familya, 37 cins ve 62 tür saptanmıştır.*

Ostrakod kapaklarının sayılması ile gözlenen bolluk sayıları ve ortam faktörü dikkate alınarak Costa edwardsii -Cytherois fischeri ve Argilloecia conoidea olmak üzere iki topluluk çıkarılmıştır.

Costa edwardsii-Cytherois fischeri topluluğunda baskın tür Costa edwardsii (Roemer) olup, başta Cytherois fischeri (Sars) olmak üzere Microcytherura sp., Cushmanidea elongata (Brady), Semicytherura sulcata (Müller) bu toplulukta sayıca en bol bulunan cins ve türlerdir.

Toplulukta baskın ve bol sayıdaki türlerin yanısıra az , çok az sayıda ve nadir bulunan türler de yer almaktadır.

Cytheridea acuminata acuminata Bosquet, Neocytherideis cylindrica (Brady), Acanthocythereis hystrix (Reuss), Carinocythereis antiquata (Baird), Costa batei (Brady), Cistacythereis pokornyi (Ruggieri), Tegmenia rugosa (Costa), Basslerites berchoni (Brady), Loxoconcha rhomboidea (Fischer), Loxoconcha tumida Brady, Loxoconcha agilis Ruggieri, Xestoleberis aurantia (Baird), Xestoleberis communis Müller, Xestoleberis sp. bu toplulukta sayıca az;

Cytherella vandenboldi Sissingh, Cytherella terquemi Sissingh, Leptocythere porcellanea (Brady), Cyprideis torosa (Jones), Cyprideis seminulum (Reuss), Cytheridea acuminata neapolitana Kollmann, Costa punctatissima Ruggieri, Cistacythereis caelatura Uliczny, Bosquetina carinella (Reuss), Cytheretta semiornata (Egger), Semicytherura inversa (Sequenza), Semicytherura acuticostata (Sars), Semicytherura acuminata (Müller), Xestoleberis depressa Sars, Argilloecia conoidea

(Sars) çok az sayıda,

Leptocythere multipunctata (Sequenza), Bosquetina carinella (Reuss), Cytheretta adriatica Ruggieri, Loculicytheretta pavonia (Brady), Xestoleberis dispar Müller, Ilyocypris sp., Propontocypris pirifera (Müller), Aglaiocypris complanata Brady ve Robertson nadir bulunan cins ve türlerdir. Argilloecia conoidea topluluğunda baskın tür Argilloecia conoidea (Sars) olup başta Costa edwardsii (Roemer) olmak üzere Cytherois fischeri (Sars), Microcytherura sp., Carinocythereis antiquata (Baird), Acanthocythereis hystrix (Reuss) topluluk içerisinde sayıca en bol bulunan türlerdir.

Toplulukta baskın ve bol sayıdaki türlerin yanısıra sayıca fazla, az, çok az sayıda ve nadir bulunan türler de yer almaktadır.Cytherella vandenboldi Sissingh, Cytherella vulgata Ruggieri, Carinocythereis carinata (Roemer) fazla; Cytheridea acuminata acuminata Bosquet, Cytheridea acuminata neapolitana Kollmann, Costa punctatissima Ruggieri, Loxoconcha rhomboidea (Fischer), Loxoconcha tumida Brady, Semicytherura sulcata (Müller) , Xestoleberis aurantia (Baird), Xestoleberis communis Müller gibi ostrakod türleri toplulukta sayıca fazla,

Leptocythere porcellanea (Brady), Leptocythere cf. ramosa (Rome), Cytheridea paracuminata verrucosa Kollmann, Pseudopsammocythere cf. similis (Müller), Cistacythereis pokornyi (Ruggieri), Basslerites berchoni (Brady), Bosquetina carinella (Reuss), Loxoconcha granulata Sars, Loxoconcha agilis Ruggieri, Semicytherura inversa (Sequenza), Semicytherura acuticostata (Sars), Semicytherura acuminata (Müller), Semicytherura incongruens (Müller), Semicytherura sp., Xestoleberis depressa Sars, Xestoleberis decipiens Müller, Xestoleberis sp. gibi ostrakod türleri sayıca az,

Cyprideis torosa (Jones), Krithe bartonensis (Jones), Neocytherideis cylindrica (Brady), Heterocythereis albomaculata (Baird), Aurila speyeri (Brady), Urocythereis favosa (Roemer), Paracytheridea depressa (Müller), Semicytherura ruggieri (Pucci) gibi ostrakod türleri sayıca çok az,

Cyprideis seminulum (Reuss), Leptocythere multipunctata (Sequenza), Callistocythere pallida (Müller), Callistocythere mediterranea (Müller), Aurila convexa (Baird), Cytheretta subradiosa (Roemer), Hirshmannia viridis (Müller), Loxoconchella sp., Pseudocytherura cf. calcarata (Sequenza), Darwinula cylindrica Straub, Aglaiocypris complanata Brady-Robertson, Cyclocypris sp. ostrakod türleri nadir olarak bulunur.

Çalışmada yer alan 2 ostrakod topluluğunda baskın olarak bulunan Acanthocythereis ve Costa neritik; Microcytherura, Cushmanidea, Carinocythereis, Cytherois epineritik, Semicytherura brahik, litoral-epineritik, Argilloecia infraneritik-batiyal ortam karakteristiğidir.

Körfezden alınan bazı örneklerde denizel, brahik, litoral ve göl ortam karakterli ostrakodlar birarada bulunmaktadır. Bu durum kara tarafından gelen tatlı su akıntıları ya da deniz dibi tatlı su kaynaklarının bulunması ile açıklanabilir.

1. INTRODUCTION

The purpose of the research is to investigate ostracods community in Mersin Gulf and to evaluate the environmental characteristics of observed ostracoda fauna.

In the study region, bottom samples have been taken from three locations at the Pozcu front, Horbor Artificial and Karaduvar front (Figure 1).

2. MATERIAL AND METHOD

In the research, 12 samples have been collected from bottom of the sea with the research ship of METU Marine Science and Technology Institute. 50 gr. dry sample was washed with 15 % H_2O_2, and prepared for the description of microfossil content after the seperation has completed.

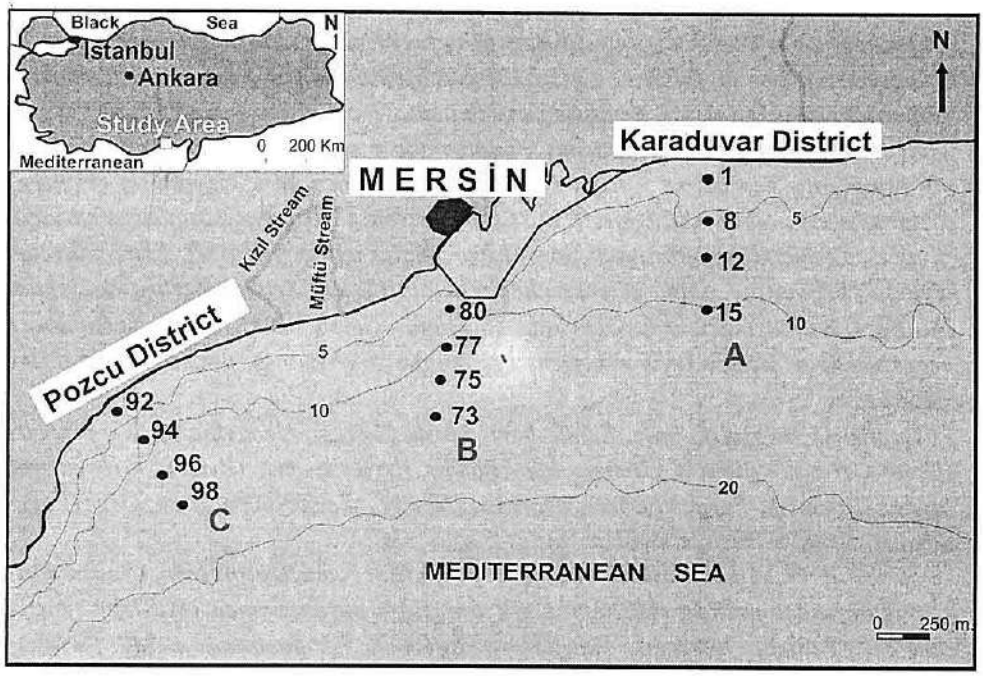


Figure 1. Location map of the study area and station (sample) numbers.

The dominant ostracods have been grouped and explained, based on environmental characteristics.

Sediments of the Mersin Gulf has been previously studied by Bodur and Ergin (1988), METU Marine Science and Technology Institute and Mersin University.

3. ABUNDANCE and ENVIRONMENTAL-LITHOLOGICAL CHARACTERISTICS OF OSTRACOD SPECIES

12 deep samples have been examined for ostracods and were determined 36

ostracod genera and 62 species were determined.

These species were attributed to Platycopa and Podocopa sub-orders; Cytheracea, Darwinulacea, Cypridacea super-families; Cytherellidae, Cytheridae, Leptocytheridae, Cytherideidae, Cushmanideidae, Krithidae, Neocytherideidae, Trachyleberididae, Hemicytheridae, Cytherettidae, Loxoconchidae, Paracytherideidae, Cytheruridae, Xestoleberididae, Paradoxostomatidae, Darwinulidae, Ilyocyprididae, Pontocyprididae, Candonidae families; Cytherinae, Cytherideinae, Trachyleberidinae, Campylocytherinae, Hemicytherinae, Urocytheridinae, Cytherurinae, Paracypridinae, Cyclocypridinae sub-families belong to *Cytherella vandenboldi* Sissingh, *Cytherella vulgata* Ruggieri, *Cytherella terquemi* Sissingh, *Microcytherura* sp., *Leptocythere porcellanea* (Brady), *Leptocythere* cf. *ramosa* (Rome), *Leptocythere multipunctata* (Sequenza), *Callistocythere pallida* (Müller), *Callistocythere mediterranea* (Müller), *Cyprideis torosa* (Jones), *Cyprideis seminulum* (Reuss), *Cytheridea acuminata acuminata* Bosquet, *Cytheridea acuminata neapolitana* Kollmann, *Cytheridea paracuminata verrucosa* Kollmann, *Cushmanidea elongata* (Brady), *Krithe bartonensis* (Jones), *Neocytherideis cylindrica* (Brady), *Pseudopsammocythere similis* (Müller), *Acanthocythereis hystrix* (Reuss), *Carinocythereis carinata* (Roemer), *Carinocythereis antiquata* (Baird), *Costa edwardsii* (Roemer), *Costa batei* (Brady), *Costa punctatissima* Ruggieri, *Cistacythereis pokornyi* (Ruggieri), *Cistacythereis caelatura* Uliczny, *Ttegmenia rugosa* (Costa), *Basslerites berchoni* (Brady), *Heterocythereis albomaculata* (Baird), *Aurila convexa* (Baird), *Aurila speyeri* (Brady), *Urocythereis favosa* (Roemer), *Urocythereis margaritifera* (Müller), *Bosquetina carinella* (Reuss), *Cytheretta subradiosa* (Roemer), *Cytheretta adriatica* Ruggieri, *Cytheretta semiornata* (Egger), *Loculicytheretta pavonia* (Brady), *Hirschmannia viridis* (Müller), *Loxoconcha rhomboidea* (Fischer), *Loxoconcha tumida* Brady, *Loxoconcha stallifera* Müller, *Loxoconcha granulata* Sars, *Loxoconcha agilis* Ruggieri, *Loxoconchella* sp., *Paracytheridea depressa* (Müller), *Pseudocytherura* cf. *calcarata* (Sequenza), *Semicytherura inversa* (Sequenza), *Semicytherura acuticostata* (Sars), *Semicytherura acuminata* (Mueller), *Semicytherura ruggieri* (Pucci), *Semicytherura sulcata* (Mueller), *Semicytherura incongruens* (Müller), *Semicytherura* sp., *Xestoleberis depressa* Sars, *Xestoleberis aurantia* (Baird), *Xestoleberis communis* Müller, *Xestoleberis decipiens* Müller, *Xestoleberis dispar* Müller, *Xestoleberis* sp., *Cytherois fischeri* (Sars), *Darwinula cylindrica* Straub, *Ilyocypris* sp., *Argilloecia conoidea* (Sars), *Propontocypris pirifera* (Müller), *Aglaiocypris complanata* Brady ve Robertson, *Cyclocypris* sp. (Plate I-III).

PLATE I

Figure 1. *Cytherella vandenboldi* Sissingh
Left valve, outside view, Sample number 96.
Figure 2. *Cytherella vulgata* Ruggieri
Right valve, outside view, Sample number 94.
Figure 3-4. *Microcytherura* sp.
3. Left valve, outside view, Sample number 98.
4. Right valve, outside view, Sample number 94.
Figure 5. *Leptocythere multipunctata* (Sequenza)
Carapace, dorsal view, Sample number 77.
Figure 6. *Leptocythere* cf. *ramosa* (Rome)
Carapace, left side view, Sample number 98.
Figure 7. *Callistocythere mediterranea* (Müller)
Carapace, right side view, sample number 98.
Şekil 8. *Cyprideis torosa* (Jones)
Right valve, outside view, Sample number 1.
Şekil 9. *Cytheridea acuminata neapolitana* Kollmann
Left valve, outside view, Sample number 15.
Figure 10. *Cushmanidea elongata* (Brady)
Right valve, outside view, Sample number 94.
Figure 11. *Neocytherideis cylindrica* (Brady)
Left valve, outside view, Sample number 1.

PLATE 1

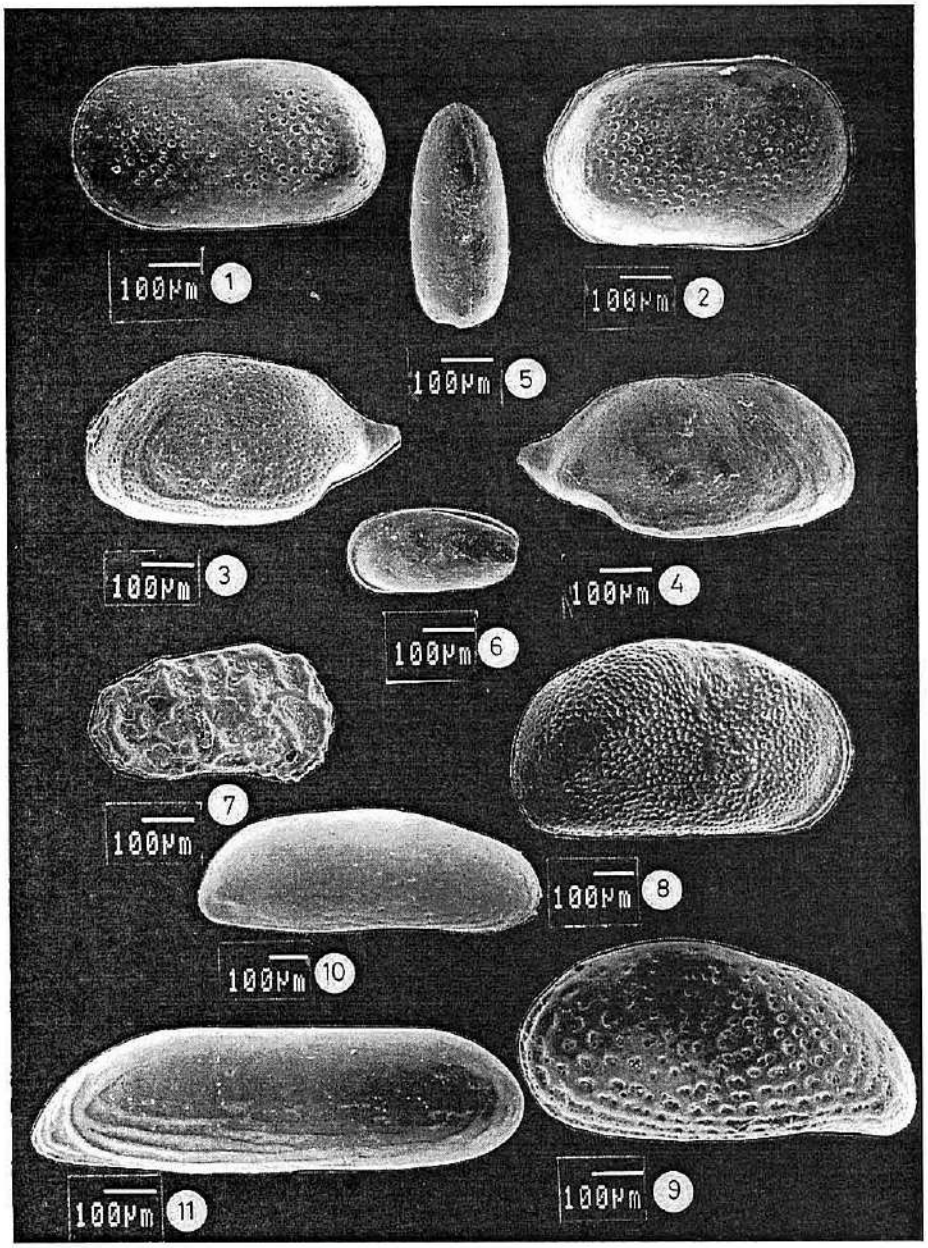

100µm 1
100µm 2
100µm 3
100µm 4
100µm 5
100µm 6
100µm 7
100µm 8
100µm 9
100µm 10
100µm 11

PLATE II

Figure 1. *Acanthocythereis hystrix* (Reuss)
Right valve, outside view, Sample number 94.
Figure 2. *Carinocythereis carinata* (Roemer)
Carapace, right side view, Sample number 98.
Figure 3. *Carinocythereis antiquata* (Baird)
Right valve, outside view, Sample number 98.
Figure 4. *Costa edwardsii* (Roemer)
Right valve, outside view, Sample number 98.
Figure 5. *Costa batei* (Brady)
Right valve, outside view, Sample number 96.
Figure 6. *Cistacytheris pokornyi* (Ruggieri)
Right valve, outside view, Sample number 1.
Figure 7. *Hirschmannia viridis* (Müller)
Carapace, left side view, Sample number 98.
Figure 8. *Cytheretta semiornata* (Egger)
Right valve, outside view, Sample number 92.
Figure 9. *Loxoconcha tumida* Brady
Left valve, outside view, Sample number 94.

PLATE II

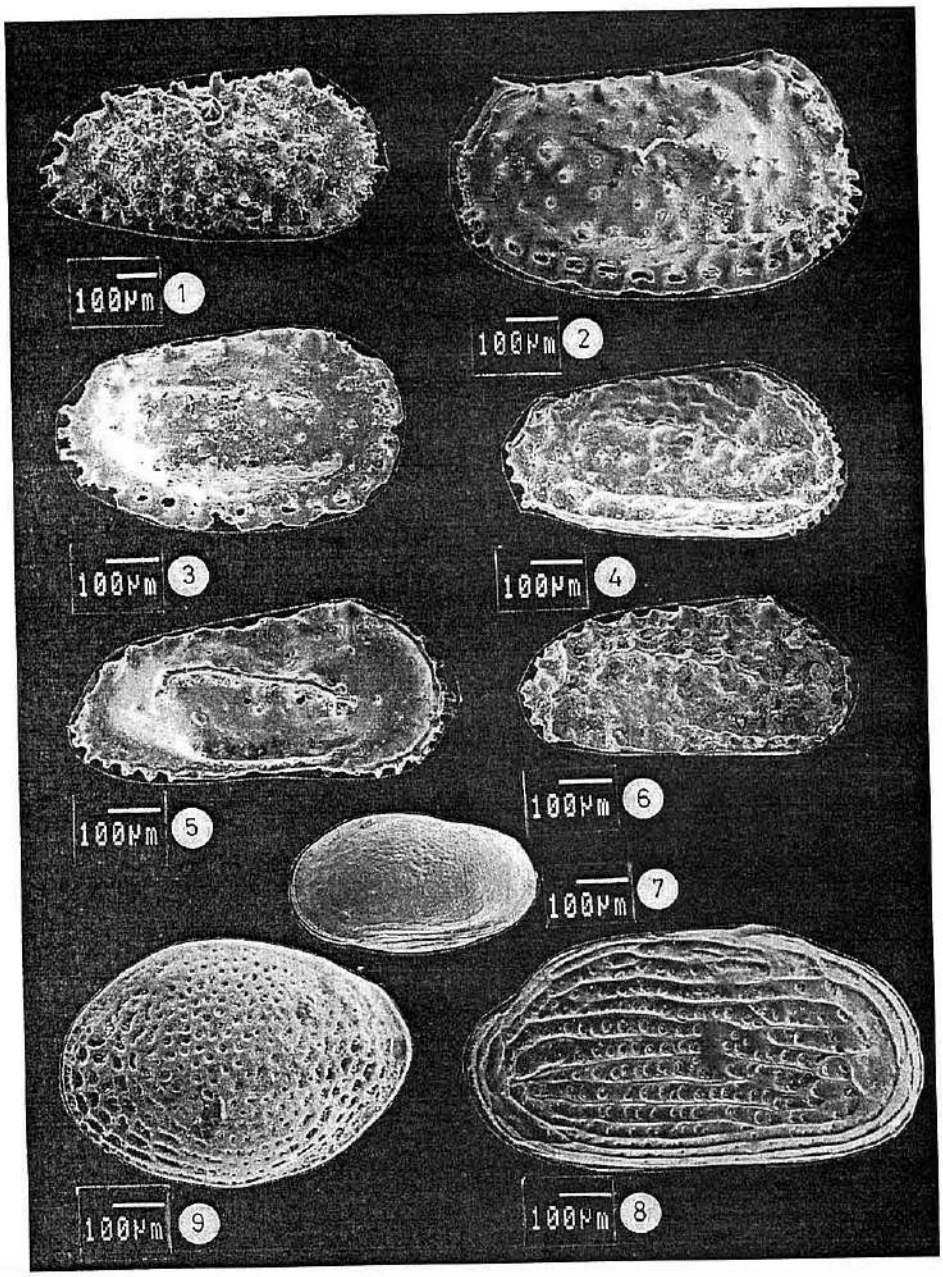
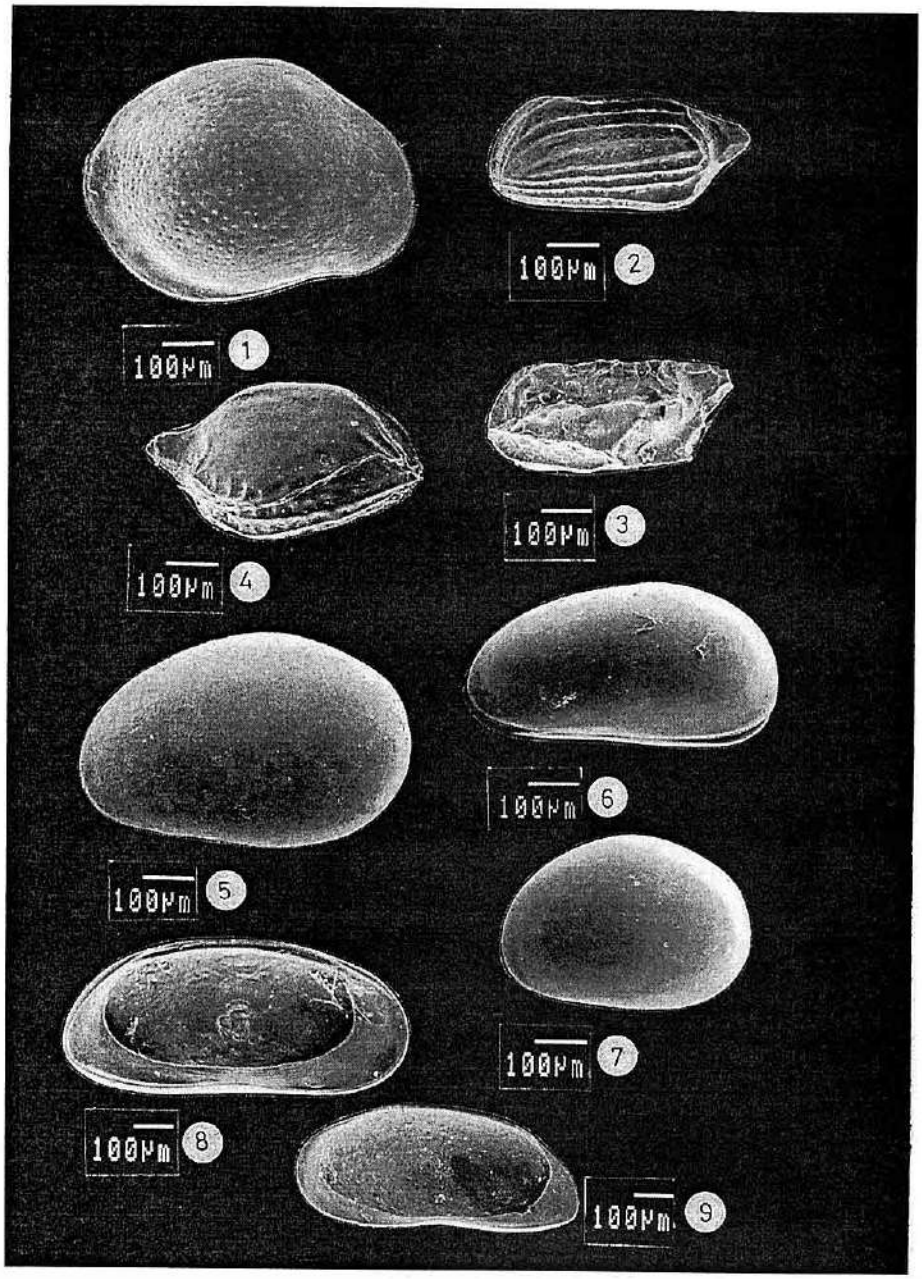

100µm 1
100µm 2
100µm 3
100µm 4
100µm 5
100µm 6
100µm 7
100µm 8
100µm 9

PLATE III

Figure 1. *Loxoconcha stallifera* Müller
Right valve, outside view, Sample number 80.
Figure 2. *Semicytherura sulcata* (Mueller)
Left valve, outside view, Sample number 94.
Figure 3. *Semicytherura acuminata* (Mueller)
Left valve, outside view, Sample number 96.
Figure 4. *Semicytherura incongruens* (Mueller)
Right valve, outside view, Sample number 75.
Figure 5. *Xestoleberis communis* Müller
Carapace, left side view, Sample number 77.
Figure 6. *Xestoleberis depressa* Sars
Carapace, left side view, Sample number 94.
Figure 7. *Xestoleberis aurantia* (Baird)
Left valve, outside view, Sample number 98.
Figure 8. *Cytherois fischeri* (Sars)
Right valve, inside view, Sample number 98.
Figure 9. *Argilloecia conoidea* (Sars)
Right valve, inside view, Sample number 96.

PLATE III


100µm 1
100µm 2
100µm 3
100µm 4
100µm 5
100µm 6
100µm 7
100µm 8
100µm 9

Cytherella is distributed in all sea levels, neritic environment; represented by *Acanthocythereis, Costa* and *Propontocypris*; infraneritic-bathyal environment by *Krithe* and *Argilloecia*; infreneritic by *Bosquetina* and *Pseudocytherura*; epineritic by *Microcytherura, Cushmanidea, Neocytherideis, Pseudopsammocythere, Carinocythereis, Cistacythereis, Basslerites, Heterocythereis, Aurila, Urocythereis, Cytheretta, Loculicytheretta, Loxoconchella, Paracytheridea, Cytherois, Aglaiocypris;* brackish, littoral-epineritic environment by *Cytheridea, Semicytherura, Xestoleberis*; lagoon and littoral environment by *Leptocythere, Callistocythere, Cyprideis, Hirschmannia; lacustine* environment by *Darwinula, Ilyocypris, Cyclocypris* (Morkhoven, 1963; Bassiouni, 1979; Freels, 1980).

From east to west, samples have been collected from three locations and depth of stations and water levels are as follows:

Sample number 1, has been recovered at the depth of the 3.10 m., sample number 8, at the depth of the 6.40 m., sample number 12, at the depth of the 8.80 m., sample number 15, at the depth of the 10.20 m. to the east of Karaduvar;

Sample number 80, has been recovered from the depth of the 7.00 m, sample number 77 from the depth of the 10.5m., sample number 75 from the depth of the 13.50 m., sample number 73 from the depth of the 15.00 m. to the front of Mersin Artificial Harbor.

Sample number 92, has been collected at the depth of the 3.00 m, sample number 94 at the depth of the 8.50 m., sample number 96 at the depth of the 11.50 m., sample number 98 at the depth of the 13.50 m. to the front of Pozcu.

Sample number 1 has been obtained from silty sandy clay; sample number 8 has been from more silty and clayey-silty sand; sample number 12 from high silty clayey-silty sand; sample no 15 has been obtained from clayey-silty sand.

Sample number 73 consist of 95.5 % mud and 4.5 % sand. Sample number 75 has mudy lithological characteristics. Sample no.77 has been collected from sandy mud, sample no.80 has been collected from mudy sand.

Sample no. 92 has silty sand with low clay ratio, sample no. 94 has obtained from clayey-silty sand with more silt and clay ratio. Sample number 96 has obtained clayey sandy silt and sample no. 98 has been obtained from sandy-clayey silt with high clay ratio.

The distribution of ostracod species based on their abundancy at stations is as follows in the research;

Station 1- *Cushmanidea elongata* (Brady) (26), Cytherois fischeri (Sars) (8)

Station 8- *Cytherois fischeri* (Sars) (11)

Station 12- *Cytherois fischeri* (Sars) (22), *Costa edwardsii* (Roemer) (11)

Station 15- *Costa edwardsii* (Roemer) (42), *Semicytherura sulcata* (Müller) (30), *Cytherois fischeri* (Sars) (23)

Station 73- *Costa edwardsii* (Roemer) (143), *Cytherois fischeri* (Sars) (65)

Station 77- *Costa edwardsii* (Roemer) (95)

Station 80- *Xestoleberis communis* Müller (6)

Station 92- *Cytheretta semiornata* (Egger) (9)

Station 94- *Microcytherura* sp. (92), *Costa edwardsii* (Roemer) (93), *Cytherois fischeri* (Sars) (118), *Argilloecia conoidea* (Sars) (87)

Station 96- *Microcytherura* sp. (103), *Costa edwardsii* (Roemer) (236), *Cytherois fischeri* (Sars) (113), *Argilloecia conoidea* (Sars) (107)

Station 98- *Acanthocythereis hystrix* (Reuss) (100), *Carinocythereis antiquata* (Baird) (121), *Costa edwardsii* (Roemer) (163), *Cytherois fischeri* (Sars) (130), *Argilloecia conoidea* (Sars) (170) (Table 1).

As a result, based on the abundancy, in the number valve of ostracodes covers together with environmental factor ostracodes have been classified into two different groups in the study;:

1-Costa edwardsii-Cytherois fischeri community: The most dominant species are *Costa edwardsii* (Roemer). *Cytherois fischeri* (Sars) and *Microcytherura* sp., *Cushmanidea elongata* (Brady), *Semicytherura sulcata* (Müller), are the other abundant species *Costa* is neritic and *Cytherois, Cushmanidea, Semicytherura genera* have environmental characteristics, where environment is epineritic. The community is determined from the samples collected at the stations of 1,8,12,15,73,77,80,92.

2-*Argilloecia conoidea* community: The most dominant species is *Argilloecia conoidea* (Sars). *Costa edwardsii* (Roemer), *Cytherois fischeri* (Sars), *Microcytherura* sp., *Carinocythereis antiquata* (Baird) and *Acanthocythereis hystrix* (Reuss) are the other abundant species respectively.

Argilloecia is infraneritic-bathyal, Acanthocythereis is neritic, *Costa, Cytherois, Microcytherura, Carinocythereis* represent epineritic environment. The environment is represented from infraneritic-bathyal depth to epineritic. This community is characterized by the ostracods at 94, 96 and 98 stations (Table 2).

4. GEOGRAPHICAL DISTRIBUTION OF OSTRACOD SPECIES

Geographical distribution of ostracod species were prepared from the previously published works at the Rhodos, Crete Island, Adriatic, Italy, Tunisia, Algeria, coastal zone of Atlantic Ocean, Aegean Sea, İskenderun Gulf and Saros Gulf (Sissingh, 1972; Uffenorde, 1972; Ruggieri, 1976; Bonaduce et al. 1979; Yassini, 1979; Guillaume et al. 1985; Stambolidis, 1985; Nazik, 1994, Kubanç, 1996; Tunoğlu, 1998) (Table 1).

Identified specimens in the study, such as *Costa edwardsii* (Roemer), were found in the Rhodos and Crete Islands, Adriatic, Italy, Algeria, coastal zone of Atlantic Ocean and Aegean Sea with Gulf of Saros (Sissingh, 1972; Uffenorde, 1972; Ruggieri, 1976; Yassini, 1979; Guillaume et al., 1985; Kubanç, 1996; Tunoğlu, 1998);

Cytherois fischeri (Sars) are found in

Table 1. Sample numbers and geographical distributions of ostracod species in Gulf of Mersin.

Ostrocode Species/ Location Numbers	1	8	12	15	73	75	77	80	92	94	96	98	Rhodos (Sissingh, 1972)	Crete (Sissingh, 1972)	Adriatic (Diffenorde, 1972)	Italy (Ruggieri, 1976)	Tunisia (Bonaduce et al., 1979)	Algeria (Yassini, 1979)	Gulf of Gascogne (Guillaume et al.,1985)	Aegean Sea (Kubanç, 1995)	Gulf of Iskenderun (Nazik, 1994)	N of Aegean Sea(Stambolidis, 1985)	Gulf of Saros (Tunoğlu, 1989)
Cytherella vandenboldi Sissingh					6		2	1		36	23	17		X						X			
Cytherella vulgata Ruggieri					27		6			35	79	55	X	X						X			
Cytherella terguemi Sissingh						3							X										
Microcytherura sp.				4	23	2	7		1	92	103	41											
Leptocythere porcellanea (Brady)							7			6	16								X				
Leptocythere cf. *ramosa* (Rome)												13										X	
Leptocythere multipunctata (Sequenza)	1			1			1		3				X									X	
Callistocythere pallida (Müller)										2			X	X	X			X					
Callistocythere mediterranea (Müller)												2											
Cyprideis torosa (Jones)	4			1			1		1	7		1			X			X	X	X		X	X
Cyprideis seminulum (Reuss)	2			1	2		1			1													
Cytheridea acuminata acuminata Bosquet			2	1	12	1	5			22	27	31		X									
Cytheridea acuminata neapolitana Kollmann				2	6					30	22	7	X	X	X					X	X	X	X
Cytheridea paracuminata verrucosa Kollmann										6	10	5		X									
Cushmanidea elongata (Brady)	25							2										X	X	X	X		
Krithe bartonensis (Jones)												3						X					
Neocytherideis cylindrica (Brady)	13			2					1	4						X					X		
Pseudopsammocythere cf. *similis* (Müller)										5		1	X										
Acanthocythereis hystrix (Reuss)					11		2	1		21	32	100						X		X	X		X
Carinocythereis carinata (Roemer)				1	3					15	15	72	X	X	X	X		X	X	X	X	X	
Carinocythereis antiquata (Baird)		2			31	1	13	1		26	63	121	X		X	X		X	X	X	X		
Costa edwardsii (Roemer)	4	3	11	42	143	18	95	3		93	236	183	X	X	X	X		X	X	X		X	X
Costa batei (Brady)			1		17	2	1	1		15	18	35	X			X		X	X		X		
Costa punctatissima Ruggieri						2				1													
Cistacytherois pokornyi (Ruggieri)	1			4		4	6	2		17		4											
Cistacytherois caelatura Uliczny		2												X			X				X		
Tegmenia rugosa (Costa)	6	1		7										X							X		
Bassleriles berchoni (Brady)				11	5	2		3			6	10			X	X		X			X	X	
Heterocytherois albomaculata (Baird)								1	3									X	X				
Aurila convexa (Baird)										1	1			X	X	X		X	X			X	
Aurila spayeri (Brady)									4				X		X					X		X	
Urocythereis favosa (Roemer)							3	1		1			X	X							X		
Urocythereis margaritifera (Müller)								1					X	X	X			X		X		X	
Bosquetina carinella (Reuss)					1	2				1	1	8	X	X				X	X			X	
Cytherella subradiosa (Roemer)										1			X	X	X					X		X	
Cytherella adriatica Ruggieri	2													X						X		X	
Cytherella semiornata (Egger)									9					X							X		
Loculicytherella pavonia (Brady)	2								2									X			X		
Hirschmannia viridis (Müller)										1		2							X				
Loxoconcha rhomboidea (Fischer)			2		4	2	9			15	8	4			X			X	X	X	X	X	X
Loxoconcha tumida Brady				3	5		1			23	23	32				X		X		X			
Loxoconcha stalifera Müller								1							X			X				X	
Loxoconcha granulata Sars											4	8						X	X				
Loxoconcha agilis Ruggieri					5	2	5			4	10	7								X		X	
Loxoconchella sp.											1												
Paracytheridea depressa (Müller)											3				X			X			X		
Pseudocytherura cf. *calcarata* (Sequenza)												1			X			X		X			
Semicytherura inversa (Sequenza)	1		2	3	1			2		6	8		X	X	X			X		X		X	
Semicytherura acuticostata (Sars)			2	3	3				1	2	5	2	X	X		X		X	X				
Semicytherura acuminata (Müller)							2			3	13	1	X	X		X							
Semicytherura ruggieri (Pucci)										3	2	1			X							X	
Semicytherura sulcata (Müller)	6	8	4	30	1	1		1		29	5	1			X			X					
Semicytherura incongruens (Müller)						1					4	4						X			X		
Semicytherura sp.												10											
Xestoleberis depressa Sars							1			6	1										X		
Xestoleberis aurantia (Baird)			1		13		8			30	12	15									X		
Xestoleberis communis Müller	3	1	1	3	3		10	6		19	26	15						X		X		X	
Xestoleberis decipiens Müller												10								X		X	
Xestoleberis dispar Müller							1	1												X			
Xestoleberis sp.	3	1		2	10	3	2			11	20												
Cytheropteron fischeri (Sars)	8	11	22	23	65	1	3	4	1	118	113	130			X				X			X	
Darwinula cylindrica Straub											2												
Ilyocypris sp.							1																
Argilloecia conoidea (Sars)	2	4	2	5	9	2	5	2		87	107	170						X	X				
Propontocypris pirifera Müller							1											X	X				
Aglaiocypris complanata Brady-Robertson							1			2								X	X			X	
Cyclocypris sp.										1													

Table 2. Ecological distribution of ostracod genera in Gulf of Mersin.

Ostracode Genera	Ecology of Genera					
	Lacustrine	Lagoon	Littoral	Epineritic	Infraneritic	Bathyal
Cytherella				———	———	
Microcytherura				———		
Leptocythere		———	———			
Callistocythere			———	———		
Cyprideis		———				
Cytheridea		———	———			
Cushmanidea				———		
Krithe					———	———
Neocytherideis				———		
Pseudopsammocythere					———	———
Acanthocythereis				———	———	
Carinocythereis				———		
Costa				———	———	
Cistacythereis				———	———	
Tegmenia				———	———	
Basslerites				———		
Heterocythereis				———		
Aurila				———		
Urocythereis				———		
Bosquetina					———	
Cytheretta				———		
Loculicytheretta				———		
Hirschmannia		———	———			
Loxoconcha		———	———			
Loxoconchella				———		
Paracytheridea				———		
Pseudocytherura					———	
Semicytherura				———		
Xestoleberis			———	———		
Cytherois				———		
Darwinula	———					
Ilyocypris	———					
Argilloecia					———	———
Propontocypris				———	———	
Aglaiocypris				———		
Cyclocypris	———					

the Adriatic, Aegean Sea and caostal zone of Atlantic Ocean (Uffenorde, 1972; Stambolidis, 1985; Guillaume et al., 1985).

Cushmanidea elongata (Brady) was found in the Algeria and along the coastal

zone of Atlantic Ocean (Yassini, 1979; Guillaume et al., 1985);

Semicytherura sulcata (Müller) was found in Adriatic and Algeria (Uffenorde, 1972; Yassini, 1979).

Argilloecia conoidea (Sars) was observed in the Algeria and along the coastal zone of Atlantic Ocean's (Yassini, 1979; Guillaume et al, 1985);

Carinocythereis antiquata (Baird) was in the Rhodos Island, Adriatic, İtaly, Algeria, along the coastal zone of Atlantic Ocean's, Aegean Sea and Gulf of İskenderun (Sissingh, 1972; Uffenorde, 1972; Ruggieri, 1976; Yassini, 1979; Stambolidis, 1985; Nazik, 1994);

Acanthocythereis hystrix (Reuss) was in the Rhodos Island, Algeria, Gulf of İskenderun and Aegean Sea (Sissingh, 1972; Yassini, 1979; Kubanç, 1996; Nazik, 1994).

Ostracod species very few or rare within two communities, were observed from the previous works as follows ;

Cytherella vandenboldi Sissingh, *Cytherella vulgata* Ruggieri, *Cytherella terquemi* Sissingh, *Cytherella vulgata* Ruggieri are in the Rhodos and Crete Islands, Aegean Sea (Sissingh, 1972; Kubanç, 1996);

Callistocythere pallida (Müller), *Cyprideis torosa* (Jones) are found in the Rhodos and Crete Islands, Adriatic, Algeria, shore zones of Atlantic Ocean, Aegean Sea, Gulf of Saros (Uffenorde, 1972; Yassini, 1979; Guillaume et al., 1985; Stambolidis, 1985; Kubanç, 1986; Tunoğlu, 1998);

Cytheridea acuminata neapolitana Kollmann, *Neocytherideis cylindrica* (Brady) *Carinocythereis carinata* (Roemer) are found in the Rhodos and Crete Islands, Adriatic, Italy, Algeria, Aegean Sea, İskenderun and Saros Gulf (Sissingh, 1972; Uffenorde, 1972; Ruggieri, 1976; Yassini, 1979; Stambolidis, 1985; Kubanç, 1996; Nazik, 1994; Tunoğlu, 1998);

Costa batei (Brady), *Cistacythereis caelatura* Uliczny, *Tegmenia rugosa* (Costa) *Basslerites berchoni* (Brady), *Heterocythereis albomaculata* (Baird), *Aurila convexa* (Baird), *Aurila speyeri* (Brady), *Urocythereis favosa* (Roemer), *Urocythereis margaritifera* (Müller), *Bosquetina carinella* (Reuss), *Cytheretta subradiosa* (Roemer), *Cytheretta semiornata* (Egger) are in the Rhodos ve Crete Islands, İtaly, Tunusia, Algeria, shore zones of Atlantic Ocean's and Gulf of İskenderun (Sissingh, 1972; Uffenorede, 1972; Ruggieri, 1976; Yassini, 1979; Guillaume et al., 1985; Stambolidis, 1985; Kubanç, 1996; Nazik,1994);

Loculicytheretta pavonia (Brady), *Loxoconcha rhomboidea* (Fischer), *Loxoconcha tumida* Brady, *Loxoconcha stallifera* Müller, *Loxoconcha granulata* are in the Algeria, Adriatic, İtaly, Aegean Sea, shore sections of Atlantic Ocean's, Gulf of İskenderun and Saros (Uffenorde, 1972; Ruggieri, 1976; Yassini, 1979; Stambolidis, 1985; Kubanç, 1996; Nazik, 1994; Tunoğlu, 1998);

Hirshmannia viridis (Müller) is along the shore lines of Atlantic Ocean's (Guillaume et al., 1985); and *Loxoconcha*

agilis Ruggieri is in the Aegean Sea (Stambolidis, 1985; Kubanç, 1996);

Paracytheridea depressa (Müller) , *Pseudocytherura calcarata* (Sequenza) are in the Adriatic, Algeria and Aegean Sea with in the Gulf of İskenderun (Uffenorde, 1972; Yassini, 1979; Kubanç, 1996; Nazik, 1994);

Semicytherura inversa (Sequenza), *Semicytherura acuticostata* (Sars), *Semicytherura acuminata* (Müller), *Semicytherura ruggieri* (Pucci) are in the Rhodos and Crete Islands, Adriatic, İtaly, Algeria and along the coastal zone of Atlantic Ocean's and Aegean Sea (Sissingh, 1972; Uffenorde, 1972; Ruggieri, 1976; Yassini, 1979; Guillaume et al., 1985; Stambolidis, 1985; Kubanç, 1996); *Semicytherura incongruens* (Müller) is in the Algeria, Aegean and Marmara Sea, the Gulf of İskenderun) (Yassini, 1979; Stambolidis, 1985; Kubanç, 1989; Nazik, 1994);

Xestoleberis depressa Sars and *Xestoleberis aurantia* (Baird) are found the Gulf of İskenderun (Nazik, 1994);

Xestoleberis communis Müller, *Xestoleberis decipiens* Müller, *Xestoleberis dispar* Müller are found in the Algeria and Aegean Sea (Yassini, 1979; Stambolidis, 1985; Kubanç, 1996);

Propontocypris pirifera Müller, *Aglaiocypris complanata* Brady-Robertson are in the Algeria, along the shore lines of Atlantic Ocean, and in the Aegean Sea (Yassini, 1979; Guillaume et al., 1985; Stambolidis, 1985; Kubanç, 1996).

5. CONCLUSIONS

In the research, 12 deep samples have been examined from 3 stations, located in the Mersin Gulf. Washed samples of recent ostracod fauna has been examined with silt and clayey sand. 62 ostracod species have been defined from this fauna. Based on the number of ostracods species, two communities have been identified: *Costa edwardsii -Cytherois fischeri* and *Argilloecia conoidea.*

In the *Costa edwardsii-Cytherois fischeri* community the most dominant species is *Costa edwardsii* (Roemer). *Cytherois fischeri* (Sars), *Microcytherura* sp., *Cushmanidea elongata* (Brady), *Semicytherura sulcata* (Müller) are the abundant genera and species respectively.

In this community *Cytheridea acuminata acuminata* Bosquet, *Neocytherideis cylindrica* (Brady), *Acanthocythereis hystrix* (Reuss), *Carinocythereis antiquata* (Baird), *Costa batei* (Brady), *Cistacythereis pokornyi* (Ruggieri), *Tegmenia rugosa* (Costa), *Basslerites berchoni* (Brady), *Loxoconcha rhomboidea* (Fischer), *Loxoconcha tumida* Brady, *Loxoconcha agilis* Ruggieri, *Xestoleberis aurantia* (Baird), *Xestoleberis communis* Müller, *Xestoleberis* sp. ostracod genera and species are less abundant,

Cytherella vandenboldi Sissingh, *Cytherella terquemi* Sissingh, *Leptocythere porcellanea* (Brady), *Cyprideis torosa* (Jones), *Cyprideis seminulum* (Reuss), *Cytheridea acuminata neapolitana* Kollmann, *Costa punctatissima* Ruggieri, *Cistacythereis*

caelatura Uliczny, *Bosquetina carinella* (Reuss), *Cytheretta semiornata* (Egger), *Semicytherura inversa* (Sequenza), *Semicytherura acuticostata* (Sars), *Semicytherura acuminata* (Müller), *Xestoleberis depressa* Sars, *Argilloecia conoidea* (Sars) species are much less abundant.

Leptocythere sp., *Cytheretta adriatica* Ruggieri, *Loculicytheretta pavonia* (Brady), *Xestoleberis dispar* Müller, Ilyocypris sp., *Propontocypris pirifera* (Müller), *Aglaiocypris complanata* Brady ve Robertson are rare genera and species.

In the Argilloecia conoidea community the most dominant species is *Argilloecia conoidea* (Sars). *Costa edwardsii* (Roemer), *Cytherois fischeri* (Sars),

Microcytherura sp., *Carinocythereis antiquata* (Baird), *Acanthocythereis hystrix* (Reuss) are the other abundant species respectively.

In this community *Cytherella vandenboldi* Sissingh, *Cytherella vulgata* Ruggieri, *Carinocythereis carinata* (Roemer), *Cytheridea acuminata acuminata* Bosquet, *Cytheridea acuminata neapolitana* Kollmann, *Costa punctatissima* Ruggieri, *Loxoconcha rhomboidea* (Fischer), *Loxoconcha tumida* Brady, *Semicytherura sulcata* (Müller) , *Xestoleberis aurantia* (Baird), *Xestoleberis communis* Müller are less abundant, *Leptocythere porcellanea* (Brady), *Leptocythere* cf. *ramosa* (Rome), *Cytheridea paracuminata verrucosa* Kollmann, *Pseudopsammocythere* cf. *similis* (Müller), *Cistacythereis pokornyi* (Ruggieri), *Basslerites berchoni* (Brady), *Bosquetina carinella* (Reuss), *Loxoconcha granulata* Sars, *Loxoconcha agilis* Ruggieri, *Semicytherura inversa* (Sequenza), *Semicytherura acuticostata* (Sars), *Semicytherura acuminata* (Müller), *Semicytherura incongruens* (Müller), *Semicytherura* sp., *Xestoleberis depressa* Sars, *Xestoleberis decipiens* Müller, *Xestoleberis* sp. are less abundant ostracod species.

Cyprideis torosa (Jones), *Krithe bartonensis* (Jones), *Neocytherideis cylindrica* (Brady), *Heterocythereis albomaculata* (Baird), *Aurila speyeri* (Brady), *Urocythereis favosa* (Roemer), *Paracytheridea depressa* (Müller), *Semicytherura ruggieri* (Pucci) are much less abundant.

Cyprideis seminulum (Reuss), *Leptocythere multipunctata* (Sequenza), *Callistocythere pallida* (Müller), *Callistocythere mediterranea* (Müller), *Aurila convexa* (Baird), *Cytheretta subradiosa* (Roemer), *Hirshmannia viridis* (Müller), *Loxoconchella* sp., *Pseudocytherura* cf. *calcarata* (Sequenza), *Darwinula cylindrica* Straub, *Aglaiocypris complanata* Brady-Robertson, *Cyclocypris* sp. are rare genera and species.

The dominant species in these two ostracod communities, namely Acanthocythereis and Costa have neritic character. *Microcytherura, Cushmanidea, Carinocythereis, Cytherois* are epineritic, *Semicytherura* indicates brackish, littoral-epineritic, and finally *Argilloecia* with infraneritic-bathyal environmental characteristics..

Ostracods which characterize marine,

brackish, littoral and lacustrine environments are found in some samples collected from the gulf. This can be explained by the fresh water flows coming from the land side or present in the sea floor.

5. ACKNOWLEDGEMENTS

The author would like to thank, for providing wash-samples to METU Marine Sciences and Technology Institute and the Department of Geological Engineering of University of Mersin, to the Department of Geological Engineering, Department Presidency of University of Çukurova, to TPAO (Ankara) for taking SEM photos with microfossil photos.

6. REFERENCES

, Bassiouni, M.A., 1979, Brackische und marine Ostrakoden (Cytherideinae, Hemicytherinae, Trachyleberidinae) aus dem Oligozän und Neogen der Türkei, Geol. Jb. Reihe B, Heft 31, Hannover, 200 s.

Bodur, M. N. and Ergin, M., 1988, Heavy Metal Associations in Recent Inshore Sediments from the Mersin Bay, Türkiye, Bollettino di Oceanologia Teorica ed Applicata, Vol. VI., N. 1, 15-34.

Bonaduce, G.; Masoli, M.; Minichelli, Q. ve Pugliess, N.,1979, The Bentic Ostracods: Geologie Mediterraneenne la Mer Pelagienne, Tome VI-Numero 1, 280-284.

Freels, D., 1980, Limnische Ostrakoden aus Jungtertiaer und Quartaer der Türkei. Geol. Jb., B 39, 3-169, 2 Abb., 18 Taf., Hannover.

Guillaume, M. C, Peypouquet, J. P and Tetart, J., 1985, Quaternaire et Actuel (Edit. Oertli), Atlas des Ostracodes de France. Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, Mém. 9, p. 337-377.

Kubanç, C., 1995, Ege Denizi Ostrakod (Crustacea) Faunası, İstanbul Üniv. Fen Bilimleri Enst. Doktora Tezi, 117 s., İstanbul.

Morkhoven, F. P. M. Van, 1963, Post Paleozoic ostracoda: Alsevier edit, V:2, 1-478.

Nazik, A., 1994, İskenderun Körfezi Holosen Ostrakodları, M. T. A. Dergisi, No. 116, s.15-20, Ankara.

Ruggieri, G., 1976, La ostracofauna Pleistocennica della falesia di cinisi (Sicilia), Boll.Soc.Paleont.Ital., 15, 1:85-106, 13 Abb., Modena.

Sissingh, W., 1972, Late Cenozoic Ostracoda of the South aegean Island Arc: Utrecht Micropaleontological Bulletins, Vol. 6, 49-187.

Stambolidis, E. A., 1985, Zur Kenntnis der Ostracoden des evros-Delta (Nord-Ägäisches Meer) Griechenland, Mitt. Hamb. Zool. Mus. Inst, Band 82, s. 155-254, Hamburg.

Tunoğlu, C., 1998, Saroz Körfezi'nde güncel Ostracoda topluluğu ve dağılımı üzerine başlangıç raporu (KD Ege Denizi), KB Türkiye, Deniz Jeolojisi, Türkiye Deniz Araştırmaları Workshop IV.

Uffenorde, H., 1972, Ökologie und jahreszeitliche Verteilung rezenter benthonischer Ostracoden des Limski kanal bei Rovinj (nördliche Adria), Göttinger Arb. Geol. Paläont. 13, 121 s.,

41 Abb., 5 Tab., 12 Taf, Göttingen.

Yassini, I., 1979, The littoral system ostracodes from the Bay of Bou-Ismail, Algeries, Algeria: Revista Espanola de Micropaleontologica, vol. XI, num. 3, 353-416.

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | HAZİRAN JUNE | 2008 | SAYI NO 52 | ISSN 1019-1003

DETERIORATION OF TUFFITE AND ANDESITE STONES MONUMENTS IN URBAN AREAS (NIĞDE, CENTRAL TURKEY)

M. Gürhan YALÇIN

Department of Geological Engineering, Faculty of Engineering and Architecture, Niğde University, Niğde/Turkey

ABSTRACT: *The aim of this work is to investigate the pollution characteristics and the source of pollution on tuffite and andesite walls of 15 historical monuments which were built in various dates in several parts of the Niğde city in central Turkey. In this respect, surface of walls were sampled to represent the general structure of stone monuments. Mineralogical features and structural-textural determinations of rock samples were conducted on thin sections with optical microscopy. The heavy metal accumulations on wall surfaces were measured with Spectro-Xepos Benchtop X-Ray Fluorescence Spectrometer. XRD (x-ray powder diffraction) analyses were also carried out on the same samples. The metal concentrations of the samples were evaluated with coefficient correlation, element coefficient correlation dendogram, hierarchical cluster, model summary and anova analysis statistical methods.*

On thin sections, minerals are extensively altered. Chloritization, sericitization, prophylitization, carbonization and limonitization occur on the rock surfaces. Iron oxide is detected along the fracture and fissures. Green, black, yellow, red and brown color changes are seen on the rock surfaces, depending on structural and textural alterations and deterioration. Gypsum also occurs on rocks in association with contamination.

As a result, it was determined that different types of pollutants are involved in pollution of stone monuments. Pollution on the stone monuments has been expedited by polluted air of the city of Niğde, SO_2 in atmosphere, suspended particular material and exhaust wastes of vehicles. Strong positive correlations were determined among some metallic elements. The elements with positive correlations are thought to have the same source. Determined pollution on tuffite and andesite wall samples from the stone monuments are due to anthropogenic and atmospheric effects. In order to minimize the degree of pollution on stone monuments, necessary measurement should be taken.

NİĞDE ŞEHİR MERKEZİNDEKİ TÜF VE ANDEZİTLERDEN İNŞA EDİLMİŞ SANAT YAPILARINDA GÖRÜLEN YIPRANMALAR

ÖZET : *Bu çalışmanın amacı, Niğde ilindeki değişik dönemlerde inşa edilen 15 tarihi yapının tüf ve andezitik duvarları üzerindeki aşınmaların kaynağı ve yıpranma karekteristiklerinin araştırılmasıdır. Bu ilişki içerisinde anıtların genel yapısını göstermek için duvarların yüzeylerinden örnekler alınmıştır. Kayaç örneklerinin*

mineralojik özellikleri ve yapısal tanımları incekesit üzerinde optik mikroskopla yürütülmüştür. Duvar yüzeylerindeki ağır metal birikimleri Spectro-Xepos Benchtop X-Ray Fluoresans Spectrometre ile ölçülmüştür. Aynı örnekler üzerinde XRD analizleri yapılmıştır. Ayrıca, örneklerin metal konsantrasyonlarının ilişki katsayısı, ilişki katsayısı elemanı dağılımı, hiyerarşik kümeleme model özeti ve istatistiksel yöntemin tekyönlü varyans analiz tablosu ile değerlendirilmiştir.

İnce kesitlerde mineraller oldukça altere olmuştur. Kayaç yüzeyinde ise kloritleşme, serizitleşme, propilitleşme, karbonatlaşma ve limonitleşme gözlenmektedir. Kırık ve çatlaklar boyunca demiroksit izlenmektedir. Kayaç yüzeyinde yapısal, dokusal alterasyon ve bozunmaya bağlı olarak yeşil, siyah, sarı, kırmızı ve kahverengi renk değişimleri görülmektedir. Kayaç üzerinde kirlenmeyle ilgili olarak jipsler ortaya çıkmıştır.

Sonuç olarak, değişik tip kirleticilerin taş anıtların kirletilmesinde etkili olduğu tayin edilmiştir. Taş anıtların üzerindeki kirlenme, Niğde ilinin kirletilmiş havası, atmosferdeki SO_2, asılı partiküller ve araçların eksoz atıkları tarafından hızlandırılmıştır. Bazı metalik elementler arasında kuvvetli pozitif korelasyonun olduğu saptanmıştr. Pozitif korelasyonlu elementlerin aynı kaynağa sahip olduğu düşünülmüştür. Anıt yapılardaki tüf ve andezit duvar örnekleri üzerindeki tayin edilen kirlilik antropojenik ve atmosferik etkilerden dolayıdır. Anıt yapılardaki kirliliğin derecesini azaltmak için gerekli tedbirler alınmalıdır.

1. INTRODUCTION

In industrial and urban areas, air pollution in association with high metal concentrations causes several environmental problems. Destruction of stone monuments is one of these problems. Varying types of pollutants can expedite the degree of pollution on the stone monuments. Climatic conditions, microbiologic factors, catalyzes, oxidizing metals, organic minerals, clays, high humidity ratio, SO_4^{2-} and NO_x have important effects on deterioration of building stones (Steiger et al., 1993; Haynes 1986; Annand and Hudson, 1981; Weber 1985; Vassilakos and Salta 1993; Reddy et al., 1985; Cheng et al., 1987). Deterioration of building stones is expedited with air pollution and particulate material content. SO_2 and SO_4^{2-} are the most important agents for corruption of construction materials. In this respect, black colored sulfate incrusting is one of the most important indicators in determining the degree of pollution on building stones (Cerit, 2002). On rock surfaces, anhydrite ($CaSO_4$) decomposes and facilitates gypsum ($CaSO_4.2H_2O$) formation (Grossi et al., 1994; Moropoulou et al., 1998; Kühnel 2004).

$CaSO_4 + H_2O \rightarrow CaSO_4.2H_2O$

(Grossi et al., 1994; Moropoulou et al., 1998; Kühnel 2004).

In cities with photochemical pollution, NOx results in alteration of rocks (Sikiotis

and Kirkitsos 1994). Environmental problems arising from air pollution is an attractive subject for numerous workers. In association with this kind of pollution, consequences of long-lasting interaction with the stone monuments may cause serious problems. Therefore, the effects of pollution on stone monuments in the Niğde city were investigated with petrographical techniques and geochemical analyses (Moropoulou et al., 1998; Zamudio et al, 2003; Götze and Siedel 2004; Kühnel 2004; Lopez and Garcia 2005; Hosono et al., 2006) as well as Yalcin et al. (2008).

2. Sample Origin and Extraction

2.1. Regional Geology

Considering age, lithology and metamorphism, there are three different tectono-stratigraphic units in the region (Figure 1). The Tertiary units, Niğde metamorphites, Aladag nappes and Bolkardagı units are uncomformably

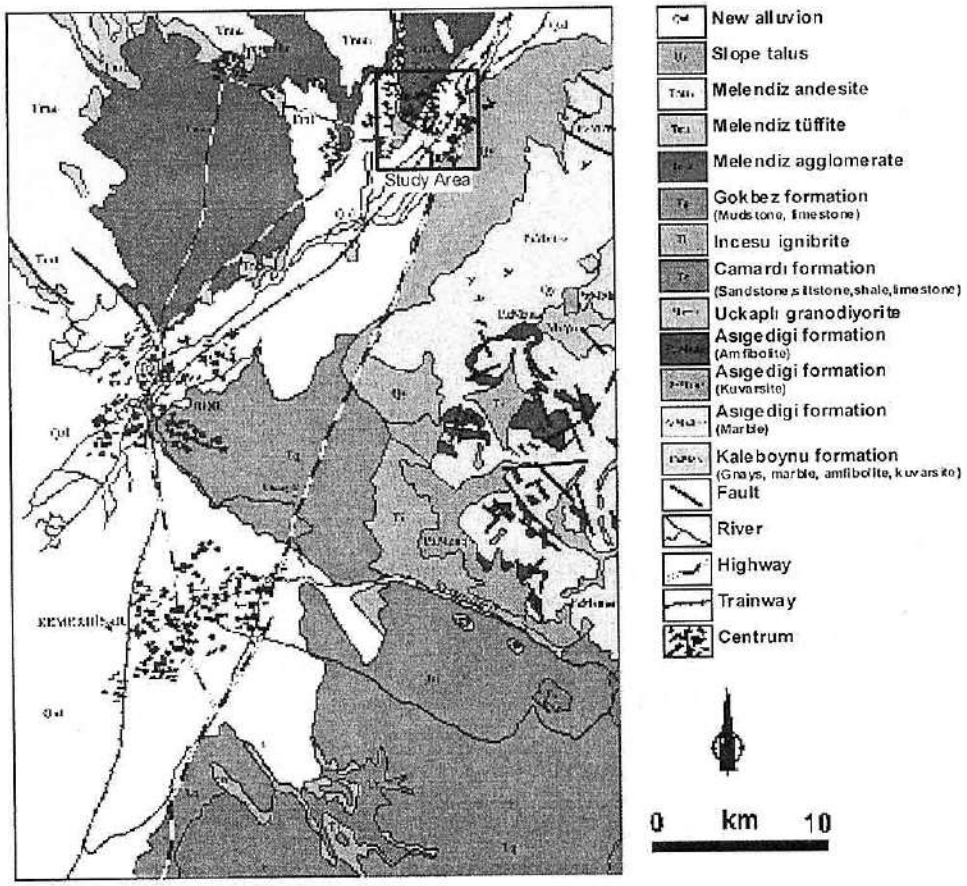


Figure 1. Generalized geological map of the Niğde region (taken from Atabey et al., 1990).

overlain by the upper Cretaceous-Tertiary rocks (Atabey et al., 1990). These units are overlain by Quaternary volcanic products of the Hasandag- Melendiz Mountains consisting of vitritic tuffite, tufffite breccias and andesite and basaltic volcanic rocks (Copuroglu and Söylemoglu, 2001). In addition to these rocks, kaolinite, opal-CT, illite, smectite, feldspar and alunite are also observed as a result of alteration of volcanic rocks (Copuroglu and Söylemoglu, 2001; Ciflikli and Yalçın, 2001). Tuffite and andesites are the first products derived from the Hasandag-Melendiz volcanism in the study area. The tuffite and andesites used on the walls of stone monuments are supplied from nearby areas.

2.2. Study Area and Monuments

The city of Niğde located in central Anatolia coordinates has a historical importance since the Bronze Era (B.C. 3000-2000) (Figure 2).

It comprises one of the historical settlements in the Cappadocia region. The population of the city is 305,861. Covers are area of 14.294 km^2.

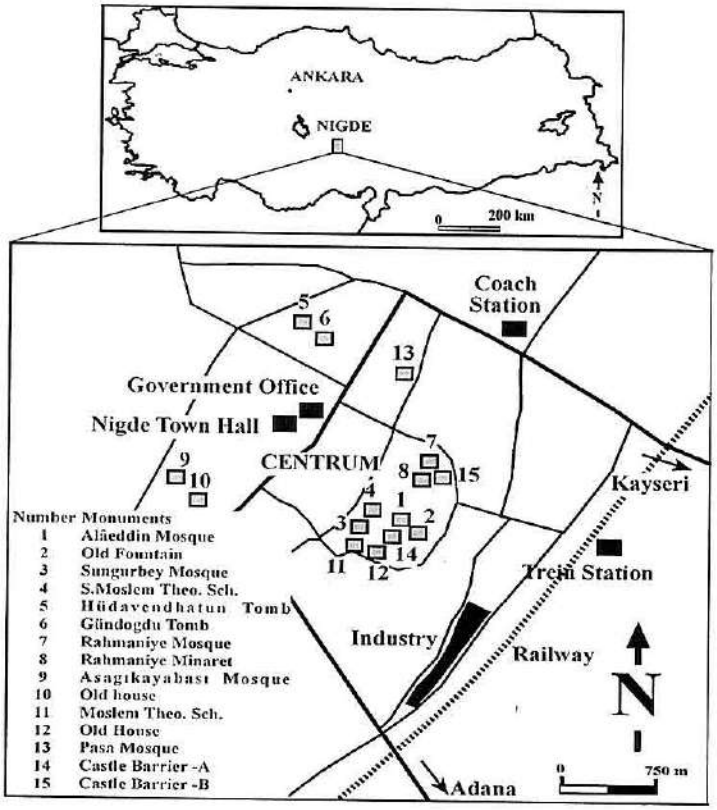


Figure 2. Location and sampling map of the study area.

Stone monuments under investigation are located in the city center (Güremen et al., 2006). The downtown area has an irregular arrangement. Densely populated parts of the city are very complex (Yalçın and Ulaştı 2000; Yalçın et al., 2005; Yalçın 2007). In periods of intense air pollution, people living in the city are largely affected from the air pollution (Reddy et al., 1985; Cheng et al., 1987).

Monuments with different construction dates are found in varying parts of the city center.

In present, most of the stone monuments are used for different purposes. Of these, the oldest one is the Alaattin Mosque and its fountain that were built in the 13th century (Figure 2).

2.3. Atmospheric Pollution in Niğde City

Daily average temperatures during the summer (June-August) and winter (December-February) months are 21.13 °C and 7.57 °C, respectively. The minimum and maximum temperatures recorded are -27.5°C and 38.6°C, respectively (Yalçın and Ulaştı 2000; Yalçın et al., 2005).

For the 1998–2004 periods, monthly average concentrations of SO_4^{2-} and suspended particulate material (SPM) exceed the international limit values and yield high values in some cases (Figure 3).

SO_4^{2-} values for 1998, 1999, 2000, 2003 and 2004 years are above 125 $\mu g/m^3$, the daily limit value of the World Health Organization (WHO) and the Environment and Climate Program (EU). SPM values for 2003 and 2004 years exceed the EU daily limit value of 125$\mu g/m^3$ (Yalçın 2007).

There are about 30 factories in the region and the number of registered vehicles is 4,000. They are; 1 cement plant, 9 textile (e.g. thread, carpet, clothing) plants in the organized industrial site, 2 machinery industry plants, 1 machinery spare part manufacturer, 7 food production facilities (e.g. flour, feed, soft drink), 4 building structure plants (e.g. glass, building structure materials), 4

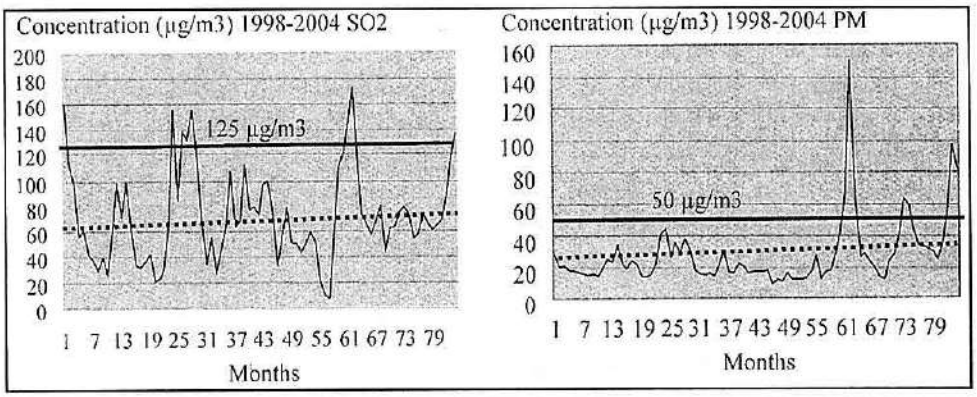


Figure 3. Monthly variations in SO_2 and PM concentrations for 1998-2004 (Yalçın, 2007).

furniture plants, 1 sugar plant, 1 feed plant, 1 energy power plant and other small-scale plants and facilities (Yalçın et al., 2005). The average traffic load along the stone monuments is 8 vehicles/1 min. In the city center, noise levels associated with traffic load were found as above the limit values (Guremen et al., 2006). In addition, the increasing number of motor vehicles, the use of low-quality fuels as well as heavy winter conditions and the operation of unlicensed heat boilers are the other reasons for the air pollution to occur in the region. Sulfur and PM concentrations arising from air pollutants are reported to result in serious health problems (Klessis et al., 2000).

The source of pollution in air is stated as high-sulfur oil fuels, liquid fuels and their wastes used in plants and city center. Depending on general increase in SO_4^{2-} and SPM values, air pollution may also cause long-term health problems (Yalçın 2007) and deterioration of stone monuments.

2.4. Sample Extraction

Totally 15 samples were collected from stone monuments in the study area. Coarse samples of 1-3 cm thickness were taken from unprotected outer parts of the buildings. Two of the samples were collected from the monuments of 13th century, 4 from 14th century, 1 from 17t^{h} century, 2 from 18th century and 6 from 19th century buildings (Table 1).

In order not to disturb the original structure of monuments and to cause an artificial pollution (Figure 4), samples were carefully collected with hammering from coarse tuffite and andesites of the restoration wastes. Sample sizes are at least 10x10x10 cm to be sufficient for chemical analysis and petrographic studies. Samples that were collected systematically were stored in 1-kg plastic bags. Coordinates of sample sites were determined with Garmin brand GPS-12 CX device and they were marked on the location map.

3. Analytical Methods

In order to determine petrographical properties, thin sections were made from the samples (Humphries 1992). Thin sections were examined with Nikon brand optical microscope to determine textural and structural features of the samples. Following the petrography studies, characteristic samples were photographed with Nikon-Coolpix 995 brand digital camera.

3.1. Petrographical Analysis

Thin sections of rocks samples taken from the walls of stone monuments were examined with optical microscope (Humphries 1992). Thin sections were prepared in accordance with altered parts and unpreserved surfaces of samples. In the collection of hand specimens, disturbance of monuments and artificial pollution were avoided.

Nikon polarizing microscope is an ellipse e400 pol, 230 watt, 0.4 amp, 50/60 herz, Japan, 580157 number microscope.

Determination of modal contents of major minerals and their application to the

Table 1. Stone monuments in the Niğde city

Samples	Building	Construction	Origin	Composition
S1	Alâeddin Mosque	1223	Tuffite	Pl, bi, amp, Fe-Ti oks, gyp
S2	Old Fountain	1223	Andesite	Pl, amp, bi, Ol, Clp, Fe-Ti oks, gyp
S3	Sungurbey Mosque	1335	Tuffite	Pl, bi, amp, Fe-Ti oks, gyp
S4	Sungurbey Moslem Theological school	1335	Tuffite	Pl, bi, amp, Fe-Ti oks, gyp
S5	Hüdavendhatun Tomb	1312	Tuffite	Pl, bi, amp, Fe-Ti oks, gyp
S6	Gündogdu Tomb	1344	Tuffite	Pl, bi, amp, Fe-Ti oks, gyp
S7	Rahmaniye Mosque	1740	Tuffite	Pl, bi, amp, Fe-Ti oks, gyp
S8	Rahmaniye Minaret	1740	Tuffite	Pl, bi, amp, Fe-Ti oks, gyp
S9	Asagıkayabası Mosque	1841	Tuffite	Pl, bi, amp, Fe-Ti oks, gyp
S10	Old house	1852	Tuffite	Pl, bi, amp, Fe-Ti oks, gyp
S11	Moslem Theological school	1861	Andesite	Pl, amp, bi, Ol, Clp, Fe-Ti oks, gyp
S12	Old House	1862	Tuffite	Pl, bi, amp, Fe-Ti oks, gyp
S13	Pasa (Murat Ali) Mosque	17. yy	Andesite	Pl, amp, bi, Ol, Clp, Fe-Ti oks, gyp
S14	Castle Barrier (A-Sungurbey Mosque Area)	19. yy	Tuffite	Pl, bi, amp, Fe-Ti oks, gyp
S15	Castle Barrier (B- Castle Area)	19. yy	Tuffite	Pl, bi, amp, Fe-Ti oks, gyp

Pl:Plagioclase; bi:biotite; Amp:amphibole; Fe-Ti okside: Fe-Ti okside, gyp: gypsum; Ol: olivin; Clp: Clinopiroksen (KRETZ,1983)

data were made on the basis of Streckeisen diagram (Streckeisen, 1973). Abbreviations of minerals are according to Kretz (1983).

3.2. X-ray Powder Diffraction (XRD)

Before XRD analyses, samples were homogenized with an agate mortar to a grain size of less than 2 mm. The mortar was washed with 6 mol l^{-1} HNO_3 and rinsed with distilled water and dried before the each sample process. Before use, sample bags were washed with 6 mol l^{-1} HNO_3 to avoid from contamination and rinsed with distilled water and then heated at 70°C.

In addition, in order to determine mineralogical composition of samples, X-ray powder diffraction (XRD, Philips, PW1710 Diffractometer) analyses were also performed. We used 20-30 mg of powder, a support in the form of a Si disk, diffractometer with a rotating sample support. X-ray diffraction was done using

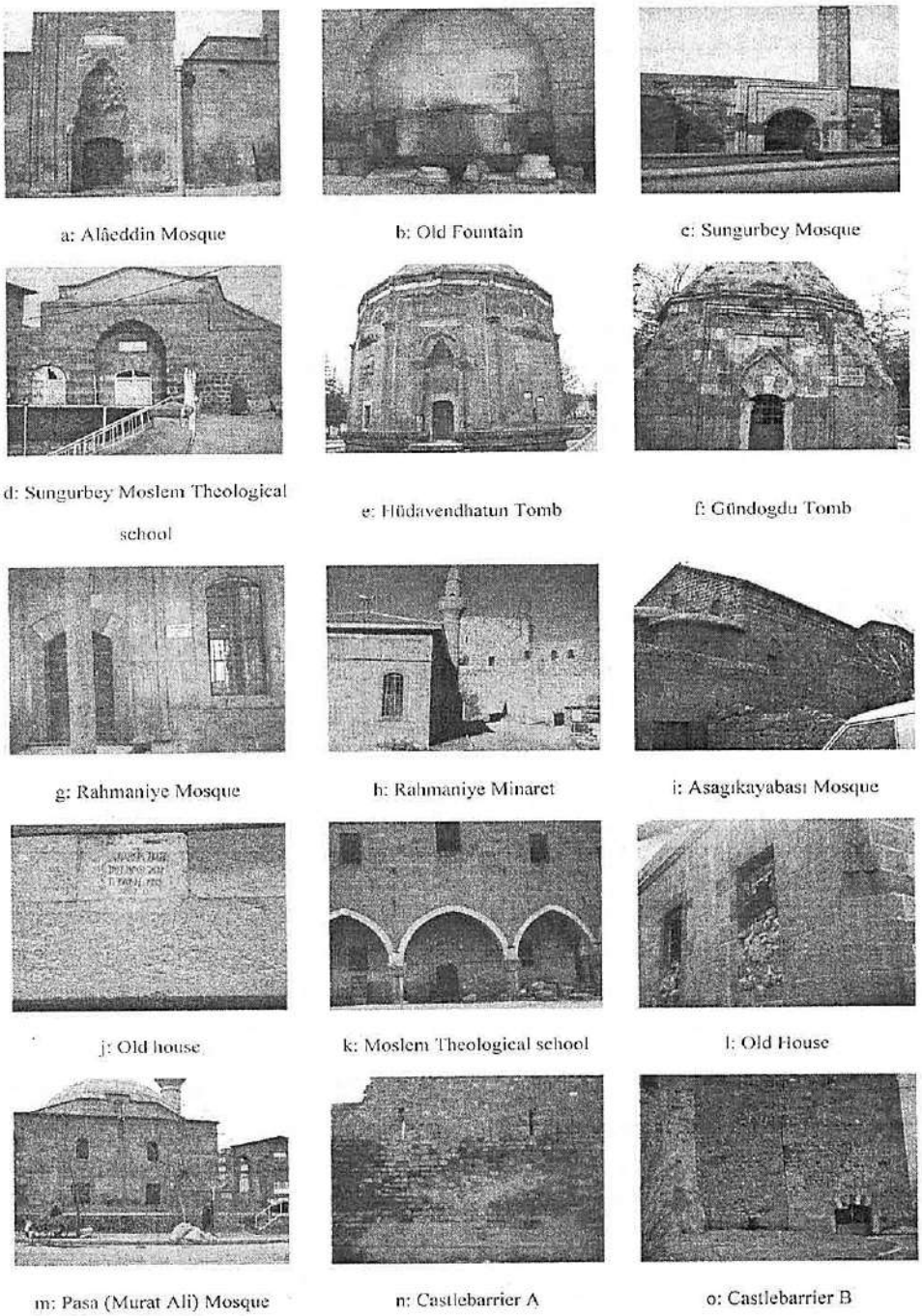


Figure 4. The studies monuments in the Niğde region (a-o)

a Cu anti-cathode tube at wavelength λ=1.54178 Å, scan range 3-75 02θ with 0.02 02θ step size and 10s counting time per step. Diffractograms were evaluated with Mineral Powder Diffraction File Data Book (Bayliss et al., 1980) to identify mineral constituents.

3.3. Geochemical Analysis

Chemical analyses were conducted on samples which were homogenized in agate mortar. Analyses of Sb, W, Ag, Mo, Co, V, Cu, As, Sn, Hg, Ni, Zn, Cd, Pb, Si, Al, Fe, Ca, Mg, S, Na, K, Cl, Ti, Cr and Mn elements were performed with X-Ray Fluorescence Spectrometer which name is the Spectro-Xepos Benchtop.

Analyses of homogenized samples were done after they are made double sided film tablets in 32 mm diameter. Detection system is drift detector with Peltier cooling, energy resolution FWHM<170 eV, measured for the Mn-Kα line at 40mA and 40kV with an input count vote of 10.000 pulses, Microprocessor controlled detector and electronics. In these analyses, detection limits ranged from 0.01 to 0.1 wt % for major elements and 0.1 to 5 ppm for trace elements. Results are given as % or ppm.

Metal concentrations of samples were studied with coefficient correlation, element coefficient correlation, dendogram hierarchical cluster, model summary and annova analysis statistical methods with the use of SPSS-11.5 program. Moreover, depending on "element correlations" with SPSS, "element dendogram" were computed with excel program and figures of dendogram were drawn with Freehand 9.0.

4. RESULTS

4.1.Petrographic Analysis

It was found that wall rock of the Alaeddin Mosque is tuffite (Figure 5a) which hosts an extremely altered matrix and sericitization development. In addition to partly altered pyroxenes, quartz grains are also observed. Wall rock of the stone fountain across the Alaeddin Mosque is composed of andesite (Figure 5b). Alteration is well developed on outer surface of the rock. However, minerals and matrix within this rock are not altered. Euhedral feldspar crystals are also partly observed. Wall rock of the Sungurbey Mosque is tuffite (Figure 5c). Extremely altered rock fragments, pyroxene and mesh-shaped olivine minerals were determined.

Wall rock of the Sungurbey Moslem Theological School is also tuffite (Figure 5d). Extremely argillized feldspar fragments, green colored sericitization/chloritization and yellow carbonization are characteristic. Extremely altered magmatic rock fragments are detected within the matrix. It also contains old volcanic rock fragments (tuffite). Wall rock of the Hüdavend Hatun is also tuffite (Figure 5e). Extremely altered rock fragments are observed. In addition, red-brown colored iron-oxide and limonitization are also common in fracture and fissures. Wall rock of the Gündogdu is tuffite (Figure

5f). Yellow colored carbonization is characteristic.

Wall rock of the Rahmaniye Mosque is made up of tuffite (Figure 5g). Altered rock fragments and microlites are common. Biotite is also partly observed. Wall rock of the Rahmaniye Mosque minaret is tuffite (Figure 5h). Microlites and feldspars are extremely altered. Rock fragments are partly detected. Wall rock of the Asagıkayabası Mosque is also tuffite (Figure 5i). Rock fragments are extremely altered. Small quartz grains are characteristic. Opaque minerals are partly observed within the rock fragments. Wall rock of the Historical House is tuffite (Figure 5j). It is extremely altered. Minerals are peculiar. Pyroxenes are extremely altered. Quartz grains are characteristic in some parts. Serpantinization is also common.

Wall rock of the Moslem Theological School 1861 is andesite (Figure 5k). Prophylitization was determined in thin sections (Aslaner 1995). Prophylitization is precipitated on the surface of andesite from waters enriched in CO_2 or gas phase (deuteritic). This type of gas-enriched waters also carries some sulfur minerals. Therefore, areas of prophylitization are also enriched in metals. Serpentine (bastite) and calcite (Aslaner 1995) are formed by the alteration of pyroxenes (orthopyroxene). In addition, mesh-textured, eaten olivine is also observed. Matrix is composed of partly altered microlite. Opaque minerals are also observed. In some samples, outer rims of zircon are black colored due to radiation.

Wall rock of the stone house next to the Moslem Theological School is composed of extremely altered tuffite (Figure 5l). Quartz is partly observed. Wall rock of the Pasa (Murat Ali) Mosque is made up of andesite (Figure 5m). It is extremely altered and prophylitization is common which is mostly accompanied by weathered pyrite (Aslaner 1995). Extinction angles of plagioclases are very distinct. The wall rock of castle A is tuffite which hosts an extremely altered matrix (Figure 5n). Pyroxenes are fractured and sericitization develops along the edges. Biotites are altered. The wall rock of castle B is tuffite with an extremely altered matrix (Figure 5o). Pyroxenes and biotite are fractured and altered. However, less altered biotites show twinning. Olivine displays mesh-shaped structure.

4.2. X-ray Powder Diffraction (XRD)

Each sample examined for petrographic studies are used for XRD analysis. Powder samples with grain size less than 0.2 mm were prepared. Results of XRD works revealed the presence of cristobalite, gypsum, halite, muscovite, andesine, jamborite, jarosite, anhydrite, feldspar, sanidin and albite (Figure 6).

4.3. Geochemical Composition

Major and trace elements contents of rock samples collected from walls of stone monuments are given in Table 2.

Results of chemical analyses of tuffite and andesites reported in previous works in the study area and those obtained from the present work were compared. Comparisons indicate that average values

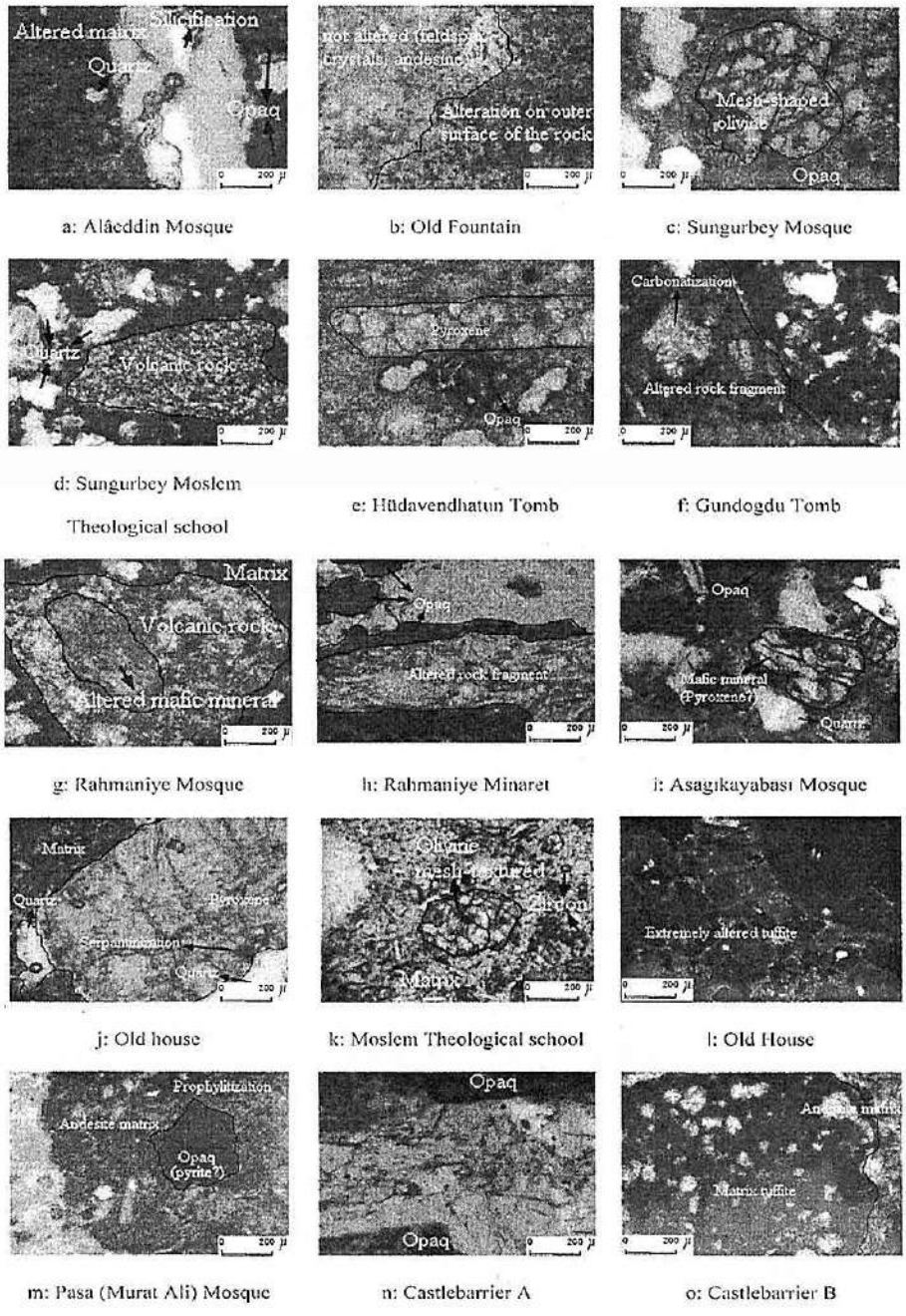


Figure 5. Microscopic views of thin sections from stone monuments in the Niğde region (a-o).

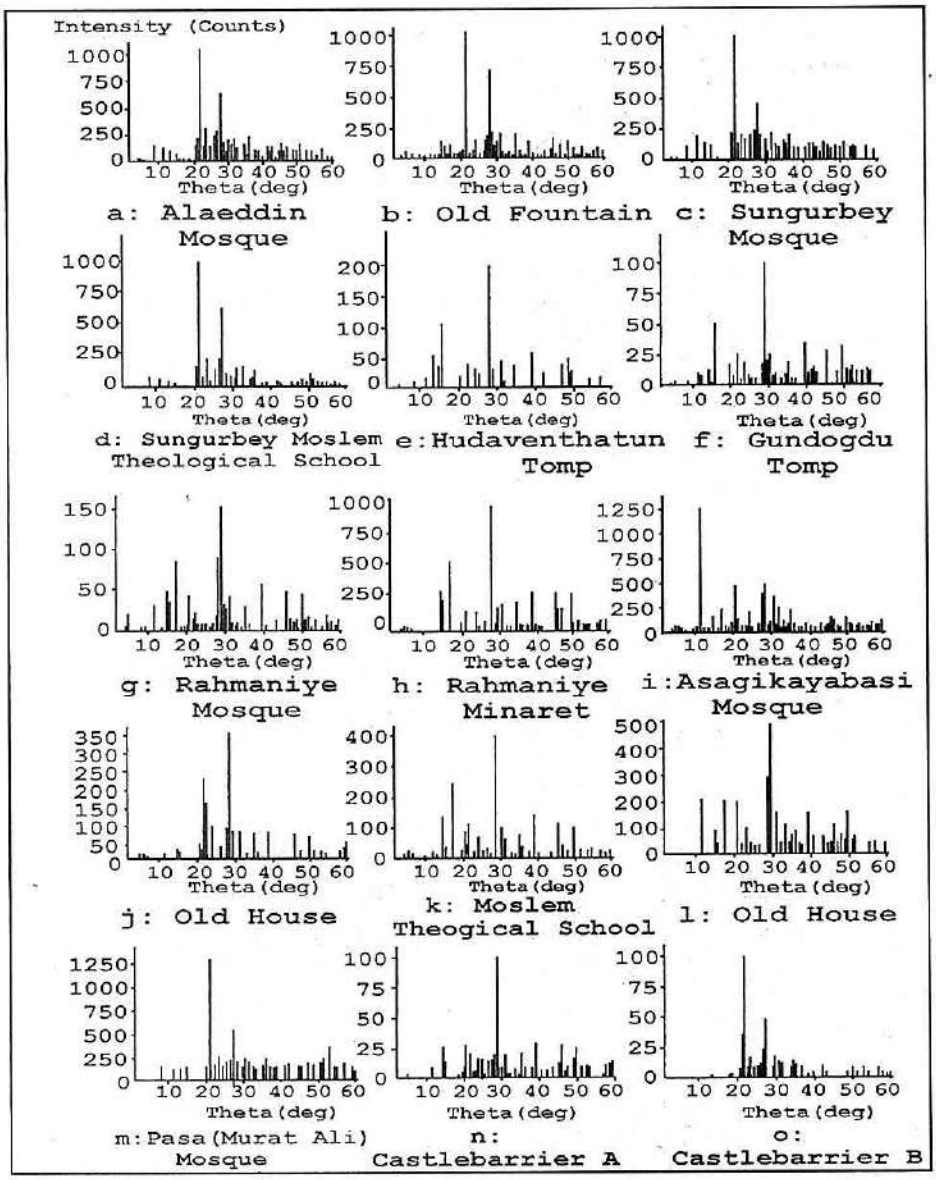


Figure 6. Diffraction patterns of some unsheltered stone samples (a-o).

of chemical analyses of the present work are higher than those of previous studies. Heavy metals that yielded an anomaly are Cu, Ni, Pb, Al, Fe, Mg, Cl, Ti, Mn, V and Cr (Table 3).

4.4. Black Incrusting and Gypsum Formation

Tuffite and andesites used on the walls of stone monuments have been greatly affected from atmospheric pollution. Rock

Table 2. Chemical composition of samples obtained by XRF (ppm or %).

Coarse	wt % oxides										ppm, trace elements																	
Tuffite	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	SO_3	CaO	K_2O	Na_2O	MgO	LOI	Total	Ag	As	Cd	Cl	Co	Cr	Cu	Hg	Ni	Mn	Mo	Pb	Sb	Sn	Ti	V	W	Zn
S-1	55	15,45	5,14	1,73	4,48	2,95	2,61	1,53	10,03	98,91	8,4	26,7	4,1	7172	33	312	24,9	1,3	96,6	569	22	23,9	6,1	17,9	3250	109	6	38,1
S-3	55,06	14,35	5,35	0,73	5,49	3,68	2,98	0,74	11,26	99,63	2,9	6,9	4,3	9711	22,1	585	20,2	8	232,7	533	31	20,1	4,8	6,4	1304	18	6,4	32
S-4	55,44	6,97	10,18	6,83	3,70	3,34	1,98	0,76	9,83	99,03	6,9	517,8	3,6	1273	48,1	667	43,3	1,6	266,8	362	60	24,1	6	6,5	3980	181	8,3	28,3
S-5	44,03	5,91	11,05	16,43	6,59	2,66	1,37	0,66	10,53	99,23	3,4	730	4	3241	38	134,6	16	3	56,1	269	22	20,3	5,2	6,4	3478	213	5,9	10,3
S-6	54,25	9,71	8,93	4,33	4,54	4,25	2,84	0,54	10,25	99,64	3,1	34,7	4	12120	20	747	29	1,4	356,8	442	64	20,5	4,8	7,8	1477	20	7,5	32,8
S-7	55,36	5,65	10,85	4,40	5,93	3,93	2,80	0,48	9,86	99,26	2,9	261,6	4,3	11130	32	373	40	2	153,5	312	23	72,3	5,5	6,6	2883	107	6,2	8
S-8	55,47	11,39	5,62	3,48	4,91	3,68	3,25	0,63	10,72	99,13	3,4	72,3	3,8	1964	32,3	924	33,5	1,9	413	558	100	26,2	5,2	6,4	2420	24	8,5	77,9
S-9	52,68	8,87	9,19	6,50	4,49	2,99	2,75	0,30	11,42	99,18	3,8	305,6	4,4	4868	35	625	23,3	3,1	287,4	277	49	23,9	5,4	6,9	3926	213	7,9	19,6
S-10	58,91	8,71	5,59	6,95	3,83	3,89	2,36	0,84	8,05	99,13	7	12,9	4,1	1137	15	288	15	1,5	116	492	21	62	5,8	6,6	1074	17	5,5	21,8
S-12	56,17	16,31	5,98	1,43	1,80	3,33	4,12	0,18	10,04	99,37	4,6	11,3	3,9	269,1	37	596	2437	2,1	213,5	356	56	26,8	5	6,8	3639	26	7,8	50,5
S-14	55,54	7,46	11,72	6,75	1,97	2,58	2,48	0,45	10,31	99,26	4,7	625,1	4,3	2077	53,1	903	66,1	4,4	343,9	268	108	47,3	5	6,5	6117	154	9,1	35,6
S-15	53,65	6,77	11,22	8,00	1,41	3,36	3,28	0,10	11,61	99,40	3,4	462,6	4,3	4899	39	368	32	1,9	157,6	162	28	23,4	5,3	4,3	3653	233	7,5	19,7
MEAN	54,3	9,79	8,40	5,63	4,10	3,39	2,74	0,60	10,32	99,26	4,54	255,63	4,09	4988,43	33,72	543,55	231,69	2,68	224,49	383,33	48,67	32,57	5,34	7,43	3100,08	109,58	7,22	31,22
Coarse Andesite	0																											
S-2	46,35	4,91	15,68	13,35	3,48	3,71	0,31	0,46	10,32	98,58	4,1	761,6	4,4	845,8	70	347	27,4	4,9	154,1	260	28	2,36	5,5	7,7	3803	155	7,7	9,7
S-11	48	5,90	14,69	11,90	3,34	3,48	1,65	0,63	9,06	98,67	4,2	991,9	3,7	2533	99	681	43,4	3,1	269,7	1430	72	24,9	5,7	7,7	4460	349	8,7	24
S-13	44,83	5,78	15,94	12,95	2,16	3,80	1,97	0,30	11,31	99,02	3,5	943,5	4,6	7096	61	306	23	2,5	110	128,6	25	17	5,2	7	2833	375	6,9	12,1
MEAN	46,39	5,53	15,44	12,73	2,99	3,66	1,31	0,46	10,23	98,75	3,93	899,00	4,23	3491,60	76,67	444,67	31,27	3,50	177,93	606,20	41,67	14,75	5,47	7,47	3698,67	293,00	7,77	15,27

Table 3. Variation of concentration values in tuffite and andesite

Cappadocia Tuffite (Temel ve Göncüoğlu, 1998) A		Tuffite (average) B	Variation of conc. in tuffite (fold) B/A	Cappadocia Andesite (Yurtmen and Rowbotham, 2002) C	Andesite (avarage) D	Variation of conc. in andesite (fold) D/C
Ag	x	4,54	X	x	3,93	x
Al %	0,41	**5,17**	12,6	0,4 [23-24] 0,52	**2,92**	7,3
As	X	255,63	x	x	899,00	X
Ca %	0,39	**1,17**	3	0,4 [23] 0,5 [24] 0,18	**2,13**	11,8
Cd	x	4,09	x	x	4,23	x
Cl	1126 [21]	4988,43	4,43	x	3491,60	x
Co	x	33,72	X	x	76,67	x
Cr	X	543,55	x	9	444,67	49,4
Cu	35 [21]	231,69	6,6	19	31,27	1,6
Fe %	0,29	5,96	20,5	0,06 [23] 2,8 [24] 0,17	10,97	64,5
Hg	x	2,68	x	x	3,50	x
K %	0,1	2,8	28	0,1	3,03	30,3
Na %	0,15	2,01	13,4	0,08	0,97	12,1
Ni	x	224,49	x	18	177,93	9,88
Mg %	0,15	0,36	2,4	0,06	0,27	4,5
Mn	108,9	383,33	3,5	38,9	606,20	15,58
Mo	x	48,67	X	x	41,67	x
Pb	18 [21]	32,57	1,8	34	14,75	-0,43
S %	0,0084 [21]	2,25	267,8	x	5,09	x
Sb	x	5,34	X	x	5,47	x
Si %	2,73	30,01	10,9	2,8 [23] 2,62 [24]; 2,87	26,4	9,1
Sn	x	7,43		x	7,47	x
Ti	785,3	3100,08	3,9	261,8	3698,67	14,1
V	176 [21]	109,58	(-)0,6	87	293,00	3,36
W	x	7,22	X	x	7,77	x
Zn	77 [21]	31,22	(-)0,4	122	15,27	(-)0,13

Conc.: concentration; X: no data; (-): lower conc; %; element datas of revised from table 2

surfaces are washed by the rainwater (1) and then, pyroxene is subjected to prophylitization yielding calcite to occur (2) (Aslaner 1995).

$CO_2 + H_2O$ (rainwater) $\longrightarrow$ $\longrightarrow H_2CO_3$ (1) (Moropoulou 1998)

$H_2CO_3 + CaSiO_3$ (pyroxene: wollastonite) $\longrightarrow Ca(H_2CO_4)\,SiO_2$ (2)

Upon washing of the surface, pyroxene is re-crystallized as larger porous grains (3).

$$Ca(H_2CO_4)\,SiO_2 + H_2O \xrightarrow{\text{Washing}} CaSiO_3 + CO_2 + 2H_2O \quad (3)$$

From surface to the deeper parts of the rock, micro fractures are detected in which salt crystals are developed (Moropoulou 1998) XRD analyses confirmed the presence of halite (Figure 6). Heavy metal grains are accumulated mechanically in surface of fractures (4). Chemical analyses also confirmed the presence of heavy metals (Table 3). Atmosphere derived heavy metal grains form yellow incrusting on the rock surfaces. Color change was determined in microscopic analyses (Figure 5).

Fe, Si, Al, Cu, Ti + O_2 $\longrightarrow$ FeO, FeO_2 (4)

In a later stage, previously formed calcite is crystallized from the rainwater. During the calcite formation, anhedral sulfur components are preserved in the environment. Thus, spotted gypsum crystals are developed in areas close to outer parts and, the rock surface transforms to black colored crusting (Figure 5) (Grossi et al., 1994; Moropoulou 1998).

Results of chemical analyses conducted on soil samples yielded strong correlations for Sb-Ag, W-Mo, Ni-Cr, Ag-Mg, Mo-Ni, Zn-Cr, Co-V, Cu-Fe, V-As, Al-Fe, As-Al-Fe, Sn-Mg, Ni-Cr-Zn and Zn-Al, Cr-Al-Fe and Fe-Ti element pairs. Moderately positive correlations were obtained for W-Co; Ag-Sn; Co-Ti; V-Ti; Cu-Al; As-Ti; Cd-Mn; Al-Mg-Mn pairs. Moderately negative correlations were determined between V and Zn and As and Zn (Table 4). It is thought that metals with high positive correlations have the same source of pollution.

Hierarchical Cluster Analysis dendogram for the chemical analyses reveals some similarities for some samples. Samples with similarities can be divided into two groups. In this respect, stations with similar features have the same pollution source (Figure 7).

In the regression data on Pb concentrations, model summary and anova tables were prepared (Table 5). Coefficient of determination of the regression equation for Mode Summary is R2= 100 % which yields a significant correctness. On the basis of anova, 14 determinant variables (Mn, Ti, Hg, Cu, Ni, Mg, Cl, Ca, K, V, Cd, Zn, Co, Sb) significantly determine the variation in Pb concentrations.

5. DISCUSSION

Tuffite and andesite were used on the walls of 15 stone monuments in the city center of Niğde. In thin sections, extremely altered rock fragments, matrix, biotite, plagioclase, clinopyroxene, amphibole, Fe-Ti oxides, mesh-shaped

Table 4. Coefficient correlations determined (ppm) for rock samples from walls of the Niğde stone monuments

	Sb	W	Ag	Mo	Co	V	Cu	As	Sn	Hg	Ni	Zn	Cd	Pb	Si	Al	Fe	Ca	Mg	S	Na	K	Cl	Ti	Cr	Mn
Sb	1																									
W	-,169	1																								
Ag	,766(**)	-,167	1																							
Mo	-,274	,846(**)	-,099	1																						
Co	,226	,534(*)	-,091	,221	1																					
V	,235	,226	-,118	-,102	,755(**)	1																				
Cu	-,252	,132	,030	,099	-,059	-,280	1																			
As	,124	,320	-,196	,025	,852(**)	,892(**)	-,281	1																		
Sn	,489	-,290	,636(*)	-,190	-,024	-,085	-,061	-,224	1																	
Hg	-,438	,055	-,378	-,002	,142	-,036	-,116	,133	-,238	1																
Ni	-,358	,769(**)	-,242	,890(**)	,013	-,264	,007	-,199	-,245	,057	1															
Zn	-,194	,397	,119	,563(**)	-,236	-,523(*)	,344	-,525(*)	,132	-,130	,642(**)	1														
Cd	-,285	-,292	-,319	-,426	-,092	,193	-,217	,133	-,051	,363	-,350	-,492	1													
Pb	,162	-,263	,136	,013	-,336	-,278	-,028	-,290	-,123	-,261	-,043	-,068	,014	1												
Si	,027	,656(**)	,183	,639(*)	-,045	-,333	,349	-,372	-,143	-,170	,696(**)	,622(*)	-,337	,136	1											
Al	-,128	,088	,360	,337	-,441	-,687(**)	,595(*)	-,754(**)	,348	-,153	,368	,803(**)	-,369	,049	,568(*)	1										
Fe	,199	,413	-,181	,045	,840(**)	,817(**)	-,256	,925(**)	-,171	,123	-,148	-,509	,176	-,274	-,207	-,750(**)	1									
Ca	-,089	-,530(*)	,053	-,245	-,463	-,327	-,305	-,264	,243	,072	-,185	,078	-,174	-,237	-,547(*)	,040	-,405	1								
Mg	,419	-,269	,668(**)	-,064	-,340	-,347	-,190	-,497	,789(**)	-,130	,004	,388	-,245	-,088	,041	,528(*)	-,506	,435	1							
S	,161	,052	-,174	-,189	,522(*)	,608(*)	-,354	,787(**)	-,249	,110	-,355	-,563(*)	,098	-,280	-,489	,824(**)	,793(**)	,117	,487	1						
Na	-,293	-,108	,106	,159	-,580(*)	,805(**)	,547(*)	,828(**)	,137	-,057	,311	,728(**)	-,349	,009	,381	,890(**)	-,874(**)	,266	,401	,769(**)	1					
K	-,290	,319	-,144	,298	-,088	-,336	,083	-,307	-,158	,071	,550(*)	,441	-,368	-,445	,413	,389	-,360	,130	,141	-,363	,540(*)	1				
Cl	-,293	-,390	-,360	-,296	-,359	-,114	-,317	-,272	,185	,072	-,025	-,219	,358	,122	-,364	-,057	-,256	,211	,210	-,374	,052	,042	1			
Ti	,139	,637(*)	,086	,430	,637(*)	,522(*)	,104	,588(*)	-,009	,038	,134	-,082	-,031	-,063	,221	-,227	,733(**)	-,527(*)	-,306	,439	-,569(*)	-,423	-,459	1		
Cr	-,325	,805(**)	-,147	,931(**)	,079	-,239	,097	-,173	-,189	,102	,976(**)	,681(**)	-,374	-,005	,732(**)	,442	-,130	-,258	,042	-,402	,318	,474	-,093	,238	1	
Mn	,269	,214	,138	,283	,447	,107	-,061	,095	,228	,036	,252	,222	-,574(*)	,001	,146	,134	,011	-,030	,191	-,107	,112	,322	-,087	,005	,290	1

** Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed). * Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).

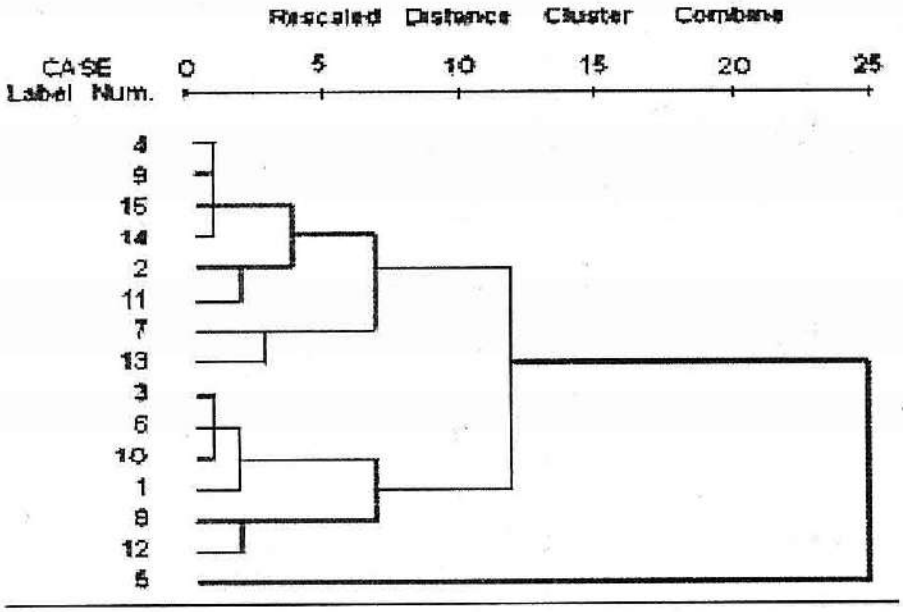


Figure 7. Hierarchical Cluster Analysis dendogram for the samples from stone monuments.

Table 5. Model summary and anova (b) tables for the regression data.

Model summary

Model	R	R Square	Adjusted R Square	Std. Error of the Estimate
1	1,000(a)	1,000	1,000	.

a Predictors: (Constant), Mn, Ti, Hg, Cu, Ni, Mg, Cl, Ca, K, V, Cd, Zn, Co, Sb

Anova(b)

Model		Sum of Squares	df	Mean Square	F	Sig.
1	Regression	4516,499	14	322,607	.	.(a)
	Residual	,000	0	.		
	Total	4516,499	14			

a Predictors: (Constant), Mn, Ti, Hg, Cu, Ni, Mg, Cl, Ca, K, V, Cd, Zn, Co, Sb

b Dependent Variable: Pb

olivine, gypsum and quartz crystals were observed. XRD analyses yield the presence of cristobalite, gypsum, halite, muscovite, andesine, jamborite, jarosite, anhydrite feldspar, sanidine and albite. Gypsum content decreases in samples collected from deeper sections of rocks (Thomson and White 1974; Schuster and Reddy 1994), which is due to the fact that rainwater washes or dissolves rocks towards the bottom. In addition, SO_4^{2-} in air is absorbed on carbonate rocks in association with humidity (Henricsen 1994).

The various material-environment interactions taking place are characterized by: yellow patinas on washed-out areas, firmly attached black-grey crusts in contact with water, black loose deposits and gypsum in rain watersheltered areas and cementitious crusts coating and pitting horizontal surfaces (Moropolu, et al., 1998). It was determined that surface of walls was polluted which resulted in alteration of wall rocks from surface to the inward. Alteration effects in minerals are shown as green colored sericitization, black colored chloritization and yellow colored carbonization. Along the fracture and fissures, red-brown colored iron oxides and limonitization are also distinct. Gypsum that is formed as a result of prophylitization is shown as black incrusting on the rock surface.

Chemical analyses indicate that Cu, Ni, Pb, Al, Fe, Mg, Cl, Ti, Mn, V and Cr have high concentrations. Elements that yield strong positive correlations such as Ni-Cr; V-As, Al-Fe; Ni-Cr-Zn; Al-Fe; Fe-Ti, probably have the same origin. This relation is confirmed by the model anova (Table 5). Coefficient of determination for the model summary for Pb element is R2= 100 %. On the basis of anova, 14 determinant variables (Mn, Ti, Hg, Cu, Ni, Mg, Cl, Ca, K, V, Cd, Zn, Co, Sb) significantly determine the variation in Pb variations.

There are two sources of pollution for tuffite and andesites which were used in stone monuments. The first, the most important one, is the polluted air of Niğde city. For the 1998–2004 periods, monthly average concentrations of SO_4^{2-} and suspended particulate material (SPM) exceed the international limit values and yielded high levels in some cases (Yalçın 2007). The polluted air, especially during the winter period, has a negative effect on the surface of stone monuments. This results in alteration of rocks and changes their physical appearance and mineralogical structure (Moropoulou 1998; Riganti et al., 1993; Keppens et al., 1985). The second source of pollution is the heavy traffic in the city. Stone monuments are cramped with new buildings and narrow streets. Therefore, heavy metal anomalies on wall surfaces are most probably related to exhaust wastes of the vehicles. In areas of lesser amount of traffic load and those exposed to open air, heavy metal concentrations are lower (Table 1).

6. CONCLUSION

It was determined that tuffite (Alâeddin Mosque, Sungurbey Mosque, Sungurbey

Moslem Theological school, Hüdavendhatun Tomb, Gündogdu Tomb, Rahmaniye Mosque, Rahmaniye Minaret, Asagıkayabası Mosque, Old house, Old House, Castle Barrier A- Sungurbey Mosque Area, Castle Barrier B- Castle Area) and andesite (Old Fountain, Moslem Theological school and Pasa -Murat Ali-Mosque) samples from stone monuments are polluted and, depending on this pollution, deterioration and alteration (chloritization, sericitization, prophylitization, carbonization and limonitization) are developed on washed-out areas, in contact with water, in rain water-sheltered areas and cementitious crusts coating and pitting the horizontal surfaces. In association with structural and textural alterations, green, black, yellow, red and brown color changes are observed. Gypsum occurs on rocks in association with contamination. Iron oxide is detected along the fracture and fissures. Anthropogenic and atmospheric agents are the sources of this pollution. In order to minimize the degree of air pollution on stone monuments, necessary measurement should be taken.

7. ACKNOWLEDGEMENTS

Author would like to thank Prof.Dr.Ibrahim Copuroglu for his help during thin section examined from the Department of Geology Engineering, Nigde University, Sevil Tokgoz for her help during field studies and the XRD analyses from Turkey.

8. REFERENCES

Annand, W.J.D. Hudson, A.M., (1981) "Meteorological Effect on Smoke and Sulphur Dioxide Concentrations in the Manchester Area", Atmospheric Environment. 15 (5), 799-806.

Aslaner M., 1995, Mineralogy, In KTU, no: 181/53, pp.390. (in Turkish)

Atabey E., Göncüoglu M.C. ve Turhan N., 1990, Kozan J19 paftası, 1/100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, no 33, p 28.

Bayliss P., Smith D. K.,Mrose M.E., Berry L.G. , 1980, Mineral Powder Diffraction File Data Book, JCPOS, 1168pp.

Cerit, O. ve Tecer, L., 2002, Sivas Sehrinde karbonattan insa edilen anıtlar üzerinde hava kirliliginin etkileri, Fresenius Environmental Bulletin, Volume 11-No 8.2002.

Cheng, R.J., Ru Hwu, J.T.,Show-Mei Lev., (1987). "Deterioration of Marble Structures: The Role of Acid Rain", Analytical Chemistry. 59 (2), 104A-106A.

Götze, J., Heiner Siedel, Microscopic scale characterization of ancient building sandstones from Saxony (Germany), Materials Characterization 53 (2004) 209– 222

Grossi, M.C.,Lewry,J., A.,Butlin, N.,R., Esbert, M., R., (1994). "Laboratory Studies on the Interaction between SO2 Polluted Atmospheres and Dolamitic Building Stone", III. International Symposium on the Conservation of Monuments in the Mediterranean Basin, Edited by V. Fassina, Ott, H., Zezza, F., Venice. 22-25 June, 227-232.

THE EFFECT OF MINERALOGICAL STRUCTURE ON THE CYANIDATION OF GOLD ORES

Oktay CELEP, İbrahim ALP, Hacı DEVECİ
Karadeniz Technical University, Mining Engineering Department, Trabzon/Turkey
Mithat VICIL
Karadeniz Technical University, Geology Engineering Department, Trabzon/Turkey

ABSTRACT: *In this study, the mineralogical characteristics of Mastra and Kaletaş (Gümüşhane - Turkey) gold ores and the distribution of gold within the ore were examined in order to determine their ore processing characteristics. The leaching tests were carried out to determine the technical viability of the application of cyanide leaching for the recovery of gold. Kaletaş ore is mainly composed of quartz, calcite, realgar, orpiment, organic carbon and pyrite. Gold particles (6.8 g/t) occur in the form of electrum at 1-44 microns in size in a quartz gangue. Gold particles (26 g/t) in the Mastra ore is observed both in a quartz gangue as irregular particles and in ore minerals as inclusions in size from 5 to 300 microns. The gold recovery rates of Mastra and Kaletaş ores were found to be % 90-95 (≥80% passing 75 μm) and % 65-70 from the ore (≥80% passing 12 μm) over a NaCN leaching period of 24 hours, respectively. The mineralogical analysis is agreed with the high or low recovery results of gold ore. As a result, it is seen that the mineralogical analysis is a successful method to find the reason for poor or high Au recoveries by cyanidation or by other techniques.*

ALTIN CEVHERLERİNİN SİYANÜR LİÇİNDE MİNERALOJİK YAPININ ETKİSİ

ÖZET: *Bu çalışmada, Mastra ve Kaletaş (Gümüşhane - Türkiye) cevherlerinin cevher zenginleştirme karakteristiklerini belirlemek için mineralojik özellikleri ve cevher içerisindeki altın dağılımları araştırılmıştır. Altın kazanımı için siyanür liçinin uygulanabilirliğini belirlemek amacıyla liç deneyleri gerçekleştirilmiştir. Kaletaş cevheri baskın olarak kuvars, kalsit, realgar, orpiment, organik karbon ve piritten oluşmaktadır. Altın taneleri (6,8 gr/t) kuvars gangı içerisinde 1-44 mikron boyutlarında elektrum olarak bulunmaktadır. Mastra cevherinde ise altın taneleri kuvars gangı ve cevher mineralleri içinde inklüzyonlar şeklinde görülmekte ve 5-300 mikron boyutlarında bulunmaktadır. Mastra ve Kaletaş cevherlerinin altın kazanımları 24 saat NaCN liç sürelerinde sırasıyla % 90-95 (% 80'i -75 μm) ve % 65-70 (% 80'i -12 μm) olarak gerçekleşmiştir. Elde edilen liç verimleri mineralojik analiz sonuçlarıyla uyumluluk göstermektedir. Sonuç olarak mineralojik analiz, siyanür liçi yada diğer yöntemler ile yüksek yada düşük Au kazanımın nedenini bulmak için başarılı bir metot olarak görülmektedir.*

1. INTRODUCTION

Gold ores can be broadly categorized as "free milling" and "refractory" depending on their response to cyanide leaching (La Broy, 1994). A gold recovery of >90% can be readily achieved with a conventional cyanide leaching of free milling ores (Rubisov et al., 1996). However, refractory gold ores are often characterized by the low gold extractions (<50-80%) in cyanide leaching. The refractoriness of gold ores and concentrates stems primarily from the inherent mineralogical features with reference to the mode of presence and association of gold and carbonaceous matter present. In practice, the refractoriness has been reported to be caused by (Petruk, 1989):

* Very fine dissemination (<10 μm) or presence of gold particles as solid solution within mostly pyrite and arsenopyrite

* Association and presence of gold with tellurides and base metal sulfides of lead, copper and zinc

* Carbonaceous matter and silicate minerals present

* Ultrafine gold locked up in the gangue matrix (mostly quartz) or complexes with manganese oxides.

While gravity separation can be used to recover free and coarse gold from the ores, hydrometallurgical processes are traditionally used to treat ores in which gold is present as fine particles (Roshan, 1990). The recovery of coarse gold prior to flotation and/or cyanidation can be an attractive option due to the possibility of maximizing the net smelter return and improving the overall gold recovery. The new generation centrifugal gravity separators which enable to recover even fine gold particles has further expanded the range of gravity applications in the gold milling practice (Adams, 2005).

A suitable pre-treatment process is often required to overcome the refractoriness and render the gold accessible to the lixiviant action of cyanide and oxygen (Gunyanga et al., 1999; Lehman et al., 2000). Ultrafine grinding, modified cyanidation, roasting, pressure oxidation and bacterial oxidation are the pretreatment methods currently practiced for refractory gold ores and concentrates (Sinadinovic et al., 1999; Iglesias and Carranza, 1994).

Cyanidation process is traditionally used to treat ores in which gold is present as free and fine particles while gravity separation can be utilized to recover free and coarse gold from the ores. Cyanidation process has become the dominant process for recovery of gold and silver from their ores (Roshan, 1990). At ambient conditions, a dilute solution of sodium or potassium cyanide in the presence of oxygen is capable of dissolving finely disseminated gold particles (down to the size of a few microns) as auracyanide complex. The dissolved gold can be efficiently recovered from pregnant solutions via activated carbon adsorption or zinc dust cementation (Deschenes et al., 2005).

The best processing methods for recovering gold are determined by the mineralogy and particle size distribution

of the gold (Liipo, 2003). The mineralogical investigations for gold recovery are usually performed to find the reason for poor recoveries by cyanidation or by other leaching techniques. Therefore, it is necessary to measure the shape and size of gold and to identity the textural association of gold with gangue minerals. The simplest and most commonly used technique for finding gold-bearing grains is to make polished sections and to scan them with an optical microscope. This technique is fairly successful when the gold grains are larger than about 10 μm in diameter and when the gold tenor of the sample is high enough (>10g/t) (Petruk, 1989).

The main problem is that there is gold in ore as "hidden" or "invisible" forms, that is, gold is not shown up under any of the normal observational techniques such as an optical microscope or SEM (Cashion and Brown, 1998). Although the mineralogy of gold is simple, mineralogical investigations for gold are complex. The main reason is that materials with a low tenor of gold need to be investigated. When a mineral occurs in such low quantities, a careful examination is required to find it (Adams, 2005).

In this study, the mineralogical characteristics of Mastra and Kaletaş (Gümüşhane - Turkey) gold ores and the distribution of gold within the ore were examined in order to determine their ore processing characteristics. The Mastra Au-Ag epithermal deposit, located in Mescitli-Gümüşhane, has an estimated resource of 808.000 tones ore containing 8 g/t Au on average (Vıcıl and Alp, 2002). The mineralogical, alteration and fluid inclusion characteristics of the Mastra Au deposit are similar to those of an adularia-sericite type epithermal deposit. Gold is present as particles ranging from a few microns to 100 mm in size and mostly encapsulated in quartz (Tüysüz et al., 1994).

Kaletaş gold ore offers an estimated resource of 362 000 tonnes ore with an average grade of 3.46 g/t Au (Tüysüz et al., 1994). The Kaletaş disseminated gold occurrence, hosted by thin-bedded, silty to sandy limestones, consists of siliceous lenses developed along permeable zones such as fault, fracture and bedding planes. Gold is enriched in silicified limestones, especially along zones of extensive carbonate removal. The gangue minerals are composed of calcedonic quartz, calcite, dolomite, illite and halloysite (Çubukçu and Tüysüz, 2000).

Previous studies have shown that Mastra ore is amenable to direct cyanidation with gold extractions of 97.5% over 42 h (Gönen, 2003) and 90% over 24 h (Alp et al., 2003). The relatively long leaching times required for high gold recoveries could be attributed to the presence of coarse gold particles in the ore.

In previous studies (Alp et al., 2003; Gönen, 1999), in cyanide leaching tests, the gold recovery from Kaletaş ore has been reported to be limited to 50-67%. Roasting (at 550°C) as a pretreatment step before cyanidation was shown to improve the recovery of gold only to 80% (Oktay,

2001).

In this study, the ore mineralogy and the potential application of cyanide leaching of Mastra and Kaletaş (Gümüşhane) were evaluated.

2. MATERIAL AND METHOD

2.1. Material

A total amount of 150 kg ore sample was obtained from preparation gallery of Mastra and Kaletaş (Gümüşhane) gold deposit. A number of hand-picked pieces of the ore were separated for the mineralogical analysis. The polished sections (≅30 piece) prepared from the hand-picked pieces for mineralogical examination were examined under a Leitz Wetzlar ore microscope.

The chemical composition of the ores samples (Table 1) was determined by ICP-AES (Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectroscopy) and NAA (Neutron Activation Analysis) wet chemical analysis methods. The Mastra ore sample was determined to contain 26 g/t Au and 8.6 g/t Ag. The chemical and mineralogical analysis of the sample indicated that the ore consisted of predominantly quartz and, to a less extent, silicates and sulphides (4.32% S) of Pb, Fe, Zn and Cu. Kaletaş ore samples were found to contain 6.8 g/t Au and 1.2 g/t Ag, and consisted of predominantly quartz, calcite and, to a less extent, organic carbon, silicates and sulphides (0.25%) of Pb, Fe, Zn, As and Cu.

Table 1. Chemical composition of the Mastra and Kaletaş ores.

Compound	Content (%)		Element	Content (g/t)	
	Mastra	Kaletaş		Mastra	Kaletaş
SiO_2	86.12	54.89	Au	26	6.8
Al_2O_3	3.36	4.88	Ag	8.6	1.2
Fe_2O_3	5.47	2.38	Mo	23	7.0
CaO	0.33	17.86	Cu	3519	281
MgO	0.01	0.30	Pb	3799	359
Na_2O	0.02	0.09	Zn	2639	242
K_2O	0.16	0.14	Ni	199	46
TiO_2	0.10	0.09	As	824	5.01%
P_2O_5	0.04	0.52	Cd	21.6	2
MnO	0.01	0.03	Sb	11.8	101
Cr_2O_3	0.07	0.02	Ga	9	3.3
LOI	3.40	16.30	U	1	6.6
Tot. S	4.32	0.25	V	54	42.0
Tot C	0.06	3.75	Co	14.3	16.1
Org. C	-	0.18	Sr	34.4	223.7
Total	**99.27**	**97.52**	**Zr**	**18.5**	**17.9**

The XRD examinations of ores were determined by Rikagu D/max-IIIC X-Ray diffractmeter. The results showed that Kaletaş ore consisted of predominantly quartz, calcite and, to a less extent, orpiment, pyrite and Mastra consisted of predominantly quartz and pyrite.

2.2. Method

The remaining bulk of the samples were reduced to -4 mm. using jaw and roll crushers, and riffled to obtain 2 kg representative sub-samples. These were then ground in a laboratory rod mill for experiments at different grinding time.

The mineralogical analysis was carried out using a number of hand-picked pieces of the as-received ore.

The polished sections prepared were examined under an ore microscope (Leitz Wetzlar 1432) and, size and number of gold particles were recorded to obtain the distribution of gold within the ore sample. For this, 25 and 501 gold particles were counted for Kaletaş and Mastra ore in polished sections, respectively.

The leach tests (lasted for 24 h) were carried out in a glass reactor at given experimental parameters and setup (Table 2 and Figure 1). Cyanide (as NaCN) was, if required, added to maintain the concentration of free NaCN at the predetermined level over the leaching period and the consumption of cyanide was recorded. pH was controlled by the addition of 1 M NaOH.

The analysis of gold in the samples removed at predetermined intervals was carried out using an AAS. Leach residues at the end of each stage were also analyzed for gold to establish mass balance and determine the gold recovery. CN- concentration was determined by titration with silver nitrate using rhodanine as the indicator.

Table 2. Experimental conditions for cyanide leaching of the ore.

Parameter	Amount
Sample weight, g	250
Water	Tap water
Grind time, min.	10-20-30-40-50-60-70-80
Pulp density, w/w%	25
pH (NaOH)	10-10,5
Agitation, rpm	1450
NaCN, g/l	1,5
Leach time, h	24
Temperature, °C	20±3
Aeration, l/min	0.3

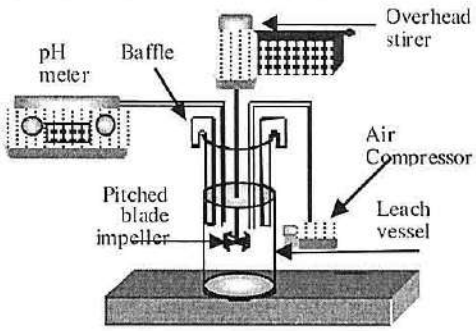


Figure 1. Experimental set-up for cyanide leaching of the ore.

3. RESULTS AND DISCUSSIONS

3.1. Ore Mineralogy and Distribution of Gold

Microscopic examination of the

polished sections revealed that quartz was the most abundant mineral in the Mastra ore. Pyrite, chalcopyrite, sphalerite and galena were identified as the sulphide phases, which were present as associated with each other in a cataclastic texture. Pyrite was observed to occur mainly as euhedral particles (Figure 2).

Pyrite, chalcopyrite, sphalerite and galena as the sulphide phases were identified to occur as associated with each other in a cataclastic texture in Mastra gold ore.

Pyrite was observed to present mainly as euhedral particles. Gold was identified to occur predominantly in the native form and, to a small extent, as electrum. Gold particles were observed to be associated with quartz as free particles and with sulphide minerals as inclusions and growths within the grain boundaries (Figure 2).

The Kaletaş ore consist of predominantly quartz, calcite and, to a less extent, silicates and sulphides of Pb, Fe, Zn, As and Cu. Pyrite, realgar, orpiment,

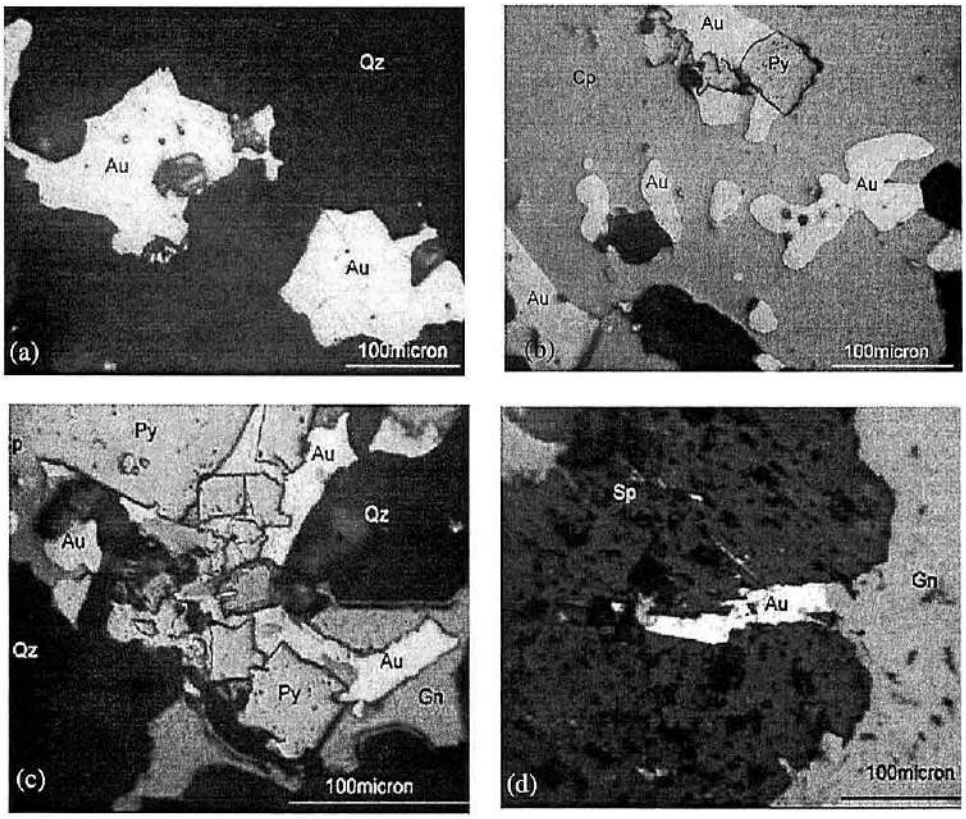


Figure 2. The occurrence of gold in the Mastra gold ore (a) gold particles in quartz, (b), (c) and (d) gold particles associated with chalcopyrite, galena, sphalerite and pyrite (Au; gold, Py; Pyrite, Cp; Chalcopyrite, Sp; Sphalerite, Gn: Galena, Qz: Quartz) (Oil immersion, x25).

marcasite and native sulphur were identified as sulphide phases. Quartz and calcite were the most abundant non-sulphide phase (Figure 3). Pyrites were commonly present as particles of 1-44 μm in size and as finely disseminated within quartz. Gold were present as native and electrum form. Organic matter was also identified to be present in the ore.

Approximately 50% of the gold particles within the Mastra ore sample were determined to be of ≤20 μm in size. However, the volumetric distribution of gold showed that the gold particles having a size of ≤150 μm appeared to account for 50% of the total gold present in the ore (Figure 4). These results showed that Au extraction of Mastra gold ore could be high and the coarse gold particles could be recovered by gravity concentration.

On the contrary to Mastra ore, approximately 50% of the gold particles within the Kaletaş ore sample were determined to be of ≤5 μm in small size (Figure 4). These results suggested that Au extraction of Kaletaş gold ore could be low due to refractory nature of the ore.

3.2. Cyanide Leaching of the Ores

The effect of particle size on the extraction of gold from the Mastra and Kaletaş ores in cyanidation tests over a leaching period of 24 h. is showed at Figure 5. Substantial extraction of gold was observed to occur over an initial period of only ≤2 h; thereafter, the dissolution of gold appeared to level off (Figure 6). The consumption of cyanide was determined to be 3-5 kg NaCN per ton of the ore with its tendency to increase as the particle size decreased.

The gold recovery from the Mastra ores was found to improve with decreasing the particle size of the ore. Limited extraction of gold at coarse particle sizes could be ascribed to the insufficient "liberation" of gold particles. Similarly, the relatively slow recovery of gold from the coarsest size of the ore was presumably due to the dissolution of coarse gold particles present in the ore in agreement with the data for the distribution of gold. The results suggested that the reduction of particle size of the ore down to ≥80% finer than -75 μm was be required to achieve gold extractions in 90-95%, which are agreed with mineralogical analysis. Because, 50% of the gold particles within the ore sample were determined to be of ≤20 μm in size, relatively coarse and free, the gold recovery was be high by cyanidation (90-95 %) (Figure 5).

Also, figure 5 shows the extraction of gold at different particles size in Kaletaş ore. Decreasing the particle size of the ore appeared not to produce the desired effect. With the reduction of particle size of the ore down to ≥80% finer than -12 μm, only gold extractions was be achieved as 65-70% in agreement with the data for the distribution and mineralogical analysis of gold. Because, 50% of the gold particles within the Kaletaş ore sample were determined to be of ≤5 μm in small size, relatively fine and enclosed, the gold recovery was be low by cyanidation (65-70 %) (Figure 5).

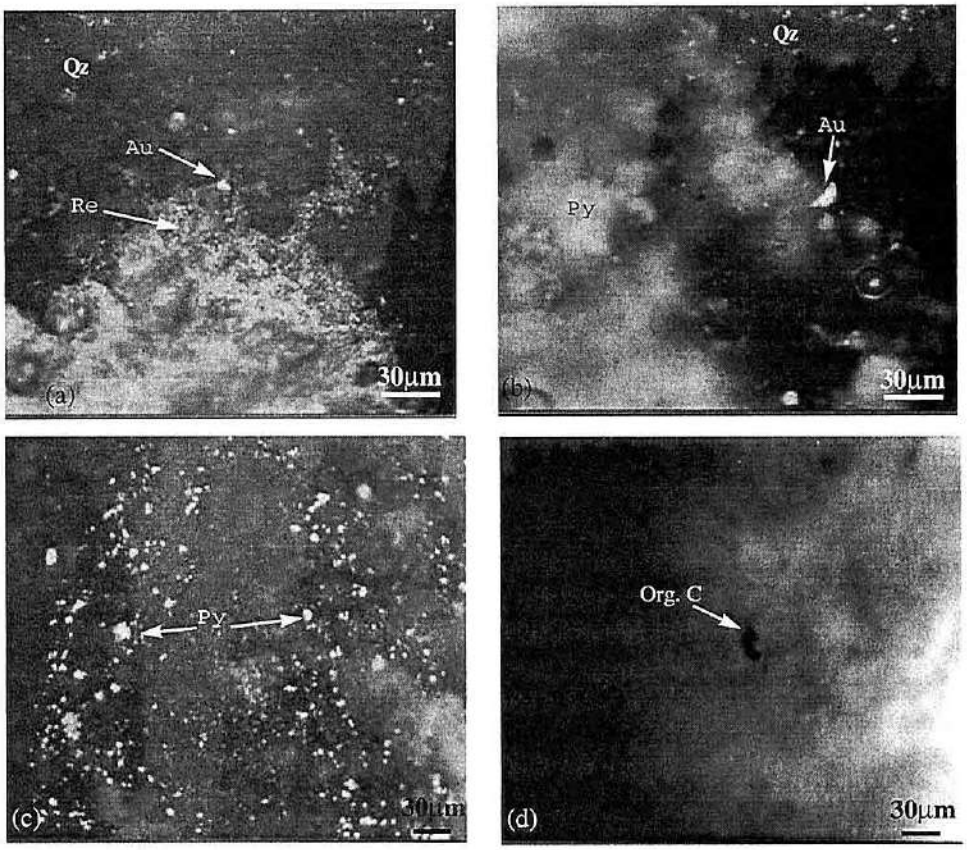


Figure 3. The occurrence of gold in the Kaletaş gold ore (a) gold particle associated with realgar in quartz, (b) gold particles associated with disseminated pyrite in quartz, (c) pyrite grains (1-15µm) disseminated within quartz matrix, (d) organic material in quartz (Au; gold, Re; realgar, Py; pyrite, Qz: quartz, Org. C; organic material) (Oil immersion, x25).

This could indicate the refractory nature of the Kaletaş ore in agreement with the findings of mineralogical analysis. These low gold recoveries suggested the presence of encapsulated gold particles which did not come into contact with cyanide solution. The cyanide consumption was observed to increase with decreasing particle size between 5-7 kg NaCN per ton of the ore.

4. CONCLUSION

In this study, the mineralogical characters of Mastra and Kaletaş gold ores and viability of the application of cyanide leaching was investigated.

The mineralogical analysis of the Mastra ore has shown that gold occurs as

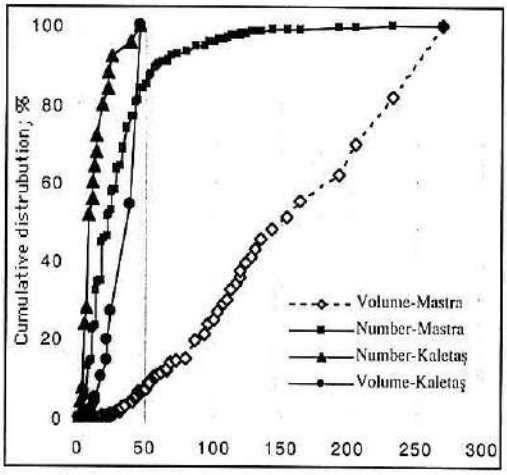


Figure 4. Cumulative number and volume distribution of gold particles in the ores.

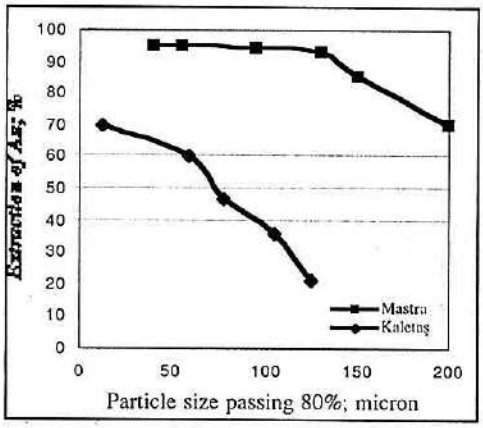


Figure 5. Effect of particle size on the extraction of gold.

particles of 1-300 μm in size with the gold particles having a size of ≥150 μm amounting to 50% of the gold present in the ore indicating its potential for the gravity recovery. Cyanide leaching tests showed that high gold extractions of ≥90-95%, which are agreed with mineralogical analysis, can be readily achieved at a

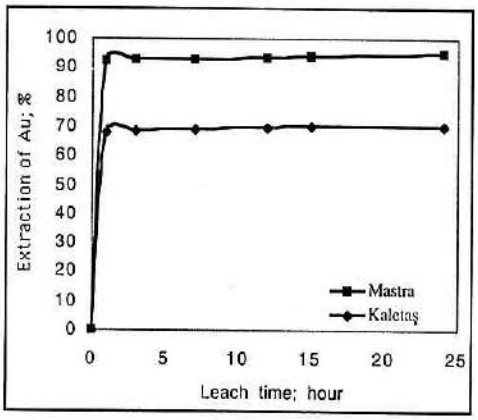


Figure 6. Au leaching kinetics of Mastra and Kaletaş gold ores.

particle size of the ore of ≥80% passing -75 μm.

The mineralogical analysis of the Kaletaş ore has shown that quartz and calcite were the most abundant non-sulphide phase and pyrite was commonly present as particles of 1-44 μm in size and as finely disseminated within quartz. Gold particles were present as native and electrum form. Organic matter was also identified present in this ore. The cyanide leaching test of Kaletaş gold ore shows low gold recoveries (65-70%) at different particle sizes. Decreasing the particle size of the ore appeared not to produce the desired effect. This could indicate the refractory nature of the ore in agreement with the findings of mineralogical analysis. These low gold recoveries suggested the presence of encapsulated gold particles which did not come into contact with the cyanide solution.

As a result, it is seen that the mineralogical analysis is a successful tool

for predicting gold recoveries, finding the reason for poor or high recoveries by cyanidation or by other leaching techniques.

In future, the potential application of gravity separation as a pretreatment for Mastra ore and ultrafine grinding, roasting and acid leach as a pretreatment steps prior to cyanidation or alternative leachants for Kaletaş ore will be investigated.

5. REFERENCES

Adams, M.D., 2005. Advances in Gold Ore Processing, Developments in Mineral Processing 15, Elsevier.

Alp, İ., Celep, O., Tüysüz, N., Vıcıl, M., Lermi, A., 2003. Effect on Ore Processing of Mineralogical Structure: Model Study on Mastra and Kaletaş Gold Ores, Proc. of 18th. International Mining Congress and Exhibitions of Turkey, G. Özbayoğlu (ed.), 10-13, Turkey, (in Turkish).

Cashion, J.D. and Brown, L.J., 1998. Gold Mineralogy and Extraction Hyperfine Interactions, 111, 271–280.

Çubukçu, A. and Tüysüz, N., 2000. Origin of Kaletaş (Gümüşhane) Epithermal Gold Ore, Earth-sciences and Mining Congress, MTA, Turkey (in Turkish).

Deschenes, G., McMullen, J., Ellis, S., Fulton, M. and Atkin, A., 2005. Investigation on the Cyanide Leaching Optimization for the Treatment of KCGM Gold Flotation Concentrate-phase 1, Minerals Engineering, 18,832–838.

Gönen, N., 1999. Gold Recovery Using Cyanidation from Gümüşhane–Kaletaş Ore, M.T.A. Rap No:1324, Ankara, (in Turkish).

Gönen, N., 2003. Leaching of Finely Disseminated Gold Ore with Cyanide and Thiourea Solutions, Hydrometallurgy, 69, 169–176.

Gunyanga, F.P., Mahlangu, T., Roman, R.J., Mungoshi, J. and Mbeve, K., 1999. An Acidic Pressure Oxidation Pretreatment of Refractory Gold Concentrates from the Kwekwe Roasting Plant-Zimbabwe, Minerals Engineering, 12, 8, 863-875.

Iglesias, N. and Carranza, F., 1994. Refractory Gold-Bearing ore: A Review of Treatment Methods and Recent Advances in Biotechnological Techniques, Hydrometallurgy, 34, 383-395.

La Brooy, S.R., Linge, H.G. and Walker, G.S., 1994. Review of Gold Extraction from Ores, Minerals Engineering, 7, 10, 1213-1241.

Lehman, M.N., Oleary, S. and Dunn, J.G., 2000. An Evaluation of Pretreatments to Increase Gold Recovery from a Refractory Ore Containing Arsenopyrite and Pyrrhotite, Minerals Engineering, 13,1, 1-18.

Liipo, J., 2003. Characterization of the Mode of Occurrence of Gold in Jokisivu Pilot Feed and Products, Minerals Engineering, 16, 1317–1321.

Oktay, C., Özşuca, D. and Saklar, S., 2001. Gold Recovery Using Roasting and Cyanidation methods from Gümüşhane – Kaletaş Ore, M.T.A, Ankara, (in Turkish).

Petruk, W., 1989. Recent Progress in Mineralogical Investigations Related to Gold Recovery, Minerals Engineering, 32, 37-39.

Roshan, B. B., 1990. Hydrometallurgical Processing of Precious Metal Ores, Mineral Processing and Extractive Metallurgy Review, 6, 67-80.

Rubisov, D.H., Papengelakis, V.G. and Kondos, P.D., 1996. Fundamental Kinetic Models for Gold Ore Cyanide Leaching, Canadian Metallurgical Quarterly, 35,4, 353-361.

Sinadinovic, D., Kamberovic, Z. and Vakanjac, B., 1999. Refractory Gold Ores, Characteristics and Methods of Their Procession, VIII. Balkan Mineral Processing Conference Proceedings, Balkema.

Tüysüz, N., Er, M., Yılmaz Z. and Akıncı, S, 1995. Geology, Mineralogy and Alteration of the Mastra Epithermal Gold-Silver Deposit, Gümüşhane, NE-Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, 4, 11-21.

Tüysüz, N., Özdoğan, K., Er, M., Yılmaz, and Z., Ağan, A., 1994. Carlin Type Kaletaş (Gümüşhane) Gold Deposit In Pontide Island Arc, Turkey Geology Bulletin, 37, 41-46 (in Turkish).

Vıcıl, M. and Alp, İ., 2002. Comparison of Gold Particles Taken from Gold Deposits in Gümüşhane Region, Proceedings of the 1st Gümüşhane Development Symposium, Vol.1, ed. by Durmuş, A., (in Turkish).

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 2008 SAYI 52 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

DIRECT CONVERSION of CELESTITE ($SrSO_4$) to STRONTIUM CARBONATE by DRY MECHANOCHEMICAL PROCESSING

Murat ERDEMOĞLU
İnönü University, Mining Engineering Department, 44280 Malatya Turkey

"To the memory of my reputable advisor, Prof.Dr.Servet Yaman - an outstanding scientist. His soul and wisdom disappeared in the dust of the Earth Crust to lead us from a distance that is very close to our hearts"

ABSTRACT: *In this study, direct conversion of celestite ($SrSO_4$) to strontium carbonate by dry mechanochemical processing was kinetically studied. The resulting conversion-time curves were evaluated using different kinetic models based on the diffusion through the product phases in the solid-state. Complete conversion of celestite to strontium carbonate was never achieved by dry processing even in 10 h of milling. When 50% excess sodium carbonate was used, apparent rate constant is 0.00025 min^{-1}. The order of conversion is proportional to 1.22 power of $Na_2CO_3/SrSO_4$ ratio ($[Na_2CO_3/ SrSO_4]^{1.22}$).*

KURU MEKANİKİMYASAL OLARAK SELESTİTİN ($SrSO_4$) STRONSİYUM KARBONATA DOĞRUDAN DÖNÜŞÜMÜ

ÖZET: *Bu çalışmada, selestitin ($SrSO_4$) kuru mekanokimyasal süreçlerle doğrudan stronsiyum karbonata dönüşümü kinetik olarak incelenmiştir. Elde edilen dönüşüm-süre eğrileri katı haldeki ürün fazından difüzyon temeline dayalı farklı kinetik modeller kullanılarak değerlendirilmiştir. Kuru olarak selestitin tamamıyla stronsiyum karbonata dönüşümü 10 saatlik öğütmeyle bile sağlanamamıştır. %50 fazla sodyum karbonat kullanıldığı durumda görünür hız sabiti 0.00025 dak.$^{-1}$'dır. Dönüşüm derecesi $Na_2CO_3/SrSO_4$ oranının 1,22. kuvvetiyle ($[Na_2CO_3/ SrSO_4]^{1.22}$) orantılıdır.*

1. INTRODUCTION

Mechanochemical processes use mechanical energy to activate chemical reactions and structural changes and they are classified into three different types (McCormick and Froes, 1998): mechanical milling, mechanical alloying, and reaction milling. Mechanical milling refers to the milling of a pure metal or compound that is in a state of thermodynamic equilibrium at the start of milling. Mechanical alloying refers specifically to the formation of alloys from elemental precursors during processing in a ball mill. Reaction milling uses mechanical processing to induce chemical reactions by means of direct absorption of mechanical energy on a molecular scale. In addition, the processes under the effect of mechanochemical activation are subdivided into primary and secondary ones (Juhász, 1998): The primary processes generally increase the reactivity of the mineral. The secondary processes take place spontaneously in activated systems and may appear even during grinding or after grinding have been completed.

Principal attributes of mechanochemical processing include mineral and waste processing, metals refining, combustion reactions, ultrafine powder production, production of a fine dispersion of second-phase particles, extension of solubility limits, refinement of the matrix microstructure and nanograin formation, synthesis of novel crystalline phases, formation of amorphous phases, the possibility of alloying difficult-to alloy elements, and scaleability. Mechano-chemical processing is more promising in the small scale and expensive technological processes (Boldyrev, 2004) and it is an innovative technique where an improvement in hydrometallurgical processes can be attained via a combination of new surface area and formation of crystalline disorder in minerals (Gutman, 1994). Lowering reaction temperatures, increasing rate and amount of solubility, preparation of water soluble compounds, the necessity for simpler and less expensive reactors and shorter reaction times are some of the advantages of mechanical activation (Baláz, 2003; Baláz et al., 2005).

Celestite ($SrSO_4$) is the only commercially exploited strontium mineral regarded as an important primary source of manufactured strontium carbonate ($SrCO_3$) and there are several attempts for conversion of celestite to $SrCO_3$ and also the other strontium compounds like SrS and $SrCl_2$ (Iwai and Toguri, 1989; Castillejos et al., 1996; Erdemoğlu and Canbazoğlu, 1998; Owusu and Litz, 2000; Erdemoğlu et al., 2006; Aydoğan et al., 2006).

Mechanochemical processing of celestite was first experienced by Zhang and Saito (1997). Room temperature milling of celestite and dry sodium hydroxide powder mixture was conducted in a planetary mill. The results of their experiments showed that celestite reacts spontaneously with sodium hydroxide powder during milling, indirectly forming

strontium hydroxide. Recently, Obut et al. (2006) and Erdemoğlu et al. (2007) investigated direct conversion of celestite to strontium carbonate by mechanochemical processing in sodium carbonate solution at ambient temperatures. They have reported that mechanochemical direct conversion of celestite is a possible and fast process for strontium carbonate production. It is possible that celestite reacts with sodium carbonate by giving solid strontium carbonate and soluble sodium sulfate, according to

$$SrSO_4+Na_2CO_3 \rightarrow SrCO_3+Na_2SO_4 \quad (1)$$

The driving force for this reaction in aqueous media is the difference between the solubility products of the celestite (*Ksp* = $2.8x10^{-7}$) and strontium carbonate (*Ksp*=$9.4x10^{-10}$). Furthermore, Eq. 1 is also preceded by solid-state reactions occurred during mechanochemical processing.

The aim of this present study is to investigate kinetically the direct mechanochemical conversion of natural celestite mineral to strontium carbonate under solid-state conditions.

2. MATERIALS and METHODS

Celestite crystals were collected from a deposit mined near Sivas, Turkey. As-obtained celestite samples were first crushed by hammer and then ground in a porcelain mill with porcelain balls. The ground sample was washed several times with diluted HCl to remove carbonate content, if any. After acid washing, rinsing with distilled water and drying at 105°C for 24 h, the sample was screened using ASTM E-11 type test sieves. The fraction of the celestite sample passed through a 0.6 mm sieve was used for the subsequent testing. $SrSO_4$ content of the test sample was found 98.68%. BaO and Fe_2O_3 contents were less than 0.1% and CaO content was 0.2%. Reagent grade Na_2CO_3 (Merck, Germany; particle size: minus 0.5 mm) was used for converting reactive for celestite.

Mechanochemical processing was dry performed by a high energy Gyro-mill (Glen Creston Ltd., Stanmore, UK), a high speed multi-amplitude vibration machine, including 500 mL capacity chrome steel bowl, one puck and two rings. In detail, the vibrator head of this disc type mill is supported on six freely vibrating springs on a square shape machine frame. The vibrator head makes horizontal circular movements, which are transmitted to the grinding barrel, plug, ring and subject material contained inside, which are crushed by the strong impact forces generated by vibration action.

For dry mechanical conversion tests, 20 g of the celestite sample was mixed with desired amount of Na_2CO_3. Grinding aids were not used in order not to contaminate the product strontium carbonate. The mixture was placed between the puck and the rings in the bowl of the mill. The mill lid was then closed to start up the experiment. Four different molar ratios of $Na_2CO_3/SrSO_4$ (1, 1.5, 2 and 3) according to Eq. 1 were tested. At timed

intervals, the mill was stopped and sample of about 1 g was taken out from the mill. The ground sample was then washed with water to collect soluble Na_2SO_4 formed during the milling, if any. After performing solid-liquid separation by centrifuging, the liquid fraction was analyzed for sulfate ions using a gravimetric technique, which consisted in precipitating the SO_4^{2-} ions as $BaSO_4$ using $BaCl_2$. Depending on the SO_4^{2-} analysis results, fraction of converted $SrSO_4$ was calculated according to equation:

$$\text{Fraction Converted (X)} = WF/WI \qquad (2)$$

where WI is the total amount of SO_4^{2-} found as $SrSO_4$ in the celestite sample and WF is the amount of SO_4^{2-} precipitated as $BaSO_4$.

3. RESULTS and DISCUSSION

3.1. Mechanochemical Conversion

The conversion of celestite to strontium carbonate by mechanochemical processing was tested in dry milling conditions. According to the experimental results, celestite immediately converts to strontium carbonate with the starting of the milling. It was found that 56.45% of the celestite was converted within 60 min even when $Na_2CO_3/SrSO_4$ ratio is 1 (Fig. 1). Increasing the ratio from 1 to 2 caused an increase in the conversion rate from 56.45 to 75.05% within 60 min. Further increase of $Na_2CO_3/SrSO_4$ ratio from 2 to 3 decreased the conversion rate to 72.42%.

The increase in the conversion rate with $Na_2CO_3/SrSO_4$ ratio can be simply explained by increase in the amount of Na_2CO_3 contacting with celestite particles.

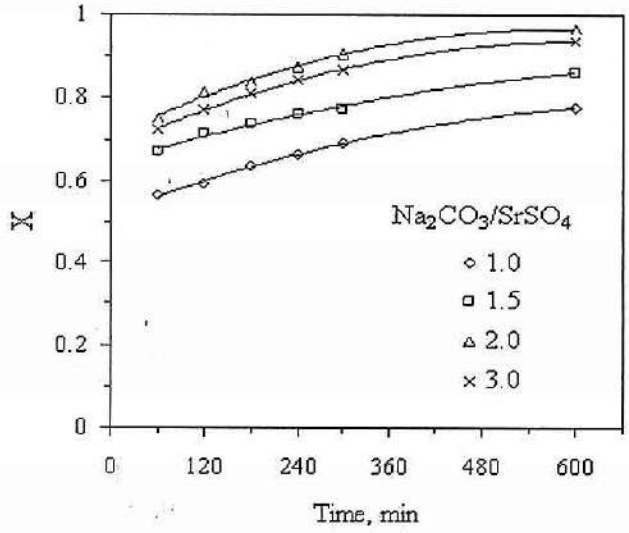


Figure 1. Rate curves for the conversion of celestite at different $Na_2CO_3/SrSO_4$ ratios.

Decrease in the conversion at 3 $Na_2CO_3/SrSO_4$ may be because of over-dilution of celestite particles in the mixture during the milling and because of the increase in the solid to mill volume ratio.

It was observed during the milling for longer times that the mill content sticks over the rings and walls of the mill, since no any grinding aid was used. However, effect of grinding aids like dry soaps or detergents should also be considered. Thickness of the layer increased with time, so that nearly all of the mill content accumulated over the media. It seems that adhesion of the mill content over the grinding media reduces effective grinding facility of the rings and then negatively affects the reaction.

It seems that the rate significantly alter after 60 min of milling and slow down for prolonged grinding times.

Under the experimental conditions presented in this study, complete conversion of celestite to strontium carbonate was never attained even up to 10 h of the milling, in spite of the fact that Obut et al. (2006) have converted 99.0% of the celestite in 20 min of activation time, using planetary ball mill operated in dry mode where $Na_2CO_3/SrSO_4$ ratio is 1.2. Solid-state reactions, whether alloying or chemical reactions, involve the formation of one or more product phases that separate the reactants (Habashi, 1999). Diffusion through the product phases is invariably the rate-controlling process, and, consequently, high temperatures are normally required to achieve acceptable reaction kinetics. Mechanochemical processing overcomes this diffusion limitation, with the metastable structures developed directly reflecting the diffusion constraints imposed by the low-temperature nature of the process (McCormick and Froes, 1998). The considerable change in the conversion rate after 60 min may be due to formation of a solid $SrCO_3$ and/or Na_2SO_4 product layer over the celestite particles, which is not easily removed by milling because of size enlargement and aggregation of the particles by mechanical means. Peukert (2004) has reported that the width of the fracture zone of a particle (δ) which is related to the minimum achievable particle size, is in the range of 1 to 10 nm and 1 to 10 μm for brittle minerals and brittle polymers, respectively. The minimum particle size will be in the range of 10δ to 20δ. Therefore, particles need to be stressed several times, maybe using grinding aids.

3.2. Kinetic Analysis

Several kinetic models of solid-solid reactions were tested in order to fit the obtained conversion-time curves. Fundamentally, it is possible to classify the kinetic models for the solid-state reactions in three types: models in which the product growth is controlled by diffusion, models in which the controlling step is the chemical reaction at the interface and models where the reaction rate is governed by nucleation-growth. For dry processing of celestite with sodium carbonate, four different diffusion models,

developed by Jander (Perez-Maqueda et al, 2005; Botta et al., 2006), Dunwald-Wagner (Botta et al, 2006), Ginstling-Brounshtein (Habashi, 1999; Perez-Maqueda et al., 2005) and Avrami-Erofeev (Urakaev and Boldyrev, 2000; Perez-Maqueda et al., 2005) were tested. Table 1 summarizes the mathematical functions that were tested for linear fit and the obtainable parameters for each proposed model.

For observing the effect of amount of Na_2CO_3 on the order of solid-state reaction, the conversion rates between 60 and 600 min were used to calculate the rate constant kJ, and a plot of ln kJ versus ln $Na_2CO_3/SrSO_4$ (between 1 and 2) was obtained (Fig. 3). The order of reaction is proportional to 1.22 power of $Na_2CO_3/SrSO_4$ ratio with a correlation coefficient of 0.999.

Table 1. Kinetic models used for fitting the experimental conversion–time curves

Model	**Plotted function**	**Parameters**
Jander	$[1-(1-X)^{1/3}]^2$ vs. t	Slope = k_J
Dunwald-Wagner	$\ln[6 / \Pi^2(1-X)]$ vs. t	Slope = k_{DW}
Ginstling-Brounshtein	$(1 - 2X/3) - (1 - X)^{2/3}$ vs. t	Slope = k_{GB}
Avrami-Erofeev	ln[-ln(1-X)] vs ln [t]	Slope = m; intercept = m ln[k_{AF}]

Along with the diffusion models, a good linear fit is observed using Jander equation for representing dry milling data. Fig. 2 shows the plots corresponding to Jander's three-dimensional diffusion model for dry milled celestite. For all cases, a good linear fit was observed, with regression coefficients (r) very close to 1. Table 2 displays the parameters obtained by the fitted lines, and rate coefficient values (k) calculated from slope of the plotted lines. The analysis of the coefficients reveals that rate coefficient increases with the $Na_2CO_3/SrSO_4$. But, further increase causes a decrease in the fraction converted.

Table 2. Kinetic parameters for dry milled $SrSO_4/Na_2CO_3$ mixtures.

$Na_2CO_3/SrSO_4$	r	k_J, min^{-1}
1	0.996	0.00018
1.5	0.995	0.00025
2	0.997	0.00058
3	0.995	0.00044

4. CONCLUSIONS

Dry mechanochemical conversion of celestite to strontium carbonate was kinetically investigated. Four different diffusion models, developed by Jander, Dunwald-Wagner, Ginstling-Brounshtein and Avrami-Erofeev, were examined and

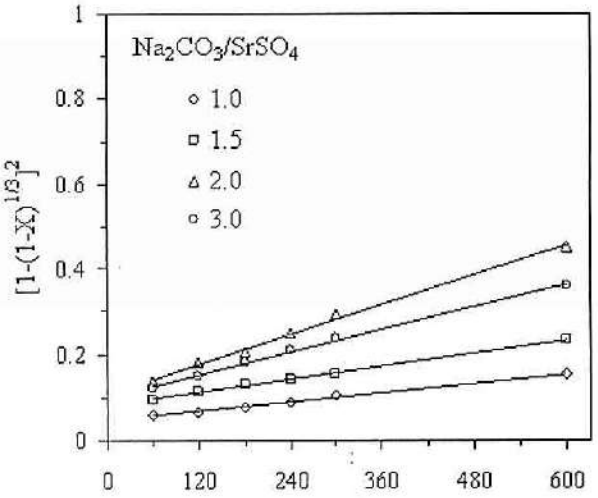


Figure 2. Plot of $[1-(1-X)^{1/3}]^2$ versus time at different $Na_2CO_3/SrSO_4$ ratios.

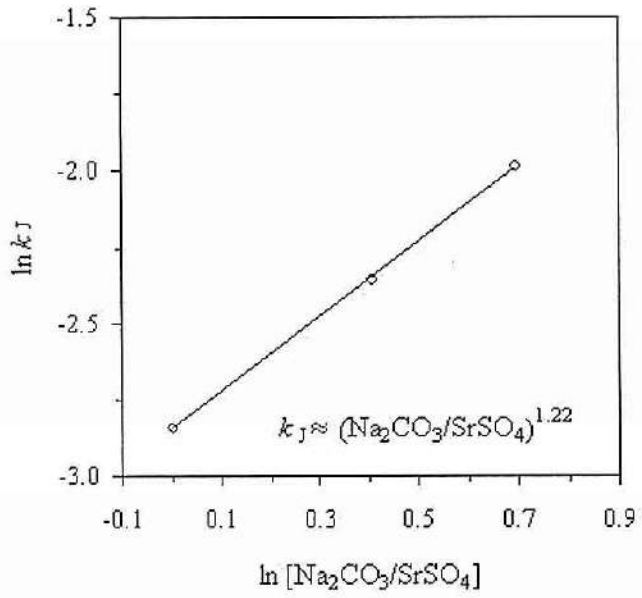


Figure 3. Plots presenting the order of solid-state reaction with respect to $Na_2CO_3/SrSO_4$ ratio.

a good linear fit is observed using Jander equation for representing the data. Complete conversion to strontium carbonate was never achieved even for 10 h of milling. When 50% excess sodium carbonate was used, apparent rate constant was 0.00025 min-1. The order of conversion is proportional to 1.22 power of $Na_2CO_3/SrSO_4$ ratio.

5. ACKNOWLEDGEMENT

The Author wishes to thank Prof. Dr. Mehmet Canbazoğlu (Cumhuriyet University, Sivas) and Dr. Salih Aydoğan (Selçuk University, Konya) for their valuable supports to prepare this manuscript.

6. REFERENCES

Aydoğan, S., Erdemoğlu, M., Aras, A., Uçar, G., Özkan, A. 2006. Dissolution kinetics of celestite ($SrSO_4$) in HCl solution with BaCl2. Hydrometallurgy 84, 239-246.

Baláz, P., 2003. Mechanical activation in hydrometallurgy. International Journal of Mineral Processing 72, 341–354.

Baláz, P., Alácova, A., Achimovicová, M., Ficeriová, J., Godocíková, E. 2005. Mechanochemistry in Hydrometllurgy of sulphide minerals. Hydrometallurgy 77, 9–17.

Boldyrev, V.V. 2004. Ten years after the first international conference on mechanochemistry and mechanical alloying; where we are now? Journal of Materials Science 39, 4985–4986.

Botta, P.M., Aglietti, E.F., Porto Lopez J.M. 2006. Kinetic study of $ZnFe_2O_4$ formation from mechanochemically activated Zn-Fe_2O_3 mixtures. Materials Research Bulletin 41,714-723.

Castillejos, A.H., delaCruz, F.P., Uribe, A. 1996. The direct conversion of celestite to strontium carbonate in sodium carbonate aqueous media. Hydrometallurgy 40, 207–222.

Erdemoğlu, M., Canbazoğlu, M. 1998. The leaching of SrS with water and the precipitation of $SrCO_3$ from leach solution by different carbonating agents. Hydrometallurgy 49, 135-150.

Erdemoğlu, M., Sarıkaya, M., Canbazoğlu, M. 2006. Leaching of celestite with sodium sulphide. Journal of Dispersion Science and Technology 27, 439-442.

Erdemoğlu, M., Aydoğan, S., Canbazoğlu, M. 2007. A kinetic study on the conversion of celestite ($SrSO_4$) to $SrCO_3$ by mechanochemical processing. Hydrometallurgy 86, 1-5.

Gutman. E.M. 1994. Mechanochemistry of solid surfaces. World Scientific Publishing Co., Singapore.

Habashi, F. 1999. Kinetics of Metallurgical Processes. Métallurgie Extractive Québec, Quebec, Canada.

Juhász, A.Z. 1998. Aspects of mechanochemical activation in terms of comminution theory. Colloids and Surfaces A:Phsicocheical and Engineering Aspects 141, 449–462.

Iwai, M., Toguri, J.M. 1989. The leaching of celestite in sodium-carbonate solution. Hydrometallurgy 22, 87–100.

McCormick, P.G., Froes, F.H. 1998.

The fundamentals of mechanochemical processing. JOM 50(11), 61-65.

Obut, A., Baláz, P., Girgin, İ., 2006. Direct mechanochemical conversion of celestite to $SrCO_3$. Minerals Engineering 19, 1185-1190.

Owusu, G., Litz, J.E. 2000. Water leaching of SrS and precipitation of $SrCO_3$ using carbon dioxide as the precipitating agent. Hydrometallurgy 57, 23-29.

Perez-Maqueda, L.A., Sanchez-Jimenez, P.E., Criado, J. M. 2005. Kinetic analysis of solid-state reactions: precision of the activation energy calculated by integral methods. International Journal of Chemical Kinetics 37, 658–666.

Peukert, W. 2004. Material properties in fine grinding. International Journal of Mineral Processing 74S, S3-S17.

Urakaev, F.Kh., Boldyrev, V.V. 2000. Mechanism and kinetics of mechanochemical processes in comminuting devices 2. Applications of the theory. Experiment. Powder Technology 107, 197–206.

Zhang, Q., Saito, F. 1997. Mechanochemical processing of celestine. Chemical Engineering Journal 66, 79-82.

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | HAZİRAN JUNE | 2008 | SAYI NO 52 | ISSN 1019-1003

EŞREFLİ VE DURMUŞLU (KIRŞEHİR) FLUORİTLERİNİN NADİR TOPRAK ELEMENTLERİ (NTE) JEOKİMYASI

Yusuf URAS
Sütçü İmam Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü. Kahramanmaras/Türkiye
Fevzi ÖNER
Mersin Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Mersin/ Türkiye
Servet YAMAN
Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

ÖZET : *Bu çalışma kapsamında Eşrefli ve Durmuşlu (Kırşehir) bölgesinde yer alan fluoritlerin nadir toprak element (NTE) içerikleri belirlenerek, cevherleşmelerin ortamsal yorumu ortaya konulmaya çalışılmıştır.*

Eşrefli ve Durmuşlu (Kırşehir) fluorit cevherleşmeleri siyenit, alkali siyenit ve gabrolarla birlikte kayaçların kırık ve çatlaklarında, çeşitli kalınlıkta damarlar şeklinde gözlenmektedir. Fluoritler yeşil, beyaz, mor ve sarı renklerdedir.

Eşrefli ve Durmuşlu (Kırşehir) fluoritlerinden alınan 12 adet örneğin üzerinde yapılan analiz sonucunda bunların NTE miktarları 0,1-90,30ppm arasında değişmektedir. Hafif Nadir Toprak Elementi (HNTE) içerikleri her iki fluorittede zenginleşme göstermektedir. Tb/La-Tb/Ca diyagramında, Eşrefli ve Durmuşlu (Kırşehir) fluoritleri hidrotermal alana düşmektedir. Bu bize Eşrefli ve Durmuşlu fluoritlerinin oluşumunda yüksek sıcaklıktaki hidrotermal çözeltilerinin etkili olduğunu göstermektedir. Fluorit örneklerinin negatif Ce ve pozitif Eu anomali göstermeleri hidrotermal akışkanların oksijen fugasitesinin yüksek olduğunu gösterir.

EŞREFLI AND DURMUŞLU (KIRŞEHİR) FLUORITES RARE EARTH ELEMENTS (REE) GEOCHEMISTRY

ABSTRACT : *Under the comprise of this study, rare earth element contents of fluorites in Eşrefli and Durmuşlu (Kırşehir) region are determined and also environmental interpretation of ore are explained.*

Eşrefli and Durmuşlu (Kırşehir) fluorites are observed as vein with variable thickness in cracks and fracture zone of alchaline syenite, syenite and gabbro with. The Fluorites are green, white, purple and yellow coloured.

The chemical analysis results of 12 samples which were taken from the Eşrefli and Durmuşlu (Kırşehir) fluorites showed that the REE content change between 0.1-90.30ppm. Light Rare Earth Element (LREE) contents of both fluorites showed enrichment. The Eşrefli and Durmuşlu (Kırşehir) fluorites are dropped in hydrotermal region on the Tb/La-Tb/Ca diagram. This result indicates a high temperature

hydrotermal solution effect on the Eşrefli and Durmuşlu (Kırşehir) fluorites evolution. The negative Ce and positive Eu anomalies in fluorite samples suggest that hydrothermal fluids have high oxgygen fugacity.

1. GİRİŞ

İncelemeye konu olan Eşrefli ve Durmuşlu fluorit yatakları Kırşehir yakınlarında yüzeylenen Orta Anadolu Kristalin Masifi'ne ait siyenit, alkali siyenit, gabro ve kuvarsitler içinde damarlar şeklinde gözlenmektedirler (Şekil 1).

Bu çalışmada, belirtilen yataklardan alınan fluorit örneklerinin NTE içerikleri karşılaştırmalı olarak incelenmiş olup bulgular ile oluşum koşulları ve kökenlerinin benzer veya farklı olduğu belirlenmeye çalışılmıştır.

Çalışmalar saha ve laboratuar çalışmaları olmak üzere iki kısımdan oluşmuştur. fluorit örneklerinin NTE analizleri Acme (Vancouver-CANADA) laboratuvarlarında, $LiBO_2$ FUSION ICP/MS yöntemi ile yapılmıştır. Aynı örneklerin Ca analizleri ise Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Jeokimya Laboratuvarında volümetrik yöntemiyle yapılmıştır.

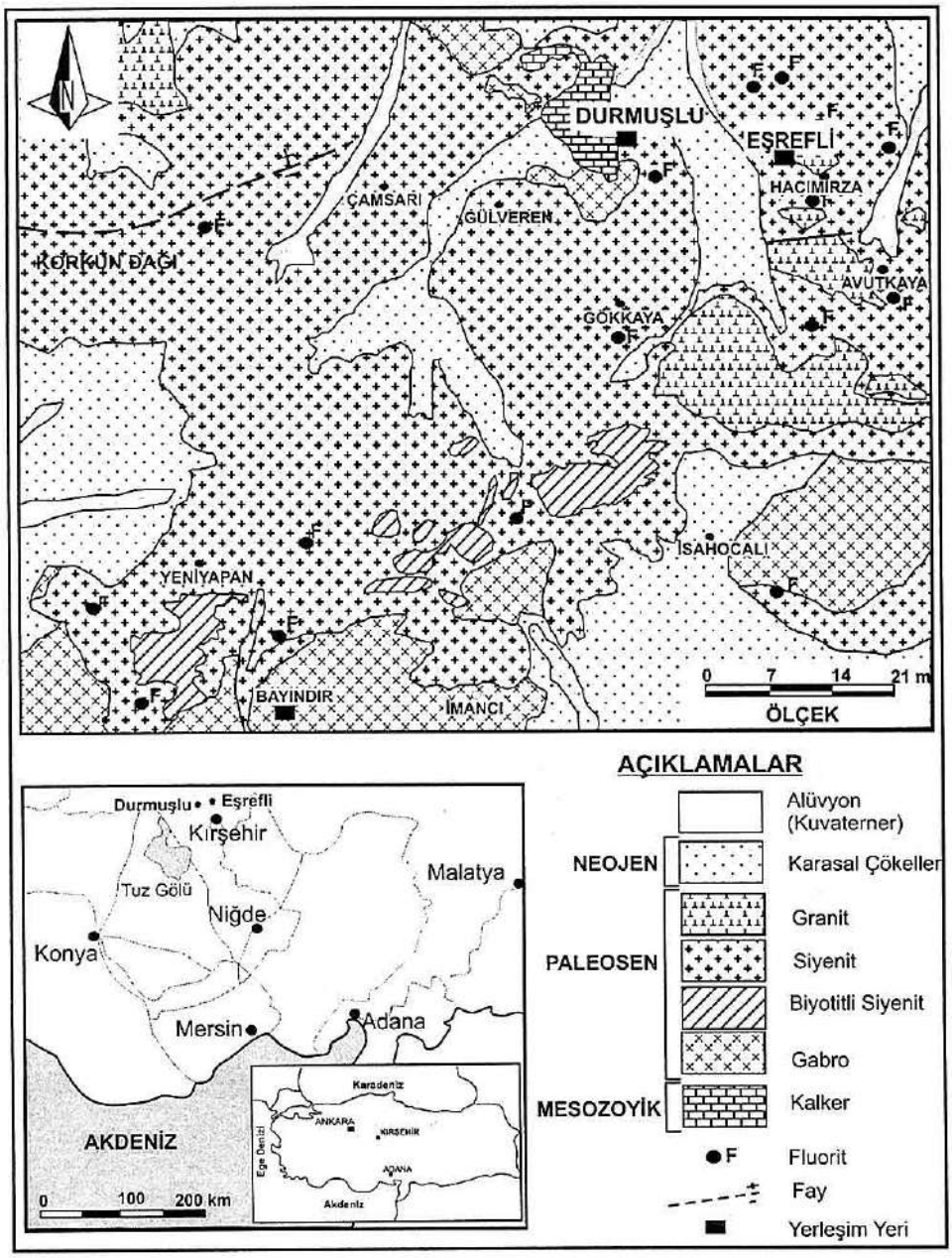
2. ÇALIŞMA ALANLARININ JEOLOJİSİ

İnceleme alanında yüzeyleyen litolojik birimler dört grup altında incelenebilir. Bu birimlerin en yaşlısını oluşturan ve inceleme alanının güneyinde geniş yüzlekler veren metamorfik kristalin temel, Seymen (1981a,b) tarafından "Kaman Takımı" adı altında ayrıntılı olarak incelenmiştir. Çalışma alanlarının büyük bir kısmını bu takıma ait gabro, siyenit ve türevlerinden oluşan plütonik kayaçlar ile kaplamaktadır (Şekil 1). Yaygın olan siyenitik kayalar Kaman Takımının metamorfik temelini kesen Buzlukdağ plütonuna aittir. Bu birimler bölgedeki muhtemelen Üst Paleosen'deki en son sokulumu ifade eder (Seymen, 1981 a). Bu plütonik kayaçlar bölgenin batısında yatay konumlu karasal fasiyeste gelişmiş Neojen formasyonları ile örtülmüşlerdir. Damarlar çevresinde gabro, alkali siyenit, biotitli siyenit ve bunlara ait çeşitli damar kayaçları görülür. Gabro ve siyenitler damarlar civarında birbirlerinden normal dokanaklarla ayrılırlar. Ancak siyenitler içerisinde yer yer gözlenen gabro anklavları bunların bölgedeki ilk sokulum kayaçları olduklarını gösterir.

Nitekim bazik karekterli ilk plütonizma ürünlerinin son evrelerde asit karekter kazandığı Ayan (1963) tarafından vurgulanmıştır.

Siyenitler homojen bir mineralojik bileşim göstermezler. Yer yer kuvars, nefelin veya mafik minerallerle yüklenerek nordmarkit veya foyayitleri oluştururlar (Ayan, 1963).

Çalışma alanı içerisinde yer alan plütonik kayaçlarda belirgin fay hatları görülmez. Plütonlar genelde KD-GB doğrultusunda olmak üzere KB-GD ve yatay çatlak sistemleri gelişmiştir. Bunlardan KD-GB eklem sistemleri



Şekil 1. Eşrefli ve Durmuşlu (Kırşehir) fluorit yataklarının yerbulduru ve jeoloji haritası (MTA 1990'dan değiştşrilerek alınmıştır).

içerisinde dikey konumlu doğrusal metrik ötelenmeler gösteren kırık hatları görülür. Fluorit damar sistemleri bu hatlara paralellik gösterir (Yaman, 1985).

3. FLUORİT YATAKLARI

Fluorit CaF2 bileşiminde, saydam veya yarı saydam, sarı, yeşil, mor, mavi, kırmızı, kahverengi veya renksiz bir mineraldir (Fluorit 1979 MTA). İnceleme alanlarında gözlenen fluoritler yeşil ve morun değişik tonlarında gözlenmiştir.

Çalışma konusunu oluşturan fluorit damarları arazi çalışmalarıyla ayrıntılı olarak incelenip, konumları harita üzerinde işlenmiştir (Şekil 1). Fluorit damarları doğrultu, uzunluk, kalınlık derinlik, parajenez, morfoloji, yan kayaç, yan kayaç yaşı, jenez özellikleri Çizelge 1'de ayrıntılı olarak verilmiştir.

fluorit ve kuvars karışımından oluşmuş bir hamur içerisinde, mikro breşik mor fluorit, yeşil ile beyaz fluorit kristalleri gözlenir. Kuvars son aşamada bazen breşik karakterli tüm fluorit parçalarını çimentolamıştır. Bu damar tamamen siyenitik kayaçlar içerisinde bulunmaktadır.

Çalışılan fluorit yataklarının, Şekil 2'de verilen ölçeksiz genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesitinde fluorit damarlarının yan kayaç ilişkisi açık bir şekilde görülmektedir. Buna göre Orta Anadolu masifi bünyesinde yer alan Eşrefli ve Durmuşlu fluorit filonları Paleosen yaşlı siyenitler, gabro ve alkali biyotitli siyenitler içerisinde damar şeklinde yerleştiği gözlenmiştir.

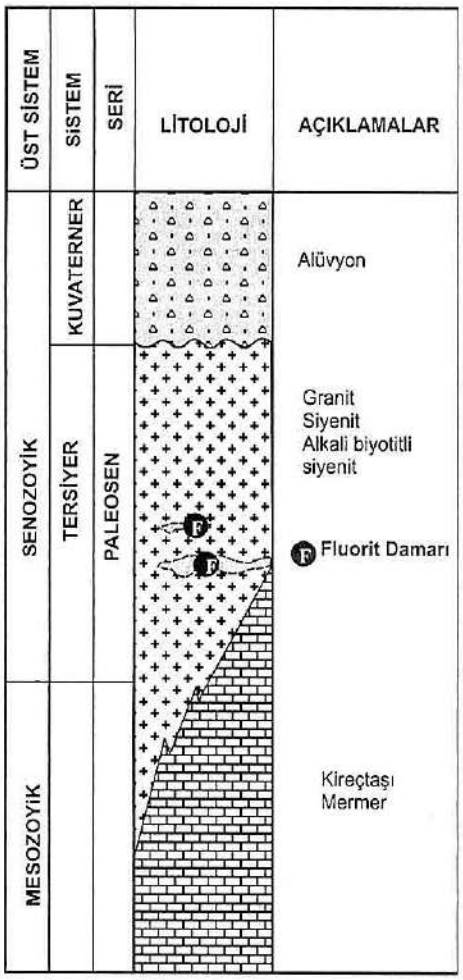
Çizelge 1. Fluorit damarlarının geometrik özellikleri

	Doğrultu	Uzunluk (m)	Kalınlık (m)	Morfoloji	Yan Kayaç	Yan Kayaç Yaşı	Jenez
EŞREFLİ	KD-GB KB-GD	250	1.00-2.00	Damar	Siyenit	Paleosen	Hidrotermal
DURMUŞLU	K-G	250	2.00-2.50	Damar	Nefelinli Siyenit	Paleosen	Hidrotermal

Eşrefli ve Durmuşlu fluoritlerinin damar duvarları altere siyenit, kil ve silisleşme bantları ile kaplıdır. Breşlerin incelenmesi sonucunda damar kasasındaki oynamaların mineralleşme ile eşoluşumlu veya ardoluşumlu olabileceğini göstermiştir (Yaman, 1984). İnce taneli kuvars içerisinde ve yine sarı ve mat mor

4. NADİR TOPRAK ELEMENTLERİ (NTE) JEOKİMYASI

Eşrefli ve Durmuşlu fluorit örneklerinin Acme (Kanada) laboratuarlarında hazırlanan analiz sonuçlarına göre NTE değerleri tablo halinde düzenlenerek Çizelge 2 verilmiştir. Bu değerler yöredeki fluoritlerinin NTE içeriklerinin yüksek olduğunu göstermektedir. Elde edilen



Şekil 2. İnceleme alanlarının ölçeksiz genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (Yaman 1985'den değiştirilerek alınmıştır.)

veriler Evensen ve diğ (1978) tarafından önerilen kondrit değerleri ile normalleştirilerek Şekil 3 ve 4'te diyagramlar hazırlanmıştır. Eşrefli ve Durmuşlu fluoritlerinin Ce/Yb oranları, fluoritlerin hafif nadir toprak elementlerince (HNTE) daha zengin olduklarını göstermektedir. Ayrıca elde edilen diyagrama göre her iki çalışma alanının fluoritleri hafif nadir toprak elementleri (HNTE) bakımından zenginleşme gösterirken ağır nadir toprak elementleri (ANTE) yataya yakın bir eğim göstermektedir (Şekil 3, 4). Ce negatif bir anomaliyi Eu ise pozitif anomaliyi gösterir (Çizelge 2). Bu durum bize ortamın oksijen fugasitesinin olduğunu gösterir. İncelediğimiz fluorit örneklerine ait Ce/Ce* ve Eu/Eu* oranları (Çizelge 2) Ce ve Eu'un olabilecek anomali büyüklüklerine bir yaklaşım yapmak amacıyla hesaplama yoluyla bulunmuştur.

Schneider ve diğerlerinin (1975) pegmatitik, hidrotermal ve sedimanter fluoritler için gerçekleştirdiği Tb/Ca ve Tb/La diyagramlarında, Eşrefli ve Durmuşlu fluoritlerinin hidrotermal bölgede yer almaktadır (Şekil 5).

5. SONUÇLAR

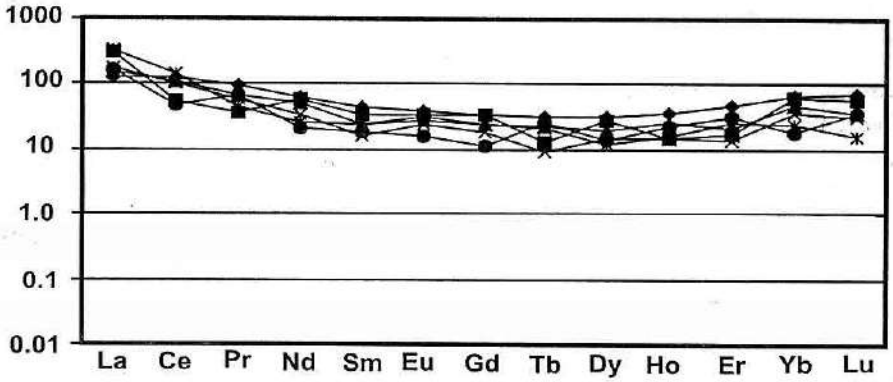
Eşrefli ve Durmuşlu fluorit yataklarının NTE içerikleri yüksek miktarda zenginleşme göstermiştir.

Kondiritlere göre normalleştirilmiş NTE diyagramları değerlendirildiğinde Eşrefli ve Durmuşlu fluoritlerinin HNTE bakımından zenginleşme gösterirken ANTE'ce yataya yakın bir eğim gösterdiği söylenebilir.

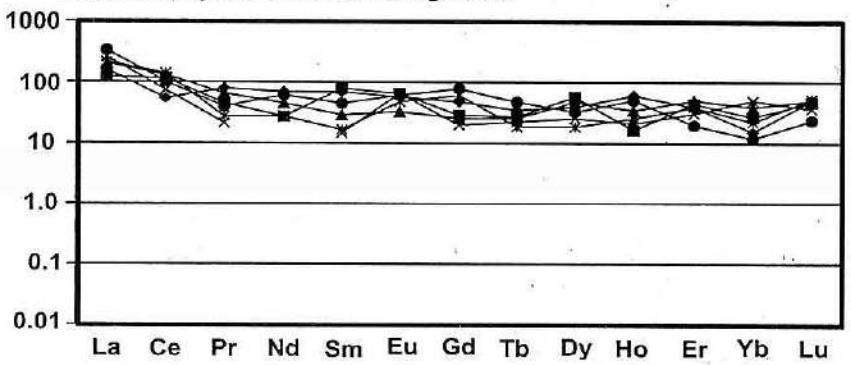
Eşrefli ve Durmuşlu fluoritlerinde gözlenen negatif Ce ve pozitif Eu anomalileri fluorit çökelten hidrotermal akışkanların oksijen fugositelerinin yüksek olduğunu göstermektedir.

Çizelge 2. Fluoritlerin NTE içerikleri (ppm)

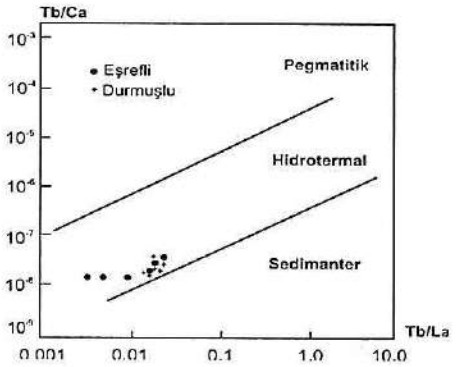
Örnek No	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Ce/Yb	Tb/La	Ca	Tb/Ca *10-8	Ce/Ce*	Eu/Eu*	TopREE
Eşr-1	30,10	81,10	90,24	30,30	6,90	2,30	7,07	1,23	8,34	2,02	8,26	1,12	1,80	72,41	0,041	50,1	24,58	0,37	1,01	270,78
Eşr-2	74,30	36,10	35,90	27,30	5,40	1,97	6,74	0,48	6,85	0,87	2,91	1,02	1,50	35,39	0,006	47,8	10,03	0,16	1,08	201,34
Eşr-3	38,00	70,20	64,50	24,20	3,80	1,56	5,02	0,87	5,02	1,47	3,45	0,8	0,90	87,75	0,023	52,4	16,60	0,33	1,09	219,79
Eşr-4	42,30	63,50	58,30	16,40	2,40	1,40	3,87	0,34	3,74	0,82	2,32	0,6	0,80	105,83	0,008	51,2	6,64	0,30	1,41	196,79
Eşr-5	82,20	90,30	44,30	12,10	3,70	1,80	5,05	0,81	3,03	0,90	4,25	0,4	0,40	225,75	0,010	48,6	16,67	0,35	1,27	249,24
Eşr-6	40,00	30,00	67,80	10,30	2,80	0,90	2,33	0,99	3,65	1,32	5,17	0,3	0,90	100,00	0,025	50,3	19,68	0,14	1,08	166,46
Dur-1	36,90	33,70	75,40	32,10	10,40	3,39	9,72	1,28	10.27	3,49	6,33	0,25	1,30	134,80	0,035	50,2	25,50	0,15	1,03	224,53
Dur-2	30,10	70,20	42,27	13,20	11,90	3,65	5,78	1,01	14,20	0,95	7,22	0,46	1,21	152,61	0,034	52,1	19,39	0,46	1,35	202,15
Dur-3	49,40	82,50	63,40	21,30	4,50	1,92	5,09	0,94	11,82	1,94	8,21	0,65	1,28	126,92	0,019	49,3	19,07	0,35	1,23	252,95
Dur-4	63,70	45,40	20,30	10,36	2,30	3,80	4,05	0,85	6,33	1,20	5,10	0,83	0,94	54,70	0,013	51,2	16,60	0,30	3,81	165,16
Dur-5	50,60	84,50	26,22	12,50	2,60	2,80	12,04	0,71	4,84	1,47	6,50	0,37	1,34	228,38	0,014	48,4	14,67	0,55	1,53	206,49
Dur-6	82,30	63,90	37,30	28,70	6,70	3,60	16,20	1,82	8,35	2,84	3,20	0,2	0,62	319,50	0,022	47,6	38,24	0,27	1,06	255,73
Cl	0,24	0,612	0,1	0,47	0,15	0,06	0,21	0,037	0,25	0,057	0,17	0.170	0,03	--						



Şekil 3. Eşrefli (Kırşehir) fluoritlerinin kondiritlere göre normalleştirilmiş NTE dağılım diyagramı (Evensen ve diğ 1978).



Şekil 4. Durmuşlu (Kırşehir) fluoritlerinin kondiritlere göre normalleştirilmiş NTE dağılım diyagramı (Evensen ve diğ 1978).



Şekil 5. Fluoritlerin, Schneider ve diğ., 1975; Möller et al 1976 tarafından geliştirilmiş Tb/Ca-Tb/La diyagramında konumları.

Tb/La ve Tb/Ca oran diyagramları göz önüne alındığında Eşrefli ve Durmuşlu (KIRŞEHİR) fluorit yatakları hidrotermal kökenlidir.

6. KAYNAKLAR

Ayan, M., 1963. Contribution a petrographique de la region situee au NE de Kaman (Turquie): Maden Tetkik Arama Ens. Yayınları 115, 332 s,

Evensen, N.M., Hamilton, P.J., and O'nions, R. K., 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorite.

Geochim. Cosmochim.Acta, 42,1199-1212.

Fluorit 1979. MTA. Türkiye Sınai Kalkınma Bankası Araştırma Müdürlüğü Kimya Sektör Araştırma Yayınları, no:4 İstanbul. 100 s.

Möller, P., Parekh, P.P and Schneider, H.-J., 1976. The application of Tb/Ca-Tb/La abudance ratios to fluorspar genesis. Mineralium Deposita, vol. 11, pp.111-116.

Möller, P. and Morteani, G., 1983. On the chemical fractionation of rere earth elements durumg the formation of Ca-minerals and its application to problems of the genesis of ore deposits. In: August-itthis SS (ed) source, transport and deposition of metals. Balkema, Roterdam, pp: 91-94.

Schneider, H.-J., Möller, P. and Parekh, P.P., 1975. Rare earth elements distribution in fluorites and carbonate sediments of the East-Alpine mid-Triassic sequences in the Nordliche Kalkalpen. Mineralium Deposita, vol. 330-344.

Seymen, İ.,1981 a. Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir Masifinin Stratigrafisi, Türkiye Jeol. Kur. Bült., 24, 101-108,

Seymen, İ., 1981b, Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir masifinin metamorfizması T.J.K.35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı " İç Anadolunun Jeolojisi sempozyumu" bildiriler kitabı 12-15.

Seymen, İ., 1982. Kaman dolayında Kırşehir masifinin jeolojisi: Doçentlik Tezi, İ.T.Ü. Maden Fak., İstanbul 164 s. (yayınlanmamış).

Yaman, S, 1984. Bayındır (Kaman) Florit filonlarının termo optik analizi. Yerbilimleri - 11,23 - 30.

Yaman, S., 1985. Bayındır (Kaman) Florid filonlarında nadir toprak elementleri Jeokimyası. jeoloji mühendisliği, 25, 39-44.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 2008 SAYI 52 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

PÖHRENK (KIRŞEHİR) FLUORİT YATAĞININ ÇEVRESİNDE YER ALAN PÖHRENK, MAHMUTLU VE ÇEVİRME KÖYLERİNİN SINIRLARI İÇERİSİNDE YÜZEYLENEN SULARIN FLOR AÇISINDAN İNCELENMESİ "İLK BULGULAR"

Yusuf URAS
Sütçü İmam Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Kahramanmaraş/Türkiye
Fevzi ÖNER
Mersin Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Mersin/Türkiye
Servet YAMAN
Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

ÖZET : *Bu çalışmada İç Anadolu bölgesindeki Pöhrenk (Kırşehir) flourit yatağının çevresinde bulunan Mahmutlu, Çevirme ve Pöhrenk köyleri arasında bulunan sıcak ve soğuk su kaynaklarından 8 örnek alınarak flor içeriği açısından incelenmiştir.*

En yüksek değerler Mahmutlu köyü sınırları içerisinde yüzeylenen su kaynaklarında tespit edilmiştir. Bu bölgedeki flor değerleri 2.07 ppm üzerinde çıkmıştır.

Flourit cevherleşmesinin güneyinde yer alan Pöhrenk köyü sularının flor içeriği ise 1.07 ppm-1.09 ppm arasında değişmekte olup içme suyu sınır değerlerinin altındadır. Buradaki sularda flor derişimleri normal sınırlar içerisinde yer almasına rağmen köy halkında özellikle çoçuklarda bu elementten kaynaklanan diş beneklenmeleri ve diş florozu belirtilerine rastlanılmıştır.

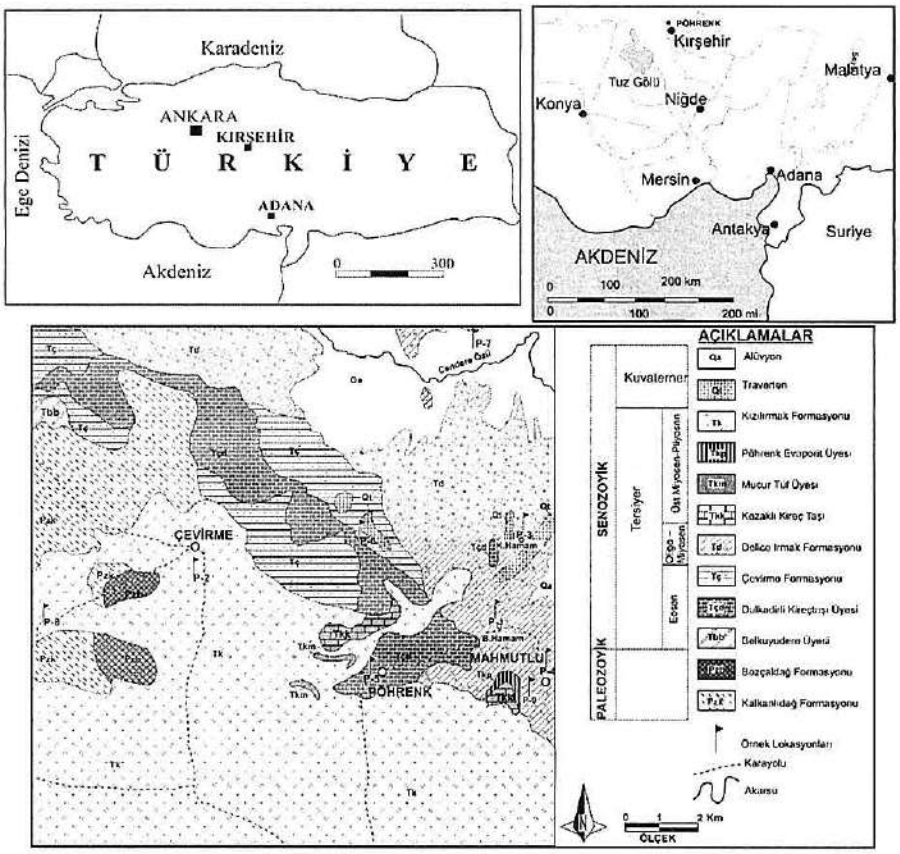
Flourit yatağının kuzeybatısında yer alan Çevirme köyü sınırları içerisinde yüzeylenen su kaynakları ise flor açısından en düşük derişimlere sahiptirler. Bu bölgeye ait su örneklerinin flor konsantrasyonları 0.65 ppm-0.95 ppm arasında değişmektedir.

Sonuç olarak bölgedeki iki köyde yaşayan insanlarda fluorit element fazlalığından dolayı kaynaklanan floroz belirtileri görülmektedir. Bu iki yerleşim yerinin içme sularının başka bölgelerden karşılanması gerekmektedir.

AN INVESTIGATION OF THE WATER IN VIEW POINT OF FLUOR AROUND THE PÖHRENK (KIRŞEHİR) FLUORITE MINES IN THE BOUNDRIES OF THE PÖHRENK, MAHMUTLU VE ÇEVİRME VILLAGES "PRELIMINARY INVENTION"

ABSTRACT : *8 water samples were collected from the hot and cold springs of the Pöhrenk (Kırşehir) fluorite mine in among the Mahnutlu, Çevirme and Pöhrenk Villages in the Central Anatolia and were investigated based on fluor contents.*

The highest value was determined in the springs crops out in the boundries of Mahmutlu Village. The fluor values in this region is above the 2.07 ppm.



Şekil 1. Pöhrenk (KIRŞEHİR) ve çevresinin jeoloji ve lokasyon haritası (MTA, 1991).

Bu diyagramların yanı sıra Ünal ve Afşin (1999) yılında yayınlamış olduğu makalede Pöhrenk sıcak su kaynaklarının (P-1, P-3) izotopik özelliklerinde meteorik kökenli olduğunu ortaya koymuştur.

Doğal suların toplam iyonik içeriğinin %90'dan daha yüksek oranı oluşturan Na, Ca, Mg, K, Cl, HCO_3 ve SO_4 iyonları major iyonlar olarak adlandırılmaktadır. Doğal sularda majör iyonlar dışında eser miktarlarda bulunan bazı maddeler minör bileşenler olarak adlandırılmaktadırlar.

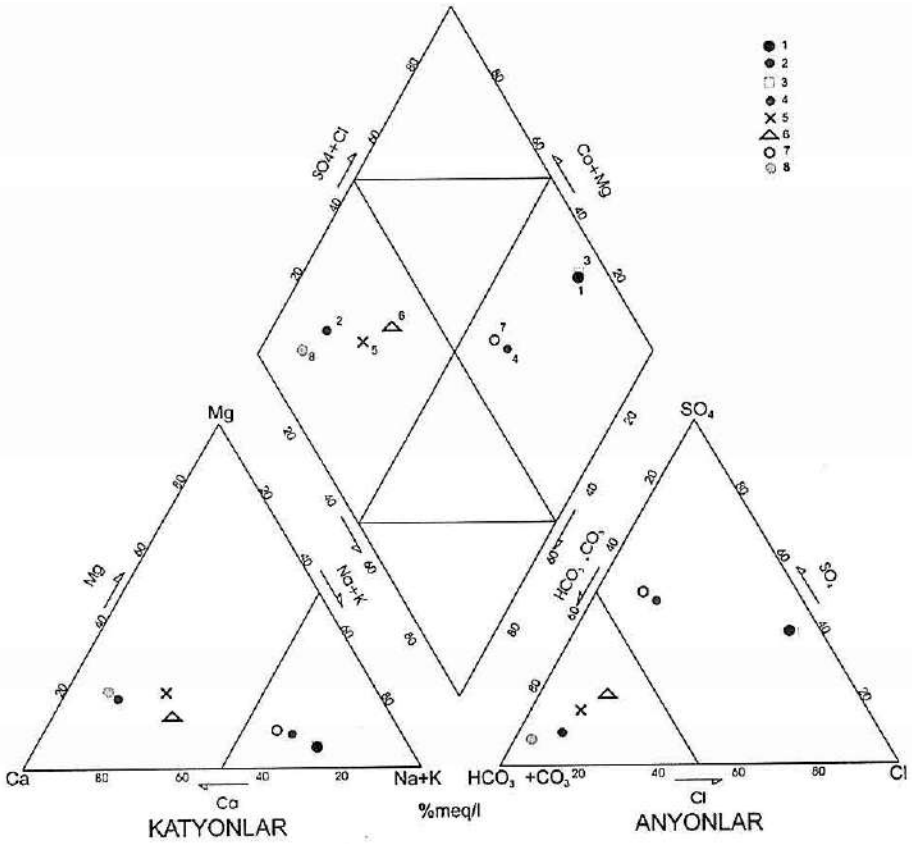
Demir dışında diğer ağır metaller sularda genellikle 1 mg/l'den daha düşük derişimlerde bulunmaktadır (Freeze and Cherry, 1979). İnceleme alanındaki su örneklerinin majör iyon içerikleri açısından Çizelge 2'de sıralanmıştır.

İnceleme alandan alınan su örneklerinin analiz sonuçlarının yorumlanması amacıyla yaygın olarak kullanılan Piper, yarı logaritmik ve dairesel diyagramlar hazırlanmıştır (Şekil 2, Şekil 3, Şekil 4).

3.1. Piper Sınıflaması

P-2, P-5, P-6, P-8 istasyonlarından alınan Piper diyagramında 5 nolu alan olan: Karbonat sertliği %50 den fazla, Ca+Mg > Na+K olan sular sınıfına düşmektedir ayrıca Ca-HCO_3 bakımından zengindir (Şekil 2). Bu istasyonlardan alınan suların $CaCO_3$'lı birimlerle dokanak halinde olması bu karakteri kazanmasını sağlamıştır.

P-4 , P-7 ve P-1, P-3 (Sıcak su kaynakları) istasyonlardan alınan Piper diyagramında 7 nolu alan: Karbonat olmayan alkalinitesi %50'den fazla olan sular: NaCL, KCl, Na_2SO_4 alkaliler ve güçlü asitler egemendir. P-4 ve P-7 nolu su örnekleri Na-SO_4 fasiyesindeki sular ve P-1 ve P-3 su örnekleri ise Na-Cl fasiyesindeki suları oluşturmaktadır (Şekil 2).



Şekil 2. Pöhrenk, Çevirme, Mahmutlu Köyleri ve Çevresi Su Örneklerinin Piper Diyagramı

$Ca\text{-}HCO_3$' lı sular kireçtaşları ile teması göstermektedir. Na+, Cl ve SO4 iyonlarının varlığı suların halit (NaCl) ve jips ($CaSO_4 2H_2O$) türü evaporitik kayaçlarla temasından kaynaklanabilir.

3.2.Schoeller Sınıflaması

Soğuksular ve sıcak sulardan alınan örneklerin analizleri sonucunda yarı logaritmik Schoeller diyagramına yerleştirilmesi sonucu suyun kökeni konusunda aşağıdaki veriler elde edilmiştir.

Şekil 3'te sunulan yarı logaritmik grafiğe göre bölgede 2 farklı kökenli su bulunmaktadır. Örneklere ait elektriksel iletkenlik ve sıcaklık değerleri de sistemin iki farklı dolaşım ve karışıma sahip yeraltı suyu içerdiğini göstermektedir. P-1 ve P-3 nolu sıcak su örnekler NaCl fasiyesi ile temsil edilen, dolaşımı birinci grubu, diğer örnekler (P-2, P-4, P-6, P-7, P-8) ise ikinci grubu oluşturmaktadır. İkinci grupta yer alan sular $Ca\text{-}Mg\text{-}HCO_3$ fasiyesindeki suların jips ve halit mineralleri içeren kayaçlarla temas etmesi sonucunda Na, Cl ve SO_4 iyonlarınca zenginleşmiş suları içermektedir.

Su örneklerinin Schollerin kimyasal sınıflamasına göre şu sonuçlara varılmıştır (Şekil 3).

1) P1 ve P3 lokasyonundaki sıcak sular:

a) Sular klorür derişimine göre; Oligoklorürlü sular grubuna girer.

b) Sular sülfat derişimine göre; Olağan sülfatlı sular sınıfına girer. Sülfat sınıflamasında bu sular sülfatça doygunluğun altındadır. Yani : [(rSO_4 =) (r Ca^{++})]0,5 < 70 mek/l ve rSO_4 = < rCa^{++} söz konusudur.

c) Sular Karbonat+Bikarbonat derişimine göre olağan karbonatlı sular sınıfındadır

2) P2, P4, P5, P6, P7 ve P8 lokasyonundaki soğuk sular:

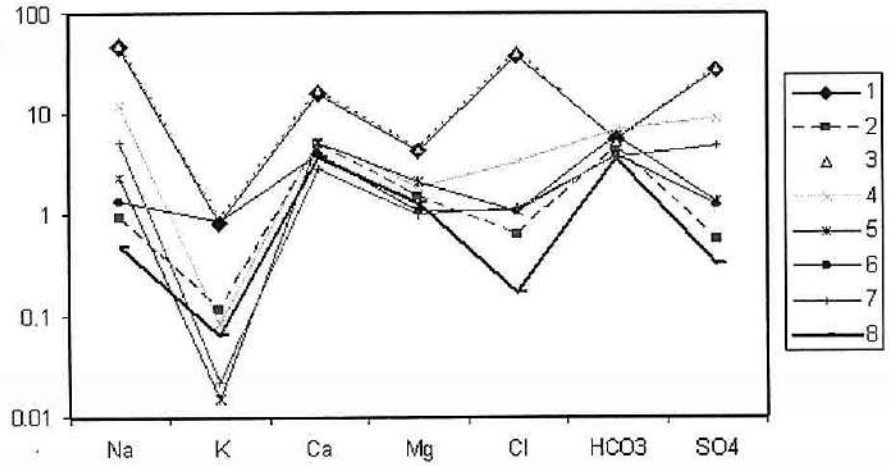
a) Sular klorür derişimine göre; Olağan klorürlü sular gurubuna girer.

b) Sular sülfat derişimine göre; Olağan sülfatlı sular sınıfına girer. Sülfat sınıflamasında bu sular sülfatça doygunluğun altındadır. Yani : [(rSO_4 =) (r Ca^{++})]0,5 < 70 mek/l ve rSO_4 = < rCa^{++} söz konusudur.

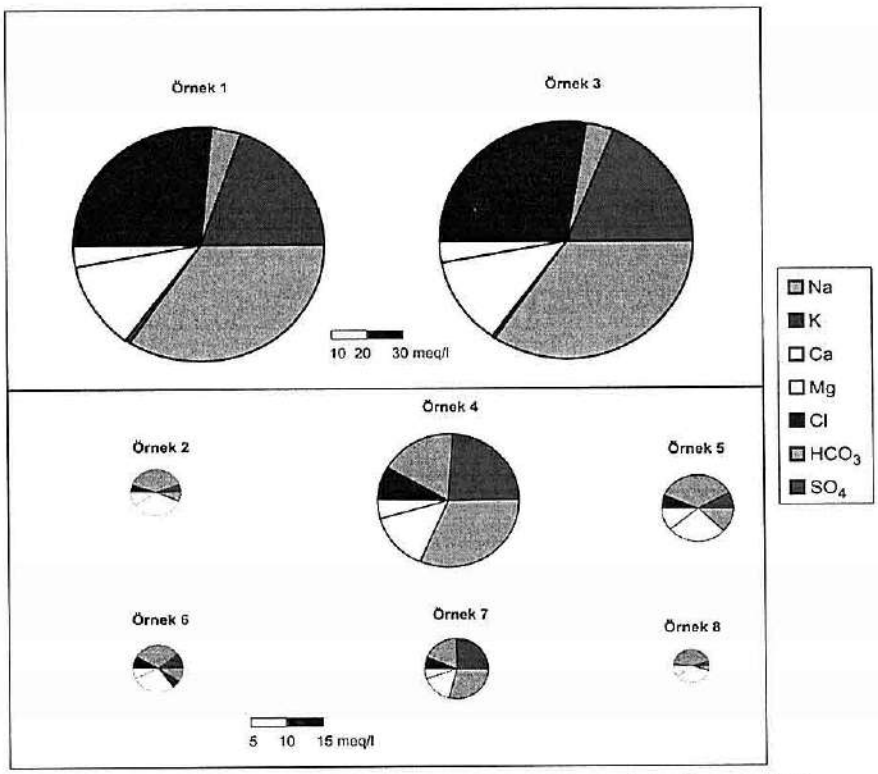
c) Sular Karbonat+Bikarbonat derişimine göre olağan karbonatlı sular sınıfındadır

3.3. Dairesel Diyagramlar

Dairesel diyagramlara göre toplam çözünmüş madde içeriği en yüksek örnekler P-1 ve P-3 nolu örneklerdir. Bu örnekler derin dolaşımı temsil etmektedir. Her iki örneğin sıcaklığı 61.5°C'dir. Toplam çözünmüş madde miktarının diğer örneklerden yüksek olmasını etkileyen en önemli parametre sıcaklıktır. Çözünmüş madde miktarının yüksek olması bu örneklerin elektriksel iletkenlik değerlerinin de artmasını sağlamaktadır. Soğuk su örneklerinin (P-2, P-4, P-6, P-7, P-8) toplam çözünmüş madde miktarı daha düşüktür ve bunlar sığ dolaşımı temsil etmektedir. Soğuk su örnekleri içinde, P-4 nolu örneğin toplam çözünmüş madde içeriği ve sıcaklığı diğer soğuk su örneklerine oranla daha yüksektir. Ayrıca bu örneğin Na içeriği sıcak su



Şekil 3. Pöhrenk, Çevirme, Mahmutlu Köyleri ve Çevresi Su Örneklerinin Schoeller Diyagramı



Şekil 4. Pöhrenk, Çevirme, Mahmutlu Köyleri ve Çevresi Su Örneklerinin Dairesel Diyagramı.

örneklerinde olduğu diğer katyonlardan daha fazladır. Bu durum P-4 nolu örnekte sıcak sularla karışım olabileceğini göstermektedir.

4. PÖHRENK, ÇEVİRME, MAHMUTLU KÖYLERİ VE ÇEVRESİNDEN ALINAN YÜZEY SULARININ ANALİZ SONUÇLARININ DEĞERLENDİRİLMESİ

Araştırma konusu oluşturan yüzey sularının rakamsal sonuçları 4 çizelge halinde toplanmıştır (Çizelge 1, 2, 3, 4) Bu çizelgelerdeki verilerden yararlanılarak elementlerin değerleri ve birbirlerine olan etkileri ile suların kullanıma uygunluğu ve sıcak suların durumu konusunda açıklık getirilmeye çalışılmıştır.

4.1. Pöhrenk, Çevirme, Mahmutlu Köyleri ve Çevresinden Alınan Yüzey Sularında Anyon-Katyonların Değerleri

Pöhrenk, Çevirme, Mahmutlu Köyleri ve çevresinden alınan yüzey sularının anyon-katyon değerleri Çizelge 1'de ppb cinsinden verilmiştir. Bu çizelgeye göre anyon ve katyon değerleri grafik halinde gösterilmiştir.

Toplam anyon katyon içeriği bakımından en yüksek değerler P1 ve P3 sıcak su kaynaklarında ölçülmüştür. Bu lokasyonlarda katyonlarda Na+K>Ca>Mg sıralanması, anyonlarda Cl > SO_4 >HCO_3 sıralanması tespit edilmiştir (Çizelge 2). Ölçülen en yüksek değerler P3 lokasyonunda ölçülen Na; 1118,504 ppm ve Ca ; 336,690 ppm değerleridir. Na yüksek değerler vermesi geçtiği birimin tuzlu ve jipsli birimler olmasından kaynaklanan bir durumdur. P1 ve P3 kaynakları çoğunlukla Na-Cl-SO_4 tipindedir. Bu göstermektedir ki; Pöhrenk Evaporasyonu sırasındaki madde çözünmesinden sonra yer altı suyu akıntısı çok büyük derinliklerde bulunmaktadır ve iyon değiş tokuşu sürecinde yüksek miktarda Na-Cl-SO_4 içermektedir.

P2, P5, P6 ve P8 soğuk su kaynaklarının anyon ve katyon sıralanması Ca > Mg > Na^+ K ve HCO_3> Cl> SO_4 şeklindedir (Çizelge 2). Bu anyon katyon dizilimi ile bu lokasyonlar diğer iki lokasyondan bariz bir şekilde ayrılmaktadır. Bu değişiklik tamamıyla suyun geçtiği alandaki litolojilerin farklılığından kaynaklanmaktadır. Bu alanda daha çok $CaCO_3$ 'lı birimlerin hakim olması suya Ca ve HCO_3' ün baskın olduğu kimyasal bir kimlik kazandırmıştır.

P4 ve P7 soğuk su örneklerinde anyon ve katyon sıralaması Na^+K > Ca > Mg ve SO_4 > HCO_3 > Cl şeklindedir (Çizelge 2). P4 Lokasyonu sıcak suların bulunduğu yere çok yakın olmasından dolayı anyon sıralaması benzemektedir.

4.2. Pöhrenk, Çevirme, Mahmutlu Köyleri ve Çevresinden Alınan Yüzey Sularının pH, T ° C , EC ve F Analiz Sonuçları

Pöhrenk, Çevirme, Mahmutlu Köyleri ve çevresinden alınan yüzey sularının pH, T °C , EC ve F analiz sonuçlarına göre Çizelge 1.3 te verilmiştir. Elde edilen

Çizelge 1. Pöhrenk, Çevirme, Mahmutlu Köyleri ve Çevresinden Alınan Yüzey Sularının Anyon-Katyon Analiz Sonuçları (ppb cinsinden).

Örnek No	Na	K	Ca	Mg	HCO_3	Cl	SO_4
P-1	1070848	31937	315996	51274	338	1317	0,1168
P-2	20747	4507	97428	17759	272,6	22	0,0024
P-3	1118504	34171	336690	52561	318,42	1437	0,1237
P-4	278598	3178	109074	22427	428,22	114	0,061
P-5	53354	581	101620	25158	363,56	37	0,015
P-6	30288	32467	78998	12911	233	38	0,0058
P-7	118972	845	56422	11668	223,26	41	0,0199
P-8	11203	2503	73545	15123	218,38	6	0,0014

Çizelge 2. İnceleme alanındaki sıcak su kaynaklarının iyon sıralaması

Örnek No	Katyon Sıralaması	Anyon Sıralaması
P-1	Na+K > Ca > Mg	Cl > SO_4 >HCO_3
P-2	Ca > Mg > Na+ K	HCO_3> Cl> SO_4
P-3	Na+K > Ca > Mg	Cl > SO_4 > HCO_3
P-4	Na+K > Ca > Mg	SO_4 > HCO_3 > Cl
P-5	Ca > Na+K > Mg	HCO_3 >SO_4 > Cl
P-6	Ca > Na+K > Mg	HCO_3 > SO_4 >Cl
P-7	Na+K > Ca > Mg	SO_4 > HCO_3 > Cl
P-8	Ca > Mg > Na+K	HCO_3 > SO_4 > Cl

Çizelge 3. Pöhrenk, Çevirme, Mahmutlu Köyleri ve Çevresinden Alınan Yüzey Sularının pH, T ° C, EC ve F Analiz Sonuçları

Örnek No	Flor	pH	Th(°C)	Tuzluluk	İletkenlik (EC) (ms/cm)
P-1	5,5	6,3	61,5	3,0	539
P-2	0,71	8,06	12,1	0	483
P-3	5,7	6,67	60,5	3,3	583
P-4	2,6	7,7	15.6	0,9	203
P-5	1,07	7,7	14,3	0,8	201
P-6	0,63	7,65	14,4	0	471
P-7	0,95	8,2	14	0,2	425
P-8	0,76	8,04	11,9	0	485

sonuçlara göre en yüksek sıcaklığa sahip örnekler P1 ve P3 sıcak su kaynaklarıdır Sıcaklıkları P1- 61,5 °C ile P3 - 60,5°C arasında değişmektedir.

Mevsimlere görede bu sıcaklıklar artış ya da azalma göstermektedirler. Yaman (1989) eylül ayında P1 70 °C, P3 ise 64oC de ölçmüştür. Bu kaynakların debileri önceki araştırıcılar tarafından P1 ortalama 30 lt/Sn olarak P3 kaynağında 1,60 lt/Sn olarak ölçülmüştür. Normalin üzerinde görülen flor içeriği ise muhtemelen iç kökenlidir. P1ve P3 lokasyonlarından alınan su örneklerin flor içeriği sırasıyla 5,5 ve 5,7 mg/l'dir ki bu Uluslar arası hidrojeolojistler birliğinin (IAH,1979) limit değerinden yaklaşık olarak 5 mg/l daha yüksektir. İki kaynaktaki yüksek flor içeriği bu suları zararlı hale getirmektedir.

P4 soğuk su kaynağındaki flor (2,6ppm) içeriğide standartlar üzerindedir. Diğer lokasyonlardan alınan örnekler ise hem sıcaklık hemde flor içeriği bakımdan normal değerlerdedir.

P1 ve P3 sıcak su örneklerinin pH değerleri diğer örneklere göre düşüktür. Fakat elektrik iletkenlikleri yüksektir.

Buda bize bu suların asidik özellik taşıdığını göstermektedir.

P2, P4, P5, P6, P7 ve P8 örneklerinin pH değerleri >7 ve elektrik iletkenliği ise düşüktür bu da bize bu soğuk su örneklerin bazik özellik taşıdığını göstermektedir.

4.3. Pöhrenk, Çevirme, Mahmutlu Köyleri ve Çevresinden Alınan Yüzey Sularında Ağır Metallerin Değerleri

Pöhrenk, Çevirme, Mahmutlu Köyleri ve çevresinden alınan yüzey sularının ağır metal değerleri Çizelge 4 'de ppb cinsinden verilmiştir. Elde edilen sonuçlara göre WHO'ya göre ağır metaller değerlendirildiğinde;

Fe için, P1 ve P3 sıcak su kaynakları üst sınırda çıkarken diğer kaynaklar bu kabul edilen değerin altında çıkmıştır. Ölçülen en yüksek Fe miktarı 0,1 mg/l dir.

Çizelge 4. Pöhrenk, Çevirme, Mahmutlu Köyleri ve Çevresinden Alınan Yüzey Sularının Ağır Metal Analiz Sonuçları (ppb cinsinden).

Örnek No	Fe	Mn	Cd	Zn	Si	Ni	Cu	Al	Pb	Co	Cr
P-1	100	5,78	0,5	9,9	28637	2	7,3	17	1,9	0,29	5
P-2	10	0,05	0,05	7,3	15927	0,2	0,8	1	0,1	0,14	10,2
P-3	100	9,05	0,5	49,4	30581	2	8,7	10	1	2,96	11,9
P-4	10	0,05	0,05	1,4	11022	0,2	3,8	1	0,1	0,17	13
P-5	10	0,05	0,05	0,5	12434	0,2	1	1	0,1	0,11	15
P-6	10	0,11	0,05	2,8	14038	0,2	1	2	0,1	0,12	9,8
P-7	10	0,05	0,05	2,6	13242	0,2	1,8	1	0,1	0,6	14,7
P-8	10	0,05	0,05	1,1	10740	0,2	0,6	1	0,1	0,11	8,1

Zn değeri sadece P3 sıcak su kaynağında üst sınırın üstünde çıkmıştır. P3 'ün Zn miktarı 0,494 mg/l' dir. Cr ise P2, P3, P6 ve P7 üst sınırlarda çıkarken diğer kaynaklar alt sınırda çıkmıştır. Cr en yüksek değeri ise 0,147 mg/l'dir Geri kalan elementler (Mn, Cd, Cu, Pb, ve Co) alt sınırın altında çıkmıştır. Si miktarları bütün su örneklerinde yüksek çıkmıştır.

5. PÖHRENK, ÇEVİRME, MAHMUTLU KÖYLERİ VE ÇEVRESİNDEN ALINAN YÜZEY SULARININDAKİ FLORUN İNSAN SAĞLIĞINA ETKİSİ

Bu çalışmada İç Anadolu bölgesindeki Pöhrenk (Kırşehir) flourit yatağının çevresinde bulunan Mahmutlu, Çevirme ve Pöhrenk köyleri arasında bulunan sıcak ve soğuk su kaynaklarından 8 örnek alınarak flor içeriği açısından incelenmiştir.

Dünya Sağlık Örgütü raporlarına göre içme sularında 1,5 ppm'e kadar flor bulunması kabul edilmekte ve bunun üzerindeki miktarların ise flor zehirlenmelerine yol açacağı bildirilmektedir. Özellikle TS 266 (1997) standardına göre iki tane üst sınır vardır. Coğrafi sıcaklığına göre üst sınır değişmektedir. 8-120 C için 1500 mg/L; 25-300C için ise 700 mg/L üst sınır iklimsel özelliklere göre 0,7 mg/L değerine kadar düşmektedir. Bu durum su örneklerinde çok yüksek F değerleri elde edilmesine karşın yöre halkındaki hastalık belirtilerinin nedenlerini açıklayabilir. Bu çalışmada en yüksek değerler Mahmutlu köyü sınırları içerisinde yüzeylenen su kaynaklarında tespit edilmiştir. Bu bölgedeki flor değeri 2.07 ppm çıkmıştır. Mahmutlu köy halkında flor fazlalığından kaynaklanan diş beneklenmesine ve diş florozuna rastlanılmıştır.

Flourit cevherleşmesinin güneyinde yer alan Pöhrenk köyü sularının flor içeriği ise 1.07 ppm olup, içme suyu sınır değerlerinin altındadır. Buradaki sularda flor derişimleri normal sınırlar içerisinde yer almasına rağmen köy halkında özellikle çocuklarda bu elementten kaynaklanan diş beneklenmeleri ve diş florozu belirtilerine rastlanılmıştır.

Flourit yatağının kuzeybatısında yer alan Çevirme köyü sınırları içerisinde yüzeylenen su kaynakları ise flor açısından en düşük derişimlere sahiptirler. Bu bölgeye ait su örneklerinin flor konsantrasyonları 0.65 ppm-0.95 ppm arasında değişmektedir.

Pöhrenk köyünün kuzey batısında fluorit cevherleşmeleri bulunmaktadır. Fluorit cevherlerini çıkarmak için yapılan çalışmalarda çevrede yığıntılar şeklinde pasalar birikmiştir. Bu pasalar çevre kirliliği içinde bir tehdittir. Bu pasalarda kırıntılı florit cevherleşmeleri bulunmaktadır. Doğal olarak toprağa flor elementi bulaşmıştır. Flor elementi fazlalığı ekinlere, ekinlerden insanlara, hayvanlara ve yüzey sularına rahatlıkla geçebilir.

6. SONUÇLAR

Bu çalışma İç Anadolu bölgesi Kırşehir ili sınırları içerisinde yer alan Pöhrenk, Mahmutlu ve Çevirme köylerinde kaynak şeklinde ortaya çıkan sıcak ve soğuk

suların hidrojeokimyasal ve tıbbi jeolojik özellikleri (Flor miktarı) bakımında araştırılmıştır. Çalışma alanının jeoloji haritası M.T.A. 1/100.000 ölçekli jeoloji haritasından değiştirilerek hazırlanmış ve derleme çalışması yapılmıştır.

Toplam 8 adet örnekleme noktası tespit edilmiş olup bunların iki tanesi sıcak su bir tanesi artezyen suyu geri kalan köy çeşmelerinden alınan soğuk sulardır. Elde edilen su örneklerinden yapılan analizlerden aşağıdaki sonuçlar çıkarılmıştır.

Toplam anyon katyon içeriği bakımından en yüksek değerler P1 ve P3 sıcak su kaynaklarında ölçülmüştür. Bu lokasyonlarda katyonlarda Na+K>Ca>Mg sıralanması, anyonlarda Cl > SO_4 >HCO_3 sıralanması tespit edilmiştir. Na yüksek değerler vermesi geçtiği birimin tuzlu ve jipsli birimler olmasından kaynaklanan bir durumdur. Pöhrenk Evaporasyonu sırasındaki madde çözünmesinden sonra yer altı suyu akıntısı çok büyük derinliklerde bulunmaktadır ve iyon değiş tokuşu sürecinde yüksek miktarda Na-Cl-SO_4 içermektedir. P2, P5, P6 ve P8 soğuk su kaynaklarının anyon ve katyon sıralanması Ca > Mg > Na+ K ve HCO_3> Cl> SO_4 şeklindedir. Bu anyon katyon dizilimi ile bu lokasyonlar diğer iki lokasyondan bariz bir şekilde ayrılmaktadır. Bu değişiklik tamamiyle suyun geçtiği alandaki litolojilerin farklılığından kaynaklanmaktadır. P4 ve P7 soğuk su örneklerinde anyon ve katyon sıralaması Na+K > Ca > Mg ve SO_4 > HCO_3 > Cl şeklindedir. P4 Lokasyonu sıcak suların bulunduğu yere çok yakın olmasından dolayı anyon sıralaması benzemektedir.

P1 ve P3 sıcak su örneklerinin pH değerleri diğer örneklere göre düşüktür. Fakat elektirik iletkenlikleri yüksektir. Buda bize bu suların asidik özellik taşıdığını göstermektedir. P2, P4, P5, P6, P7 ve P8 örneklerinin pH değerleri >7 ve elektrik iletkenliği ise düşüktür bu da bize bu soğuk su örneklerin bazik özellik taşıdığını göstermektedir.

Fe için, P1 ve P3 sıcak su kaynakları üst sınırda çıkarken diğer kaynaklar bu kabul edilen değerin altında çıkmıştır. Ölçülen en yüksek Fe miktarı 0,1 mg/l dir. Zn değeri sadece P3 sıcak su kaynağında üst sınırın üstünde çıkmıştır. P3 'ün Zn miktarı 0,494 mg/l' dir. Cr ise P2, P3, P6 ve P7 üst sınırlarda çıkarken diğer kaynaklar alt sınırda çıkmıştır. Cr en yüksek değeri ise 0,147 mg/l'dir Geri kalan elementler (Mn, Cd, Cu, Pb, ve Co) alt sınırın altında çıkmıştır. Si miktarları bütün su örneklerinde yüksek çıkmıştır.

Mahmutlu, Çevirme ve Pöhrenk köyleri arasında bulunan sıcak ve soğuk su kaynaklarından 8 örnek alınarak flor içeriği açısından incelenmiştir. Dünya Sağlık Örgütü raporlarına göre içme sularında 1,5 ppm'e kadar flor bulunması kabul edilmekte ve bunun üzerindeki miktarların ise flor zehirlenmelerine yol açacağı bildirilmektedir. Bu çalışmada en yüksek değerler Mahmutlu köyü sınırları içerisinde yüzeylenen su kaynaklarında tespit edilmiştir. Bu bölgedeki flor değeri 2.07 ppm çıkmıştır. Mahmutlu köy halkında flor fazlalığından kaynaklanan diş beneklenmesi, vücutta kemik

bozukluğu ve diş florozuna rastlanılmıştır. Flourit cevherleşmesinin güneyinde yer alan Pöhrenk köyü sularının flor içeriği ise 1.07 ppm olup içme suyu sınır değerlerinin altındadır. Buradaki sularda flor derişimleri normal sınırlar içerisinde yer almasına rağmen köy halkında özellikle çocuklarda bu elementten kaynaklanan diş beneklenmeleri ve diş florozu belirtilerine rastlanılmıştır. Flourit yatağının kuzeybatısında yer alan Çevirme köyü sınırları içerisinde yüzeylenen su kaynakları ise flor açısından en düşük derişimlere sahiptirler. Bu bölgeye ait su örneklerinin flor konsantrasyonları 0.65 ppm-0.95 ppm arasında değişmektedir. Sonuç olarak bölgedeki iki köyde yaşayan insanlarda fluorit element fazlalığından dolayı kaynaklanan floroz belirtileri görülmektedir. Bu iki yerleşim yerinin içme sularının başka bölgelerden karşılanması gerekmektedir. İnceleme alanlarında buluna flourit cevherlerini çıkarmak için yapılan çalışmalarda çevrede yığıntılar şeklinde pasalar birikmiştir. Bu pasalar çevre kirliliği içinde bir tehdittir. Bu pasalarda kırıntılı fluorit cevherleşmeleri bulunmaktadır. Doğal olarak toprağa flor elementi bulaşmıştır. Flor elementi fazlalığı ekinlere, ekinlerden insanlara, hayvanlara ve yüzey sularına rahatlıkla geçebilir.

7. KATKI BELİRTME

Bu çalışma MMF 2004 D21 doktora projesi olan Çukurova Üniversitesi Bilimsel Araştırmaları tarafından destlenmektedir.

8. KAYNAKLAR

Fluorit 1979. Türkiye Sınai Kalkınma Bankası Araştırma Müdürlüğü Kimya Sektör Araştırma Yayınları, no:4 İstanbul. 100 s.

Freeze, R. A. and Cherry, J.A., 1979. Groundwater, Prentice Hall, USA, 604p

IAH (International Association of Hydrogeologists)1979, Map of Mineral and Thermal Water of Europe Scale : 1:500,000,IAH, United Kindom.

Şahinci A, 1991, 1986. Doğal suların jeokimyası Akdeniz Üniv, Isparta Mühendislik Fakültesi

TSE 266 1997. Türk Standartları Enstitüsü; Sular-İçme ve Kullanma Suları

Uras, Y., Akkaya (Feke) ve Orta Anadolu Fluoritlerinin Nadir Toprak Elementleri (NTE) İncelemesi; Ç.Ü Fen Bilimleri Enst. Yüksek Lisans Tezi 16,30,89 Adana

Ünsal A., Afşin M., 1999. Hydrochemical and isotopic properties of the Mahmutlu and Bagdatoglu mineralized thermal springs, Kırşehir, Turkey Hydrogeology Journal 7 : 540±545

WHO, 1948. The World Health Organization is the United Nations specialized agenncy for health. It was estabilieshed on 7 April 1948. WHO's obcetive, as set out in its Constitution, is the attainment by all peoples of the highest possible level of health.

Yaman, S., 1984. Bayındır (Kaman) Florit filonlarının termo optik analizi. Yerbilimleri - 11,23 - 30

Yaman, S., 1985a. Akçakent (Çiçekdağı-Kırşehir) yöresi Fluorit yataklarının jeolojisi ve sıvı kapanım

çalışmaları. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni c.22, s.73-78

Yaman, S., 1985b. Bayındır (Kaman) Florid filonlarında nadir toprak elementleri Jeokimyası. jeoloji mühendisliği, 25,39-44.

Yaman, S., 1989. Pöhrenk (Kırşehir) Fluorit mineralleşmesi ve kökenine bağlı sıvıların fizikokimyasal özellikleri Doğa 13 257-265

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | HAZİRAN JUNE | 2008 | SAYI NO 52 | ISSN 1019-1003

SARIKAVAK (MERSİN) MANYEZİT YATAKLARININ JEOKİMYASAL İNCELEMESİ

Güzide ÖNAL ve Mustafa AKYILDIZ
Ç.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

ÖZET: *Bu çalışmada, Sarıkavak (Mersin) bölgesinde yer alan manyezitlerin özellikleri jeokimyasal açıdan değerlendirilmiştir. Bölgeden alınan 4 adet numune üzerinde XRD, ana element, iz element ve NTE analizleri yapılmıştır. Yapılan XRD sonuçlarına göre örneklerde manyezit ve dolomit saptanmıştır. Sarıkavak manyezitleri MgO, SiO_2, CaO ortalamaları sırasıyla %46,75; %0,30; %1,64 arasında değişmektedir. İz element analizlerinde Ni, Sr, Ba, Zn ve Cu'ın yüksek olduğu belirlenmiştir. Bölge manyezitlerinin; manyezitin oluşumunu gösteren faz diyagramında manyezit+serpantinit ve manyezit+kuvars kısmına denk düştüğü belirlenmiştir. Talkın olmayışı cevherleşme ısısını 300°C'den daha az ve %4'ten daha az CO_2 içeren bir sıvıdan çökelim olduğunu göstermektedir. Bu verilere dayanarak Sarıkavak dolayındaki manyezit yataklarının ultramafik kayaçların ayrışmasıyla, kriptokristalin tipte yataklandığı sonucuna varılmaktadır.*

GEOCHEMICAL INVESTIGATION OF THE MAGNESITE DEPOSITS OF SARIKAVAK (MERSİN)

ABSTRACT: *In this study, the magnesite deposits in Sarıkavak (Mersin) region were evaluated through the geochemical perspectives. The XRD, major elements, trace elements and REE analyses were conducted on 4 samples taken from region. According to the XRD analyses, the mineral paragenesis of the Sarıkavak region is found as magnesite and dolomite. The average percentages of MgO, SiO_2 and CaO values for the Sarıkavak magnesites were found %46.75, %0.30, and %1.64, respectively. According to the trace element analyses high Ni, Sr, Ba, Zn and Cu values were determined. The samples are characterized by magnesite+serpantinite and magnesite+quartz in accordance with the phase diagram of magnesite. Absence of talc suggest that the mineralisation was occurred in a solution that its' temperature was below 300 °C and CO_2 percentage was lower than 4. Finally it is concluded that Sarıkavak magnesite deposites are in cyriptocristallen type that derived from the ultramafic rocks by weathering processes.*

1. GİRİŞ

Manyezit, bir magnezyum karbonat olup ($MgCO_3$) teorik olarak %47,62 MgO ve %52,38 CO_2 içermesine karşın, değişik oranlarda demir, kalsiyum, mangan ve alüminyum elementlerini bulundurur. Mineral genellikle iri kristalli (spatik manyezit) ve ince taneli (kriptokristalin-jel manyezit) olarak bulunmaktadır. Kriptokristalin manyezit ultrabazik kayaçlar içerisinde damar, stokvörk şeklinde bulunurken, kristalin manyezit genellikle kireçtaşı ve dolomit içinde demir, kalsiyum ve silisle beraber masif tabakalar halinde bulunur.

İnanç (1979), Fakılar (Tarsus-Mersin) dolayında yer alan birimleri ayırtlamıştır. Juteau (1980), Türkiye Ofiyolitleri adı altında yapmış olduğu çalışmasında Mersin Ofiyoliti içerisinde yer alan kayaçları belirtmiştir. Açlan (1996) Namrun güneydoğusu (Mersin) yöresinin jeolojik ve petrografik incelemesini yapmıştır. Keniş 1988'de Sarıkavak (Tarsus-Mersin) dolayında manyezitler üzerinde yapmış olduğu çalışmasında bölgede yer alan manyezitlerin mineral parajenezini ve cevherleşmesini ortaya koymuştur.

Çalışma alanı; Mersin ili Tarsus ilçesinin yaklaşık 45 km kuzeyindeki Sarıkavak Köyü dolaylarında, Kozan N33d3 paftası içerisinde bulunmaktadır (Şekil 1).

Bu çalışmanın amacı; Sarıkavak Köyü çevresinde yüzeylenen manyezitlerin jeokimyasal özelliklerini ortaya koymak ve jenezini yorumlamaktır.

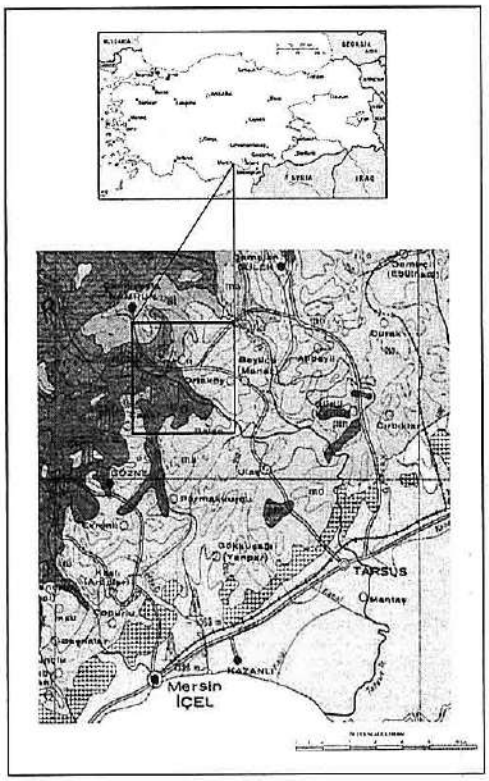
2. MATERYAL VE METOD

Jeokimyasal analizler için alınan örneklerin ana, iz ve nadir toprak element içerikleri Acme Analytical Laboratories (KANADA)'da, mineralojik analizleri XRD yöntemiyle MTA'da yaptırılmıştır.

3. BÖLGENİN JEOLOJİSİ VE STRATİGRAFİSİ

Bölgede Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı kaya birimleri bulunmaktadır. Temeli Demirkazık formasyonu oluşturmakta olup üzerine sırasıyla, Üst Kretase yaşlı Magmatik kompleks (Fındık karmaşığı), Ofiyolitik seri (Mersin Ofiyoliti), Oligosen-Alt Miyosen yaşlı Gildirli, Alt-Orta Miyosen yaşlı Kaplankaya ve Karaisali formasyonu gelmektedir. Bölgedeki en genç çökelim ise Kuvaterner yaşlı alüvyonlar ile temsil edilmektedir (Şekil 2). Mersin ofiyoliti başlıca çok büyük harzburjit dilimleri ile bunları yoğun biçimde kesen toleyitik diyabaz daykları ve birkaç cm kalınlığa ulaşan dunit, harzburjit, ortopiroksenit bantlaşmalarından meydana gelmektedir (Juteau, 1980).

Bölgedeki ofiyolitik birimin büyük bölümünü genelde serpantinize harzburjit oluşturmaktadır. Bunun yanı sıra, serpantinize dunit, serpantinize lerzolitler de yer yer gözlenmektedir. Ofiyolitik serinin içerisinde gözlenen farklı kayalar, manyezit cevherleşmesinin bulunduğu yerlerde ofikalsit, spilit, anortozit, granofir, mikrodiyorit ve amfibol şistler de bulunmaktadır (Açlan, 1996).



Şekil 1. Sarıkavak (Mersin) bölgesinin yer bulduru haritası (MTA).

4. CEVHERLEŞME

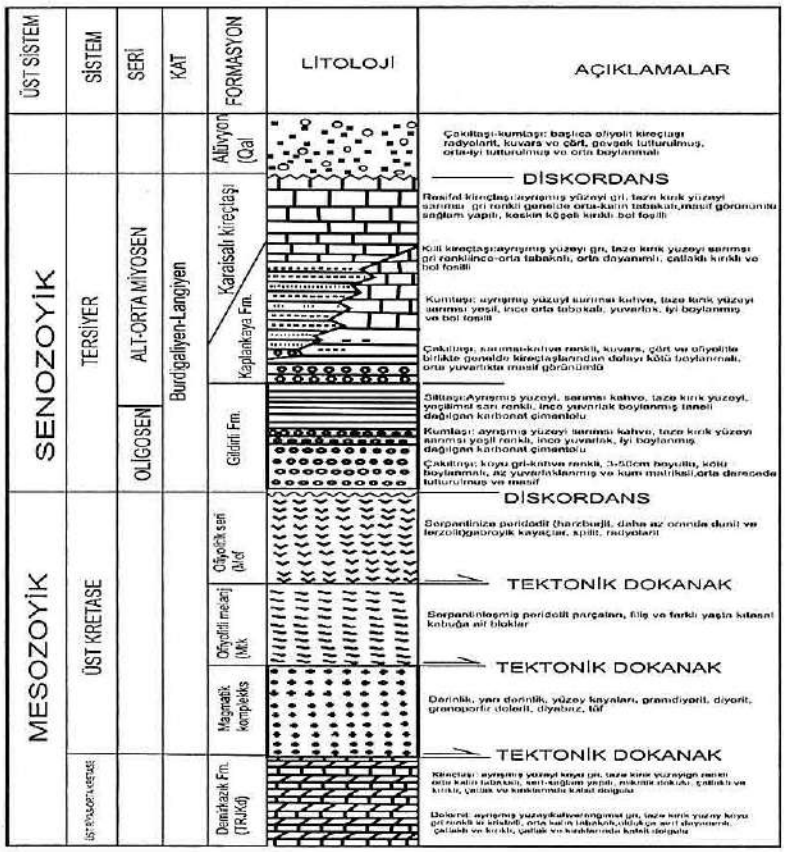
Manyezit cevherleşmesi, Sarıkavak Köyü'nün güneyinde Sayaltı Pınarı, Çaltı kuyu, Akyaşlıburun Tepe ile Sapancıkaya Tepe dolaylarında görülmektedir. Manyezitler çoğunlukla beyaz, yer yer hafif sarımsı beyaz renklerde ve oldukça homojen bir görünüme sahiptirler (Şekil 3).

Bölge manyezitleri, Mersin Ofiyoliti olarak adlandırılan ultrabazik kayaçlar içerisinde, çeşitli büyüklüklerde damar ve damarcıklar şeklinde, ofiyolitlerdeki kırık-çatlak ve diğer süreksizlik zonlarında bulunmaktadır. Bu zonlar boyunca uzanan cevherleşmelerin geometrileri bu yapıların şekline uygun olarak gelişmiştir. İşletme amacıyla yapılan bazı yarmalarda, cevherleşmelerin yüzeye yakın kesimlerinde geniş, aşağı inildikçe daralan bir şekle sahip oldukları ve buna benzer olarak serpantinleşmenin de yüzey ve yüzeye yakın kesimlerde yoğun, aşağı doğru azaldığı gözlenmiştir.

Damarların bir kısmında damar-yan kayaç kontağında belirli kalınlıkta manyezit sıvası vardır. Bu manyezit sıvası çoğu yerde serpantinit breşleri içermektedir. Diğer damarlarda ise cevher-yan kayaç ilişkisi oldukça keskin olup yan kayaçta manyezit sıvası pek gözlenememektedir.

Keniş (1988) tarafından manyezit damarlarının özellikle yan kayaç dokanaklarının, saha incelemeleri sonucu parajenezin manyezit-serpantinit şeklinde gerçekleştiği, bunların yanında bazı kesimlerde az miktarda kromit ile manyetitin bulunduğu belirlenmiştir. Ayrıca kimyasal analizler sonucunda silis ve kalsitin de parajenezde düşük bir oranla yer aldığını belirtmiştir.

Manyezit yatakları bölgede gelişen tektonik hareketler sonucu çeşitli deformasyonlara uğramışlardır. Yapısal hareketlerin ikinci bir etkisi ise bazı damarların cevher-yan kayaç dokanaklarında breş oluşması şeklinde kendini göstermektedir. Mineralleşmeye eş zamanlı tektonik deformasyonlar gözlenememiştir.



Şekil 2. Sarıkavak dolayının Mesozoyik stratigrafisi (Açlan, 1996'dan yararlanılarak).

5. MİNERALOJİK VE JEOKİMYASAL BULGULAR

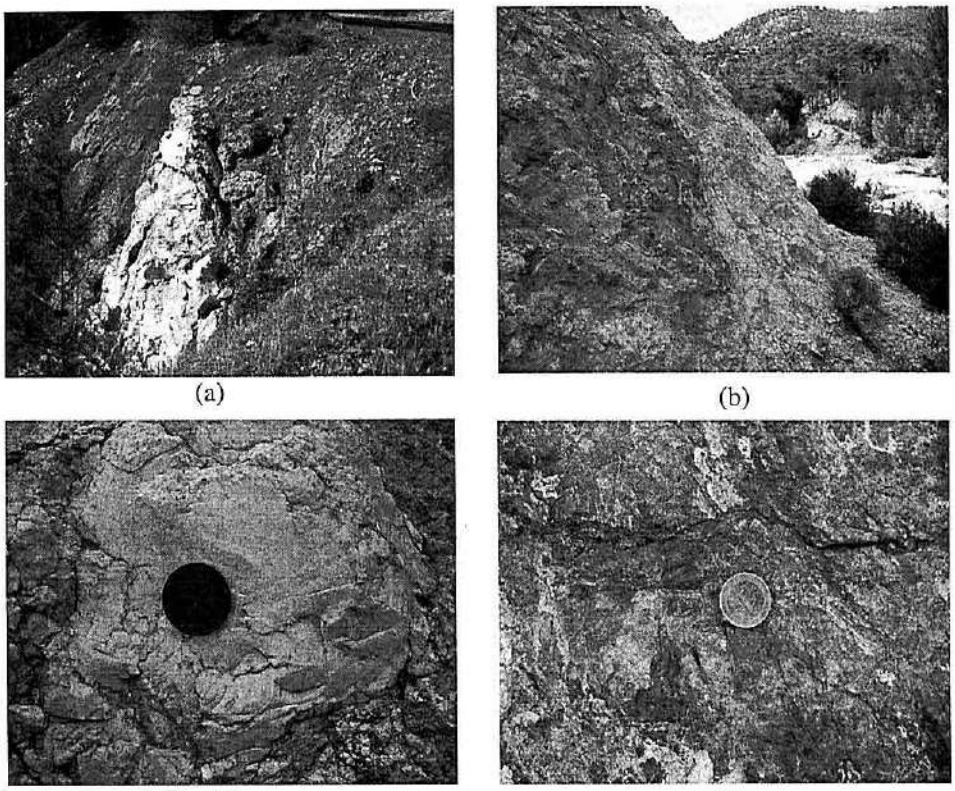
5.1. XRD Bulguları

Bölgeden alınan 4 örnek (T1, T2, T3, T4) üzerinde yapılan XRD çalışmaları sonucunda manyezit ($MgCO_3$) ve dolomit ($CaMg(CO_3)_2$) tespit edilmiştir (Şekil 4 (a), (b), (c), (d)). Bu sonuçlara göre manyezit 2.700 Å pikler gösterirken, dolomit 1.500 Å doluylrında pikler vermektedir.

5.2. Ana Element Analiz Bulguları

Bölgeden derlenen örneklerin (T1, T2, T3, T4) ana element analiz sonuçları Çizelge 1'de verilmiştir. Buna göre; Sarıkavak manyezitleri ortalama %46,75 MgO, %0,04 Al_2O_3, %0,09 Fe_2O_3, %0,30 SiO_2 ve %1.64 CaO içerirler.

Örnekler içerisinde en yüksek MgO değeri T3 (%47,46), en düşük değer ise T1 (%46,06) örneğindedir. Bunun dışında SiO_2, CaO, Al_2O_3 ve Fe_2O_3 değerlerinde pek belirgin bir değişiklik yoktur.



(a) (b) (c) (d)

Şekil 3. Sarıkavak dolayında gözlenen manyezit cevherleşmeleri (a, b, c) ve bölgede gözlenen serpantinit (d).

Örneklerin ana element kimyası, mineralojik bileşimini yansıtmaktadır (Çizelge 1).

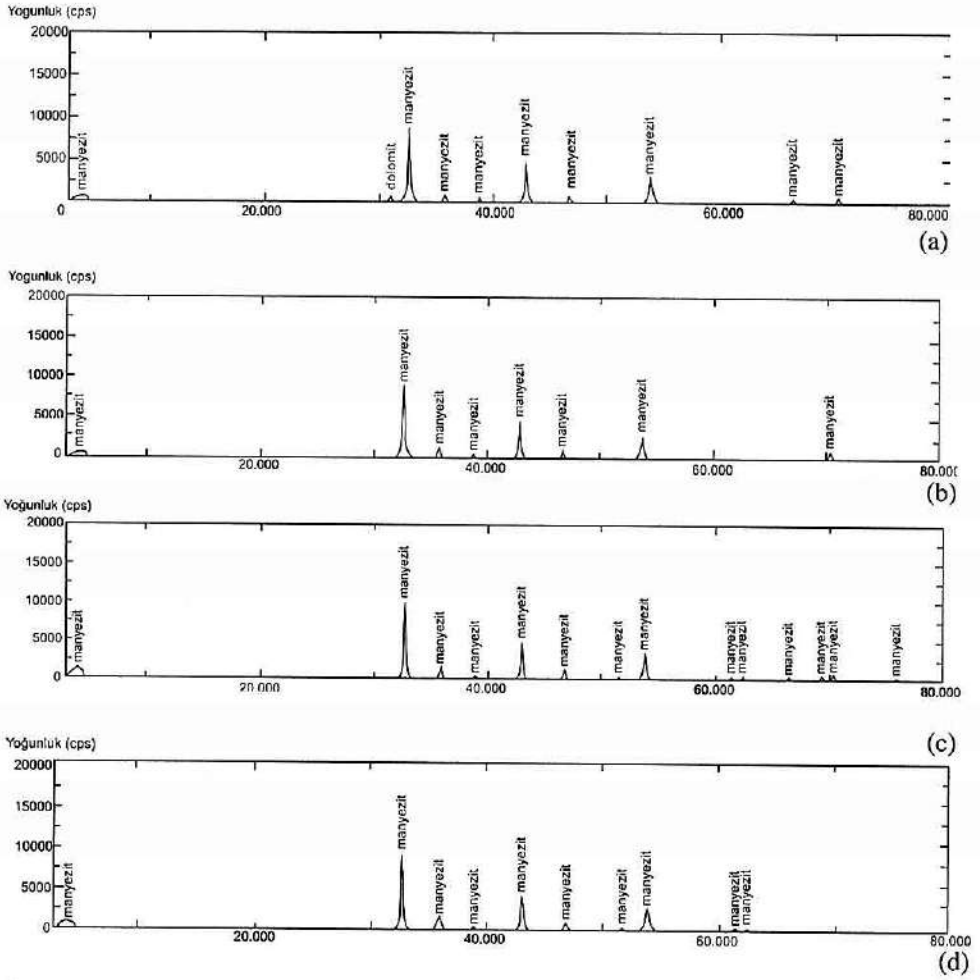
5.3. İz Element Analiz Bulguları

Derlenen örneklerin iz element analiz sonuçlarında Sr, Cu, Zn, Ba, Ni ve Co değerlerinde farklılıklar saptanmıştır. Sr, Ba, Cu ve Zn'daki artış, sıcak sulu eriyiklerin manyezitli serpantinit içerisinde daha rahat dolaşmasına (daha fazla kırıklı olduğundan) ve dolaştığı yerlerde bu elementleri bırakmasına bağlanabilir.

Ni, Co'a oranla daha mobil bir element olduğundan, hidrotermal veya yüzey suları etkisinde kalan serpantinitlerde, kısmen yıkanarak ortamdan uzaklaşmıştır. Böylece manyezitlerdeki Ni değerlerindeki fark, Co'a göre daha fazla olabilmektedir. Buna karşılık diğer iz element değerlerinde ise belirgin farklılıklar bulunmamaktadır (Çizelge 2).

5.4. Nadir Toprak Element Analiz Sonuçları

Bölgeden alınan manyezit örneklerinin nadir toprak element miktarının oldukça



Şekil 4. Sarıkavak dolayından alınan manyezit örneklerinin (a: T1; b: T2; c: T3; d: T4) XRD diyagramları.

Çizelge 1. Çalışma alanından derlenen örneklerin ana element içerikleri (%) (M: Manyezit; D: Dolomit).

Örnek No	MgO	Al_2O_3	Fe_2O_3	SiO_2	CaO	A.K.	Mineral
T1	46,06	0,03	0,09	0,2	2,55	51	M, D
T2	46,43	0,07	0,14	0,53	1,82	50,9	M, D
T3	47,46	0,03	0,11	0,37	0,89	51,1	M, D
T4	47,07	0,03	0,04	0,13	1,3	51,4	M, D
Ortalama	46,75	0,04	0,095	0,308	1,64	51,1	

Çizelge 2. Çalışma alanından derlenen örneklerin iz element içerikleri (miktarlar ppm cinsinden).

Örnek No	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Cd	Sb
T1	<0,1	1,1	0,4	1	91,7	<0,5	<0,1	<0,1
T2	0,1	1,1	0,2	1	48,1	<0,5	<0,1	<0,1
T3	0,1	0,4	0,2	1	69,4	<0,5	<0,1	<0,1
T4	<0,1	0,7	0,2	1	74,4	<0,5	<0,1	<0,1
Örnek No	**Bi**	**Ag**	**Au(ppb)**	**Hg**	**Tl**	**Se**	**Sc**	**Ba**
T1	<0,1	<0,1	0,8	0,02	<0,1	<0,5	<1	1
T2	<0,1	<0,1	0,9	0,01	<0,1	<0,5	<1	0,7
T3	<0,1	<0,1	1	<0,01	<0,1	<0,5	<1	0,9
T4	<0,1	<0,1	<0,5	<0,01	<0,1	<0,5	<1	0,7
Örnek No	**Be**	**Co**	**Cs**	**Ga**	**Hf**	**Nb**	**Rb**	**Sn**
T1	<1	8,7	<0,1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<1
T2	<1	4,3	<0,1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<1
T3	<1	9,4	<0,1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<1
T4	<1	7,1	<0,1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<1
Örnek No	**Sr**	**Ta**	**Th**	**U**	**V**	**W**	**Zr**	**Y**
T1	39,8	<0,1	0,1	<0,1	<5	0,1	<0,5	0,4
T2	27,5	<0,1	<0,1	<0,1	5	<0,1	<0,5	1
T3	6,1	<0,1	<0,1	<0,1	<5	0,1	<0,5	<0,1
T4	6,5	<0,1	0,1	<0,1	<5	<0,1	0,7	0,1

düşük olduğu görülmüştür (Çizelge 3). Bu durum manyezitin kristal kafesine kristallenme esnasında Mg'a göre büyük iyon çapına sahip olan nadir toprak elementlerin girmemesinden kaynaklanmaktadır.

5.5. Sarıkavak Dolayındaki Manyezitlerin Oluşum Koşulları

Bölgede serpantinit içeren, yan kayaca sıvanmış şekilde manyezit sıvası görülmekte ve cevher-serpantinitli manyezit sıvası-yan kayaç şeklinde bir geçiş söz konusudur. Yatak-yan kayaç dokanağındaki bu geçiş zonunda manyezitin metasomatoz ile serpantinitin yerini almaktadır. Fakat cevherleşmenin merkezine doğru bu etki azalarak kaybolmakta, cevher temiz ve saf bir görünüm almaktadır.

Serpantinleşme yüzeyden aşağıya doğru inildikçe azalmış ve yan kayaçlar

Çizelge 3. Çalışma alanından derlenen örneklerin nadir toprak element içerikleri (miktarlar ppm cinsinden).

Örnek No	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
T1	0,5	0,5	0,04	0,4	0,2	0,05	0,05	0,01	0,05	0,05	0,07	0,05	0,06	0,02
T2	0,5	0,5	0,07	0,4	0,1	0,05	0,09	0,03	0,08	0,05	0,1	0,05	0,07	0,02
T3	0,5	0,5	0,02	0,4	0,1	0,05	0,05	0,01	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,01
T4	0,5	0,5	0,02	0,4	0,1	0,05	0,05	0,01	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,01

yarma yapılan yerlerde, cevherleşmeye çok yakın kesimlerinde bozuşmamış ve ilksel konumlarını korumuşlardır. Bu durumda, metasomatoz ile birlikte; peridotitlerin hidratlaşarak serpantinite dönüşmesi sırasında açığa çıkan Mg doygunluk sınırına eriştiğinde, karbonik asit içeren sular ile kimyasal reaksiyonu sonucu, muhtemelen brusit, hidromanyezit şeklinde çökelmiş, bu minerallerin de dehidratlaşması ile duraylı faz olan manyezitin oluştuğu düşünülmektedir.

Diğer damarlarda cevher- yan kayaç ilişkisi oldukça keskin olup yan kayaçta ornatma izleri gözlenememektedir. Bu tür yataklarda oluşum, çalışma alanı ve çevresinde yaygın olarak gözlenen peridotitlerin hidratlaşması ile serpantinite dönüşmesi sırasında gerçekleşmektedir. Gelişen bu olay sonucu, oldukça aktif bir element olan Mg açığa çıkmaktadır. Mg ortamda doygunluk derecesine vardığı zaman karbonik asit içeren sular ile kimyasal reaksiyona girerek, kırık-çatlak ve diğer süreksizlik zonlarında çökelmektedir. Bu aşamada manyezit çökelmesi için gerekli olan karbonik asitin kökeninin ne olduğu düşünülebilir. Yağmur suları ile çalışma alanı ve yakın çevresinde yaygın olarak bulunan karbonatlı kayaçlar, karbonik asite kaynak olabilecek niteliklere sahiptirler.

Arazi çalışmaları ve jeokimyasal veriler dikkate alındığında, manyezit oluşumunun ofiyolit yerleşmesinden sonra ve buna bağlı olarak muhtemelen basınç ve sıcaklık (P ve T) koşullarının azalması ile birlikte geliştiklerini göstermektedir. Yataklanmanın mikrokristalin yapısı ve derinlere doğru kamalar şeklinde incelmesi mineralleşmenin, düşük P,T koşullarını yansıtan yukarıdan aşağıya doğru oluşum niteliğindedir. Ancak, yüzeysel koşullarda (1 atm, 25°C) manyezitin doğrudan kristalleşemeyeceği buna karşın hidromanyezitin kristalciklerinin ilk olarak oluşabildiği deneysel olarak gösterilmiştir (Johannes, 1969; Christ ve Hostetler, 1970; Sayles ve Fyfe, 1973; Yeniyol, 1982). Mg^{+2} ve CO_2'ce zengin sulardan doğrudan manyezit çökelimi için 60°C'nin üzerinde bir sıcaklık ve değişik parametreler de gerekmektedir.

İncelenen manyezit örneklerinde hidrate magnezyum mineralleri ve

bunların izlerine pek rastlanmamıştır. Parajenezde silisin olmaması ve manyezit minerallerinde deformasyon izleri gözlenmemesi, manyezitlerin yüzey koşullarına yakın koşullarda, sakin tektonizma içerisinde oluştuklarına kanıt sayılabilir. Muhtemelen hidromanyezit kristalcikleri şeklinde toparlanan $MgCO_3$'ın daha sonraları oldukça stabil olan manyezite dönüştüğünü düşünmek en uygun varsayımdır.

Ultramafiklere bağlı manyezit yatakları için genel olarak kabul edilen, yan kayaç içindeki MgO'in zamanla, gerek yüzey sularının, gerekse volkanik kökenli ve derine inerek ısınan suların içinde bulunan CO_2 ile reaksiyona girerek jel haline gelen magnezyum karbonatın çatlak zonlarını doldurması ile oluşmasıdır.

Çağlar ve Özgönül (1982) manyezitlerin serpantinitlerde yoğun olarak görülen KB-GD yönlü ekstansiyon çatlaklarında, tali olarak gelişen GB-KD yönlü çatlaklarda ve DB yönlü boyuna çatlak sistemlerine kriptokristalin manyezitin dolmasıyla oluştuklarını belirtmişlerdir. Buna göre manyezitin, yan kayacın ana unsuru olan olivin içindeki MgO'in yüzey ve hidrotermal sulardaki CO_2 ile birleşmesi şeklinde oluşabileceğini belirtmişlerdir.

Yan kayaç içerisinde bulunan Ni, Co daha çok üst zonlarda yani cevher içerisinde artmaktadır. Bu durum; cevherli çözeltilerin üst zonları daha fazla ayrıştırarak (daha çok kırıklı olduğundan), mobilize olan Ni, Co'ı bünyesine almasına ve manyezitin içerisinde çökeltmesine bağlanabilir. Ni, Co'a göre daha mobil olduğundan Ni oranlarında daha yüksek değerler görülmektedir.

Bölgedeki manyezitlerle birlikte talkın olmayışı dikkate alındığında, manyezitlerin oluşum ısısının Şekil 5'deki diyagrama göre 300°C'den daha düşük ısılarda olması gerekir. Çünkü ısı artması ile birlikte manyezit-kuvars birliği serpantin-talk tarafından replase edilecektir. Johannes (1969), talkın olmayışını, 300°C'den daha az mineralizasyon ısısı ve %4'ten daha az CO_2 içeren bir sıvıdan çökelim olmasına bağlamaktadır. Buna göre talkın olmayışı nispi olarak, düşük oluşum ısısını göstermektedir.

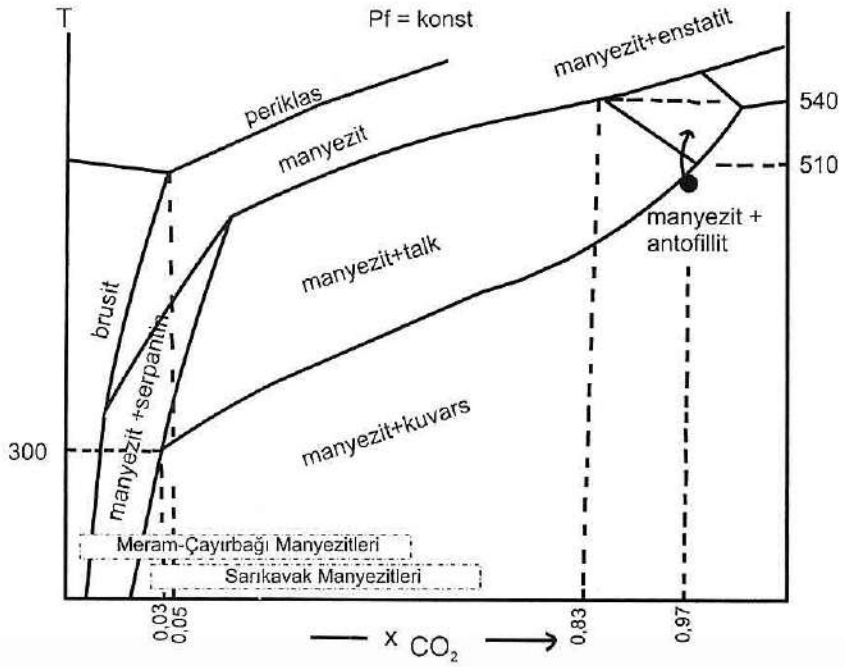
Zedef (1994) tarafından Konya manyezitleri üzerinde yapılan $\delta_{13}C$ ve $\delta_{18}O$ izotop çalışmalarında manyezitlerin oluşum ısısını yaklaşık 80-100°C olduğunu ortaya koymaktadır. Benzer özellik taşıyan Sarıkavak (Mersin) bölgesindeki manyezitlerin de aynı oluşum ısısına sahip olabileceği düşünülmektedir.

6. SONUÇLAR

Sarıkavak dolayından alınan örneklerin XRD analiz sonuçlarında manyezit, ferro manyezit ve dolomit saptanmıştır. Mineral parajenezinin bu şekilde saptanması suyun kimyasal yapısının Ca-Mg tipinde olmasından kaynaklanmaktadır.

Sarıkavak dolayında bulunan manyezitlerin MgO ortalaması %46,75; SiO_2 ortalaması %0,30 iken CaO ortalaması %1,64'tür.

Örneklerde Ca, Mg ve Al değerlerinde görülen düşme, ultramafik kayaçların



Şekil 5. Manyezitin oluşumunu gösteren faz diyagramı (Johannes, 1969).

ayrışması sırasında bu elementlerin mobilize olarak kayaçtan uzaklaştığını göstermektedir.

Cu, Zn, Ba ve Sr'daki artış, sıcak sulu eriyiklerin manyezitli serpantinit içerisinde daha rahat dolaşmasına (daha fazla kırıklı olduğundan) ve dolaştığı yerlerde bu elementleri bırakmasına bağlanabilir. Ni, Co'a oranla daha mobil bir element olduğundan, hidrotermal veya yüzey suları etkisinde kalan serpantinitlerde, Ni kısmen yıkanarak ortamdan uzaklaşmıştır. Böylece manyezitlerdeki Ni değerlerindeki fark, Co'a göre daha fazla olabilmektedir.

Analiz sonuçlarına göre bölge manyezitlerinin; manyezitin oluşumunu gösteren faz diyagramında manyezit+serpantinit ve manyezit+kuvars kısmına denk düştüğü belirlenmiştir. Parajenezde talkın olmayışı ise 300°C'den daha az mineralizasyon ısısını ve %4'ten daha az CO_2 içeren bir sıvıdan çökelim olmasını işaret etmektedir. Zedef (1994)'in Sarıkavak (Mersin) bölgesindeki manyezitlerle benzer özellik taşıyan Konya manyezitleri üzerinde yapmış olduğu izotop çalışmalarına dayanarak, manyezitlerin oluşum ısısının 80-100°C arasında olduğu düşünülmektedir.

Bu verilere dayanarak Sarıkavak (Mersin) dolayındaki manyezitlerin ultramafiklerin (Mersin Ofiyoliti) ayrışmasıyla, kriptokristalin tipte yataklandığı sonucuna varılmaktadır.

7. KAYNAKLAR

Açlan, M., 1996. Namrun güneydoğusu (Mersin) yöresinin jeolojik ve petrografik incelemesi. Ç.Ü.F.B.E. Yüksek Lisans Tezi, 88, Adana.

Christ, C.L. ve Hostetler, P.B., 1970. Studies in the system MgO-SiO_2-CO_2-H_2O (H): The activity-product constant of magnesite. Am. J. Sci., 268, 439-453.

Çağlar, T.A., Özgönül, E., 1982. Mersin-Tarsus ilçesi Sarıkavak Köyü AR 23133 Ruhsat Numaralı Manyezit Sahası etüd raporu: MTA raporu, Konya.

İnanç, A., 1979. Fakılar (İçel-Tarsus) dolayının jeolojisi. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Genel Jeoloji Kürsüsü (Jeoloji Yüksek Mühendisliği, diploma çalışması) İstanbul.

Johannes, W., 1969. Siderit-Magnesit mischkristallbilldung im system Mg^{+2}-Fe^{+2}-CO_3^2-Cl_2^2-H_2O. Contr. Miner. Petrol., 21, 311-318.

Juteau, T., 1980. Ophiolites of Turkey, Ofioliti Spec., iss., 2, 199-237.

Keniş, N., 1988. Sarıkavak (Tarsus-Mersin) Manyezit Yataklarının Jeolojisi ve Metallojenisi, Çukurova Müh. Mim. Fak. Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Yüksek Lisans Tezi. Adana, 64 s.

Sayles, F.L. ve Fyfe, W.S., 1973. The crystallization of magnesite from aqueous solition. Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 87-99.

Yeniyol, M., 1982. Yunak (Konya) manyezitlerinin oluşum sorunları, değerlendirilmeleri ve yöre kayaçlarının petrojenezi. İstanbul Yerbilimleri Dergisi, İstanbul, Cilt 3, Sayı 1-2, 21-51.

Zedef, V., 1994. Origin Of Magnesite In Turkey, A Stable Isotope Study, University of Glosgow, Doktora Tezi, 175.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 2008 SAYI 52 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

YOĞUNOLUK (KADİRLI-OSMANİYE) BOKSİT YATAĞININ PETROGRAFİK VE JEOKİMYASAL İNCELEMESİ

Mustafa AKYILDIZ, Semiha İLHAN
Ç.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye
Yusuf URAS
Sütçüimam Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Kahramanmaraş/Türkiye

ÖZET: *Ülkemiz boksit yataklarının %95'inin Toros kuşağı içerisinde yeraldığı bilinmektedir. Bu çalışmada Doğu Toroslar'da Kadirli (Osmaniye) ilçesinin kuzeyinde yer alan Yoğunoluk boksit cevherleşmelerinin mineralojik ve jeokimyasal özellikleri incelenmiştir. Boksit yatakları Üst Kretase yaşlı Andırın Kireçtaşılarındaki boşluk ve süreksizlikler içerisinde düzensiz kütleler, mercek ve karstik dolgular halinde yer almaktadır. Yapılan mikroskobik incelemelerde cevherleşmenin parajenezi diyaspor, hematit, manyetit ve kuvars olarak saptanmıştır. XRD çalışmalarında ise diyaspor, böhmit, hematit, pirit, anatas, kaolen, montmorillonit, illit, kalsit ve kuvars saptanmıştır. Boksit cevherleşmesinde diyaspor, hematit veya kil minerallerinin yayılımına bağlı olarak, farklı görünümlere sahip siyah boksit, kahverengi boksit ve killi boksit ortaya çıkmaktadır. Bu cevher türleri birbirlerine yanal ve düşey geçişler göstermektedirler.*

Çalışma alanından alınan yan kayaç, terra-rossa ve boksit örneklerinden ana ve iz element analizleri yaptırılmıştır. Boksit örnekleri üzerinde yapılan ana element analizleri sonucunda ortalama %47.78 Al_2O_3, %9.17 SiO_2, %25.47 Fe_2O_3, %2.81 TiO2 bulunmuştur. Bu veriler boksitlerin, silis ve demir bakımından zengin olduğunu göstermektedir. Al_2O_3, Fe_2O_3 ve TiO_2 ile kuvvetli pozitif, CaO, SiO_2, Na_2O, K_2O ve MnO ile negatif korelasyon göstermektedir. Boksitin kalitesi ise içerisinde bulunan Al_2O_3, Fe_2O_3 ve SiO_2 değerleriyle belirlenebilmektedir. Al_2O_3/SiO_2 oranlarına göre boksit sınıflamasında Yoğunoluk boksitleri 3. sınıf boksit grubunda yeralmaktadır.

PETROGRAPHIC AND GEOCHEMICAL INVESTIGATION OF THE YOĞUNOLUK (KADIRLİ-OSMANİYE) BAUXITE DEPOSITS

ABSTRACT: *The 95 % of the bauxites deposits in Turkey are located in Taurus Belt. In this study, the formation of the Yogunoluk bauxite deposits, situated in Kadirli (Osmaniye) at the Eastren Taurus Belt is studied by geochemical perspective.*

The bauxite deposites in the region are found irregular form in the karstic structures and along the discontinuities. Microscopic investigations revealed that the mineral paragenesis is formed by diaspore, hematite, magnetite, illite, and quartz minerals. The mineralization paragenese after XRD results analyses is diaspore, boehmite, hematite, pyrite, anatase, kaolinite, montmorillonite, illite, calcite, quartz . In the mineralization, due to the extention of the diaspore, hematite and clay minerals, black, brown and clay bauxites are prevailed in the region and they present vertical and horizantal transitions between eachother.

The major and trace analyses were made on host rocks, terra- rosa and bauxite mineralisations. According to the major element analysis in bauxite samples results the mean values of Al_2O_3, SiO_2 Fe_2O_3, and TiO_2 are found 47.78%; 9.17%; 25.47%; 2.81%, respectively. High silica and iron ratios were determined in the bauxites. Al_2O_3 present highly positive correlation with Fe_2O_3 and TiO_2, and negative correlation with CaO, SiO_2, Na_2O, K_2O and MnO. The bauxite is show as third quality according to the classsification regarding Al_2O_3/SiO_2 ratios.

1. GİRİŞ

Çalışma alanı Doğu Toroslar' da yer alan Kadirli (Osmaniye) ilçesinin 33 km kuzeyinde yer almaktadır (Şekil 1).



Şekil1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.

Bölgede ilk olarak Blumental (1944) çalışma yapmış ve Üst Devoniyen, Permo-Karbonifer, Jura ve Kretase yaşlı kayaçların varlığını tespit etmiştir. Kozlu ve diğ. (1978) Andırın-Göksun-Saimbeyli çevresinde gerçekleştirdikleri çalışmalarda bölgede yer alan allokton ve otokton birlikleri ayırtlamışlardır. Kozlu (1997) Misis-Andırın dolayının stratigrafi çalışmasında Misis-Andırın Tersiyer basenini tanımlamış, Bulgurkaya Formasyonu altında Üst Eosen–Oligosen yaşlı olistrostromal birimi tanımlayarak bu olistrostrom içindeki blokların Misis-Andırın birliğine ait olduğunu vurgulamıştır. Doğu Toroslar'daki boksit oluşumunlarından ilk olarak Blumental (1956) bahsetmiş ve bunların yaşının Permo-Karbonifer olduğunu söylemiştir. Eroskay ve diğ. (1978)' in yaptıkları çalışmalarda da Andırın kireçtaşları içindeki erime boşluklarının kırmızı toprak ve boksit dolgularının varlığına

dikkat çekmiştir.

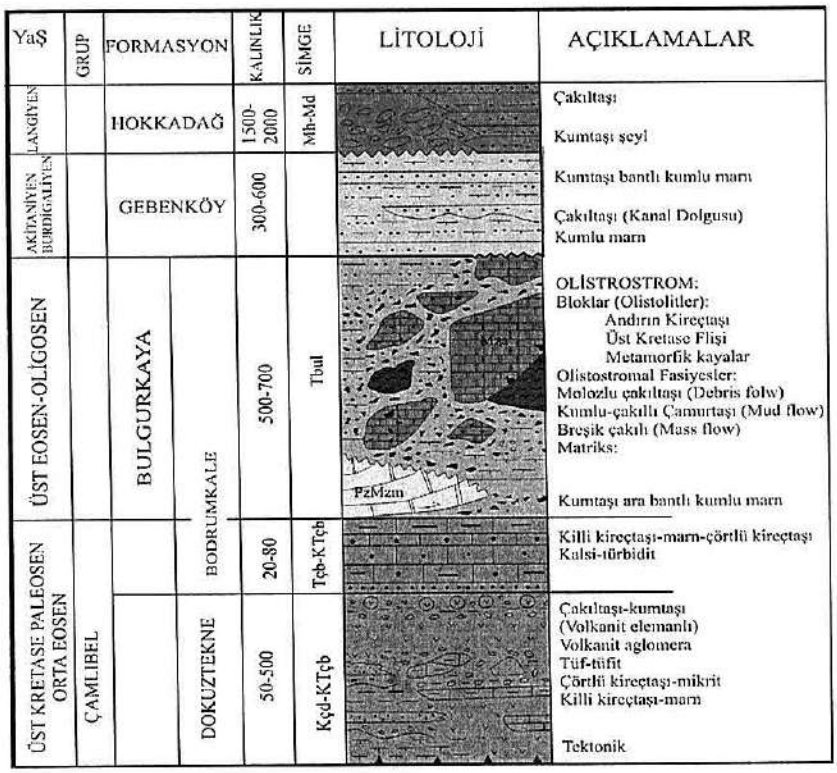
Bölgede bulunan kireçtaşı, terra-rossa ve boksitlerden örnekleme yapılmıştır. XRD-Difraktomları MTA Genel Müdürlüğü'nde ve jeokimyasal analizler Acme (Kanada) laboratuvarlarında yaptırılmıştır.

Bu çalışmada bölgede bulunan boksit yatağının jeolojik, petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin incelenmesi amaçlanmıştır.

2. JEOLOJİK YERLEŞİM

Çalışma alanında stratigrafik olarak en altta bulunan Üst Kretase-Orta Eosen yaşlı Dokuztekne Volkano-Sedimanterleri tabanda spilitik volkanitlerle başlamakta, daha sonra ortaç volkanitlere, üste doğru tüfit ve aglomeralara geçmektedir. İstifin içinde yer yer marn, killi-kumlu kireçtaşı ve olistrostromal çakıltaşı-kumtaşı seviyeleri bulunmaktadır (Kozlu,1997) (Şekil 2).

Dokuztekne Volkano-Sedimanterleri üzerinde bulunan Bulgurkaya Olistrostromu Misis-Andırın havzasında Üst Eosen-Oligosen yaşlı olistrostromal çakıltaşlarıyla çevrili irili ufaklı olistolitler içermektedir. Olistolitlerle birlikte, istifin içinde tektonik dilim olarak katılmış büyük boyutlu bloklar da bulunmaktadır. Bu olistostromal istif çok aktif tektono-



Şekil 2. Çalışma alanının jeolojik haritası ve stratigrafik kesiti (Kozlu, 1997' den).

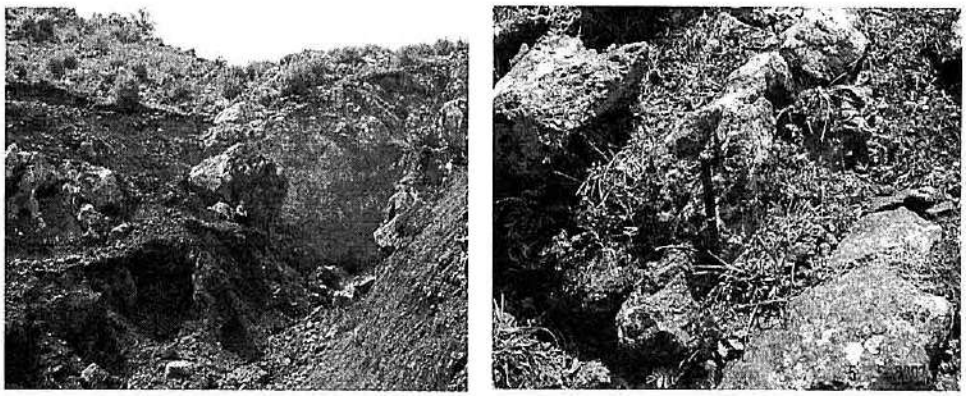
sedimanter ortamın ürünü olup, içinde bol bol olistolit bulunduran mega-breş, killi-kumlu çakıltaşları seviyeleri ile ardalanmalı çökelen türbidit özellikli kumtaşı-kalkarenit ve kumlu marn kaya türlerinden oluşmaktadır. Bulgurkaya Olistrostromu içerisinde bulunan ve Devoniyen-Kretase zaman aralığında çökelmiş Malatya Metamorfitleri, (PzMz) tabandan tavana doğru genel olarak çeşitli şist (mikaşist,kuvars-serizitşist), fillit, dolomit, mermer ve kristalize kireçtaşlarından oluşan bir istif sunmaktadır (Önal, 1995; Yılmaz ve diğ.,1987).

Pampal (1984) ve Perinçek ve Kozlu (1983)' nun çalışmalarında Andırın ve çevresinde yüzeyleyen Üst Triyas-Alt Kretase yaşlı şelf türü karbonatlarını Andırın Kireçtaşı olarak tanımlanmışlardır. Andırın Kireçtaşı konumu itibariyle çok uzun mesafeler hareket etmiştir. Bu esnada dilimlenmiş ve aşırı bloklaşmıştır (Kozlu, 1997). Çörtlü kireçtaşlarıyla başlayan Andırın Kireçtaşları, üste doğru genelde gri, yer yer açık gri renkli kireçtaşlarıyla devam etmektedir (Yümün ve Kılıç, 2002). Andırın Kireçtaşları sert, dayanımlı, yeniden kristallenmiş, orta-kalın katmanlı ve eklemlidir. Kireçtaşları, bu bölgedeki çoğu yüksek tepelerin üzerinde bir tablamsı görünüşe sebep olmuştur. Andırın kireçtaşlarında erime sonucu oluşmuş ve gelişmiş karst şekilleri yaygındır. Karstlaşma, tabandaki geçirimsiz birimlere kadar ilerlemiş, büyük erime hunileri ve mağaralar gelişmiştir. Bu erime çukurluklarına kırmızı toprak (terra-rossa) ve boksit cevherleri yerleşmişlerdir (Eroskay ve diğ., 1978).

Bulgurkaya Olistrostromunda bulunan Üst Kretase yaşlı Paşaoğlu Bloklu Flişi bol blok içeren gri renkli kumtaşı, şeyl ve olistostromal çakıltaşlarının düzensiz ardalanmasından oluşmaktadır. Alt Miyosen yaşlı Gebenköy Formasyonu; genellikle türbiditik karakterli, deforme olmuş, derin deniz çökellerle temsil edilmekte ve birimde, kumtaşı ile şeyl seviyeleri ardalanmaktadır. En üstte ise Orta Miyosen yaşlı Hokkadağ Formasyonu bulunmaktadır. Bu formasyon iri çakıltaşı kumtaşı ardalanmalı transgeresif olak örtülmektedir (Kozlu, 1997).

3. YOĞUNOLUK BOKSİT CEVHERLEŞMESİ

Bulgurkaya Olistrostromu içerisinde yer alan Andırın Kireçtaşları içinde terra rossa ve boksit oluşumlarına rastlanılmaktadır. Boksitler, Üst Triyas-Kretase yaşlı Andırın Kireçtaşları üzerinde gelişerek ve taşınarak karbonatlı kayaçların boşluklarında karst dolguları, damar ve mercekler şeklinde birikmişlerdir. Çalışma alanının batı kesimlerinde irili ufaklı birçok boksit yatak ve mostrasına rastlanılmıştır. Yoğunoluk boksit cevherleşmesi bölgede karstik boşlukların içerisinde bulunan en büyük boksit cevherleşmesidir (Şekil 3). Cevherin rengi sarı, gri, kahverengi ve kiremit kırmızısıdır. Bunlardan kahverengi, kiremit kırmızısı renkte olanlar yüksek modüllü, diğerleri ise düşük modüllüdür.



Şekil 3. Yoğunoluk boksit cevherleşmesinden görünüm.

3.1 Cevher Petrografisi

İnceleme alanında bulunan boksit mostralarındaki cevherler birbirine benzemektedirler. Ancak kısa mesafelerde farklı görünümlere sahip çeşitli cevher tipleri tanımlanabilmektedir. Bu farklı cevher tipleri boksitin içindeki diyaspor ve hematitin değişik oranlarda karışımından ve daha az oranda kil minerallerinin yaygınlığına bağlı olarak ortaya çıkmakta ve çok kısa mesafelerde yanal ve düşey geçişler göstermektedirler. Alanya ve Bolkardağı birliklerinde gözlenen boksitlerle ilgili çalışmalar yapan (Karadağ ve diğ, 2003; Yalçın ve diğ., 2005; Temur ve Kansun, 2006; Yalçın ve Temur, 2006 ve İlhan, 2006)'nin çalışmaları da göz önüne alınarak, bu cevher tipleri görünümlerine göre siyah boksit, kahverengi boksit, ve killi boksit olarak ayrılmıştır.

Yoğunoluk boksit yatağından alınan değişik türdeki (siyah boksit, kahverengi boksit ve killi boksit) boksitlerden alınan örneklerde gerçekleştirilen XRD çalışmalarına göre bunların birbirine oldukça benzer parajenezler sundukları saptanmış olup; bu parajenez diyaspor, hematit, böhmit, kaolinit, anatas, illit, kuvars ve montmorillonitten oluşmaktadır (Çizelge 1). Örneklerde gerçekleştirilen parlak ve ince kesit incelemelerine göre de klorit, gibsit, manyetit, epidot ve kalsedonun varlığı tespit edilmiştir.

Siyah boksit: Arazide, fazla gözlenemeyen siyah ve koyu renkli olarak gözlenen siyah boksitler masif yapılıdırlar. Çok sert, parlak ve daha az kırılmış ufalanmış olmaları ile ayırt edilebilirler. Bu tür cevherlerin taze yüzeyleri kil mineralleri etkisiyle kayganlaşmıştır. Siyah boksitler diğer boksit türleri ile dereceli geçiş gösterirler. Siyah boksitlerde yapılan ince kesit çalışmalarında bunların çoğunluğu manyetit olan bir hamur içerisinde hematit, illit, diyaspor, gibsit gibi minerallerden oluştuğu gözlenmektedir. Manyetitlerin arasındaki boşluklar kuvars, hidromuskovit (illit) ve kalsitle doldurulmuştur (Şekil 4a, 4b).

Kahverengi boksit: Koyu kahve-

Çizelge 1. Boksitlerden derlenen örnekler yapılan XRD sonuçları.

Majör	Minör
Diyaspor, Hematit	Anortit
Böhmit, Diyaspor, Hematit	
Böhmit, Pirit	Anatas
Hematit, Diyaspor	
Böhmit, Diyaspor, Hematit	Kaolen, Montmorillonit
Diyaspor	Kuvars, İllit, Montmorillonit

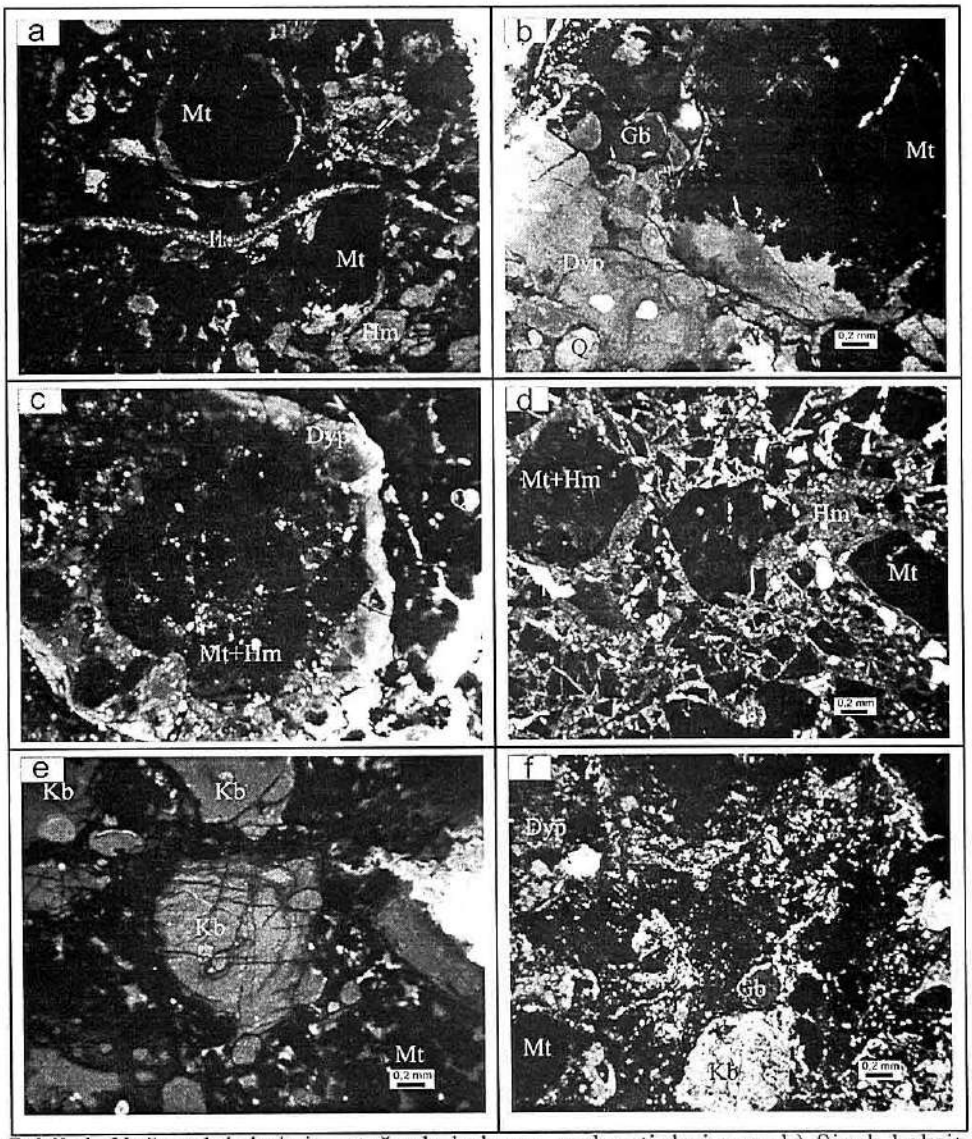
kırmızımsı kahve renklerinde gözlenmektedirler. Bunlar siyah boksitlere göre daha az demir ve daha fazla oranlarda diyaspor içermektedirler. Sert, yüksek dayanımlı ve masif yapıda olup, siyah ve killi boksitlerle dereceli geçiş gösterir. Boksitlerin kırmızısı, kahverengi renkleri hematitten kaynaklanmaktadır. İnce kesit görüntüsünde ise diyaspordan oluşan bir hamur içerisinde iri manyetit ve hematit + manyetit kristalleri izlenmektedir. Diyaspor ince kesitte renksiz, beyaz, gri olabileceği gibi kahve, siyah, soluk sarı renkler de sunmaktadır. Oolitik yapılar veya kristal taneleri şeklinde görülebilmektedir. Aynı zamanda konsantrik sarılımlar da yaygındır (Şekil 4c). Manyetitler bazen kenarlarından itibaren hematite dönüşmüştür (martitleşme). Bu tür boksitlerin içerisinde diyasporlar da oldukça yaygındır (Şekil 4d).

Killi boksit: Çalışma alanında killerle amorf demir ve alüminyumlu hidroksitlerin değişik oranlardaki karışmasıyla ortaya çıkmıştır. Bunlar yığınlar şeklinde inceleme alanın da görülen tüm mostralarda sarı, kahve, gri, kırmızı renk tonlarında görülür. Bölgede bulunan terra-rossalar bazen gri renklerde olup, bu renkler toprağın ana bileşimlerinin değişiminden kaynaklanmaktadır. Killi boksitlerle, terra-rossaları gözle ayırt etmek zor olmaktadır. Dolayısıyla killi boksitlerin oluşumunun, güncel atmosferik koşullarda boksitin ikincil fiziksel ve kimyasal ayrışmasına bağlı oldukları düşünülmektedir. (Şekil 4e, 4f).

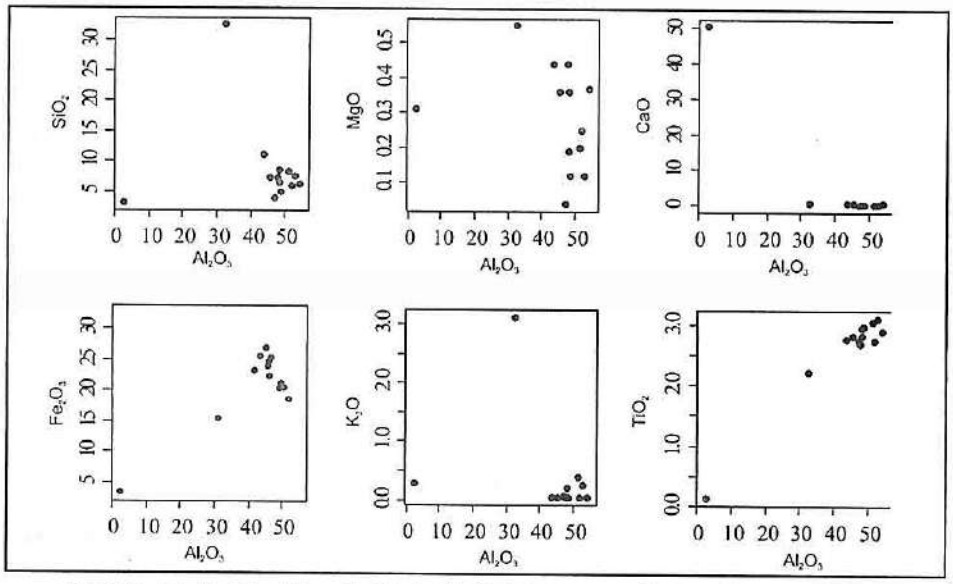
3.2. Cevher Jeokimyası

Yoğunoluk boksit cevherleşmesinden yan kayaç, terra-rossa ve değişik türdeki boksit örnekleri alınarak toplam 24 örnek Acme (Kanada) laboratuvarlarında jeokimyasal analiz yaptırılmıştır.

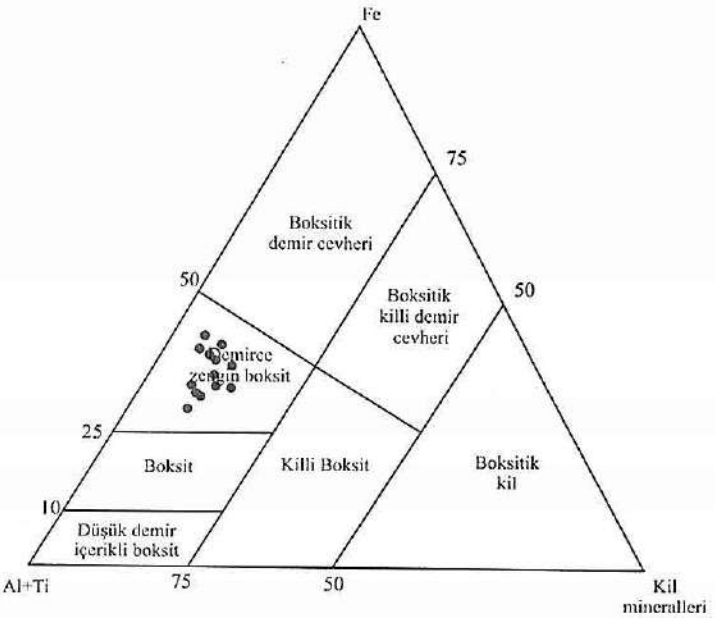
Boksitlerden alınan örneklerde yapılan ana element analizleri sonucunda bulunan %47.78 Al_2O_3, %9.17 SiO_2, %25.47 Fe_2O_3, %2.81 TiO_2, %0.21 MgO, %0.36 K_2O, %0.03 Na_2O, %0.07 MnO içerikleri saptanmıştır (Çizelge 2). Bu sonuçlara göre boksitlerin silis ve demir açısından zengin oldukları görülmüştür. Bölgede yer alan terra-rossalardan alınan örneklerin ise ortalama %19.57 Al_2O_3,



Şekil 4. Yoğunoluk boksit yatağında bulunan cevher tipleri a ve b) Siyah boksit; manyetit ten oluşmuş hamur içerisinde hematitler ve çatlaklara dolan illitler gözlenmektedir; Manyetitten oluşan bir hamur içerisinde gibsit ve diyaspor gözlenmektedir. Ayrıca kuvarslarda bulunmaktadır c ve d) Kahverengi boksit; hematit ve manyetit bunları konsantrik sarılımla çevreleyen diyaspor gözlenmektedir; Hematitten oluşan hamur içerisinde Manyetit, Manyetit+hematit kristalleri bulunmaktadır. e ve f) Killi boksit; Karbonattan oluşan kayaç parçaları gözlenmektedir; Diyasporlar ve gibsitler saçınımlı olarak gözlenmektedir *(Gb= gibsit, Kb= karbonat,Mt=manyetit, Hm= hematit, Dyp=diyaspor, Q= kuvars).*



Şekil 6. Al_2O_3' in diğer oksitlerle ilişkisini gösteren Harker diyagramları.



Şekil 7. Al-Ti, Fe ve Kil minerallerinin üçgen diyagramında Yoğunoluk boksitlerinin konumu (Bordossy, 1982).

aynı olduğu saptanmıştır. Buna göre kaynağın kireçtaşı olduğu söylenebilmektedir (Mameli et al, 2007). Boksitlerin Al_2O_3/SiO_2 oranına modül

denilmekte ve boksitlerin işletilebilirlik parametresini göstermektedir. Yoğunoluk boksitlerine ait numunelerin "modül" değerlerinin ortalaması 5.20 olarak çıkmaktadır. Bu durumlarda Vorös (1979) tarafından tanımlanan boksit sınıflandırılmasında 3.grup boksit alanına düşmektedir.

4. SONUÇLAR

Yoğunoluk boksit cevherleşmesi, Üst Eosen-Oligosen yaşlı Bulgurkaya Olistrostromu içinde yer alan Üst Triyas-Alt Kretase yaşlı Andırın Kireçtaşları içinde karstik boşluklar ve damar şeklinde görülmektedir. Yankayaç- boksit sınırları düzensiz olup girintili çıkıntılı bir geometri sunmaktadırlar. Yankayaç parçaları boksit kısımların içinde bloklar halinde bulunmaktadır. Böyle bir yankayaç-boksit ilişkisi lateritik veya karstik çökelmeyi yansıtmaktadır. Jeokimyasal çalışmalar sonucunda boksitin, demirce zengin lateritik boksit olduğu belirlenmiştir.

Çalışma alanında yapılan gözlemlerde boksit yatağı içerisinde düzensiz bir şekilde dağılmış bulunan kahverengi, siyah ve killi (grimsi, sarımsı, kırmızımsı renkli) boksitlere rastlanmaktadır. Yapılan mikroskobik ve XRD çalışmalarda boksitlerin diyaspor, böhmit, hematit gibi minerallerden oluştuğu saptanmıştır.

Yoğunoluk boksit yataklarına ait numuneler de gerçekleştirilen analiz sonuçlarına göre boksitler ortalama %47.78 Al_2O_3, % 25.47 Fe_2O_3, % 9.17 SiO_2, % 2.81 TiO2 içermektedirler. Al_2O_3/SiO_2 oranlarına göre hesaplanan modül değerlerinin ortalama 5.20 olarak bulunmuş olup Yoğunoluk boksitleri 3. sınıf boksit özelliği göstermektedirler.

Kireçtaşlarından terra rossaya geçerken Al_2O_3, Fe_2O_3, ve TiO_2 önemli oranda artarken CaO oranı azalmıştır. Terra rossalardaki yüksek SiO_2 bu bileşenin henüz taşınmasının gerçekleşmediğini göstermektedir. Terra rossalardaki kil minerallerinin ve kuvars gibi silikatların yoğun olması bunların kaynağının sadece kireçtaşı olmadığını göstermektedir.

5. KAYNAKLAR

Blumenthal, M.M., 1944, Kayseri-Malatya arasındaki Toros'un Permokarboniferi, MTA Dergisi, 1/31, 105-133.

Blumenthal, M.M., 1956, Yuksek Bolkardag'ın kuzey bolgeleri ve uzantılarının jeolojisi; MTA Est. Yayl., Seri D. 7, 179s.

Bordossy, G., 1982. Karst bauxites, bauxite deposits on carbonate roks. In: Devolopments in Economic Geology, Vol 14., 1-441.

Eroskay, O., Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Yalçın, N., ve Gözübol, A. M., 1978, Ceyhan-Berke Rezervuarının Jeolojisi ve Mühendislik Jeolojisi, TJK Bülteni. 21, 51-66.

İlhan, S., 2006, Küçükkoraş (Ayrancı-Karaman) Boksit yataklarının jeolojisi ve Jeokimyası, (Geology and Geochemistry of Küçükkoraş (Ayrancı-Karaman) Bauxite Deposits) NÜ, Fen Bilimleri Ens. 84 s.

Karadağ, M.M., Temur, S., Arık, F. ve Öztürk, A., 2003, Çatmakaya (Seydişehir-Konya) Boksit Yatağının Jeolojik ve Petrografik Özellikleri, H.Ü Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni,

28, 109-112.

Karadağ, M.M., Arık, F. ve Öztürk, A., 2006(a), Çatmakaya (Seydişehir-Konya) Boksit Yatağının Jeoistatistiksel ve Jeokimyasal Bir Yaklaşım, H.Ü Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni, 27(2), 63-85.

Karadağ, M. M., Arık, F., Ayhan, A., Döyen, A., Küpeli, Ş., Zedef, V., 2006(b). Mortaş (Seydişehir- Konya) boksit yatağının Nadir Toprak Element (NTE) potansiyeli, 59. Türkiye Jeol. Kurultayı, Bildiri Özetleri, 154-156.

Kozlu, H., Sarıdaş, B., ve Gül, M.A., 1978., Kadirli-Andırın civarının jeolojisi ve petrol olanakları, TPAO Rapor No: 1257s.

Kozlu, H., 1997, Doğu Akdeniz Bölgesinde yeralan Neojen basenlerinin (İskenderun, Misis-Andırın) tektono-stratigrafi birimleri ve bunların tektonik gelişimi, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi, 189s.

Mameli, P., Mongelli, G., Oggiano, G. and Dineli, E., 2007, Geological, geohemical and mineralogical features of some bauxite deposits from Nura (Western Sardinia, Italy): ingist on conditions of formation and parental affinity, Int. J. Earth Science 96, 887-902.

Önal, M., 1995, Malatya Graben Havzası kuzeyinin stratigrafisi, kömür potansiyeli ve neotektoniği, Doğu Anadolu, SDÜ, Mühendislik Mimarlık Fakültesi Dergisi, 8, 159-175.

Pampal, S., 1984, Adana havzası kuzey kesiminin stratigrafisi, TJK Bülteni, s5

Perinçek, D., ve Kozlu, H., 1983, Afşin-Elbistan-Doğanşehir dolaylarının stratigrafisi ve bölgedeki birliklerin yapısal ilişkisi, TPAO Arşiv No: 1909.

Temur, S., Karadağ, M. M., Arık, F. ve Öztürk, A., 2002, Maşatdağı (Alanya – Antalya) boksitlerinin jeolojik ve jeokimyasal incelemesi; Selçuk Üniv. Araş. Fonu Projesi, 2000 / 075, 172 s.

Yalçın, M.G., Çopuroğlu, İ., ve Temur, S., 2005, Bolkardağı (Ayrancı – Karaman) boksit yataklarının jeolojik, petrografik ve jeokimysal incelemesi (Geological, petrographical and geochemical investigation of the Bolkardağ (Ayrancı – Karaman) bauxite deposits), Proje NU, FEB-2004-06, sayfa 130.

Yalçın, M.G., Temur, S., 2006, Geochemistry of the Terra Rossa Developed on the Upper Permian Dedeköy Formation, Ayrancı, Karaman, Central Turkey. Goldschmidt Conference Abstracts, Geochimica et Cosmochimica Acta, 70, A716-A727.

Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Kozlu, H., Gül, M. A., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., Genç, Ş. C. ve Keskin, M., 1987, Maraş kuzeyinin jeolojisi (Andırın-Berit-Engizek-Nurhak-Binboğa Dağları). TPAO Rapor No: 2028, Cilt (II-III), 218s.

Yümün Z.Ü., ve Kılıç, A.K., 2002 Kamandağ ile Çamdere Köyü arasının stratigrafisi (Göksun-Kahramanmaraş) CÜ Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri A-Yerbilimleri 19(2), 193-202.

Vorös, I., 1979, Definition of bauxites; Prinnciples and methods ofbBauxitep Prospecting (Ed: G Komlossy, F. Szantentner and I.Vorös), Aluteru-Fki's, Printig Slop, 1-7.

Weisse, G., 1956, Akseki boksitleri hakkında rapor, MTA Derleme Rap No: 2471.

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | HAZİRAN JUNE | 2008 | SAYI NO 52 | ISSN 1019-1003

İZMİR-ANKARA-ERZİNCAN KENET ZONUNDAKİ SUPRASÜBDÜKSİYON OFİYOLİTLERİ: PETROLOJİSİ, MİNERAL KİMYASI VE TEKTONOMAGMATİK ORTAMI

Ender SARIFAKIOĞLU
M. T. A. Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüd Dairesi, Ankara/Türkiye
Hayrettin ÖZEN, Aydın ÇOLAKOĞLU, Hüseyin SAYAK
M. T. A. Genel Müdürlüğü, Maden Etüd ve Arama Dairesi, Ankara/Türkiye

ÖZET: *Alpin orojenezi ile ilişkili İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Zonu (İAEKZ) boyunca dilimler olarak ofiyolitler izlenir. İAEKZ'daki Üst Kretase ofiyolitleri, çoğunlukla Anatolid-Torid Platformunun üzerine itilmiş allokton kütleler olarak gözlenir.Bu ofiyolitler, Neotetis Okyanusu'nun kuzey kolunun günümüzdeki kalıntılarıdır.*

İAEKZ'nda, Orhaneli-Harmancık (Bursa), Tavşanlı (Kütahya), İnönü-Dağküplü-Mihalıççık (Eskişehir) ve Refahiye (Erzincan) ofiyolitleri bulunur. Orhaneli Ofiyoliti, çoğunlukla kümülat peridotitlerden ve çok az katmanlı gabrolardan oluşmaktadır. Harmancık ve Tavşanlı Ofiyolitlerinde genellikle tüketilmiş üst mantoyu temsil eden serpantinleşmiş harzburjitik tektonitler gözlenir. Dağküplü Ofiyoliti, hemen hemen eksiksiz dizi ve düzenli bir iç yapı sunar. Çoğunlukla manto harzburjitlerinden oluşan tektonitler, izole diyabaz daykları ve pegmatitik gabrolar tarafından kesilir. Okyanusal kabuğun kümülatları (dunit, verlit, piroksenit, katmanlı gabrolar), tektonitlere nazaran daha az mostra verir. İzotrop gabrolar ve levha diyabaz daykları, blokumsu ayrışmalı, sert, masif kütleler şeklinde izlenmiştir. Yastık yapılı bazaltlar ile ofiyolitik dizinin örtü kayaçları olan radyolaritler ve pelajik kireçtaşı blokları ofiyolitik melanj içerisinde yer alır. Ofiyolit dilimlerin altında ince bir seviye şeklinde 103Ma yaşlı granat amfibolit, amfibolit ve albit-epidot-amfibolşisti içeren taban metamorfitleri bulunmaktadır. Mihalıççık Ofiyolitinin manto dunitleri içerisinde tenörü yüksek Cr yatakları mevcuttur. Refahiye Ofiyoliti, manto peridotitlerini, ultramafik-mafik kümülatları, izotropik gabroları, levha diyabaz dayklarını ve melanjda izlenen yastık lavları içererek kısmen eksikli dizi sunar.

İzotrop gabrolar ve diyabazlar, düşük dereceli yeşilşist fasiyesinde okyanus tabanı metamorfizmasına maruz kaldıkları için Th dışındaki LİL elementleri (Rb, Ba, K, Sr) değişken değerlere sahiptir. HFSE (Ti, Nb, Zr, Y, Yb) değerleri, MORB (Mid-Ocean Ridge Basalts)'a göre negatif anomali sunar. Gabro ve diyabazlarda Nb/Y oranı çok düşüktür (<0.2). Mafik kayaçların REE dağılımları da duraylı element içerikleri gibi SSZ (Suprasubduction zone)-tipi ofiyolitlerindeki element dağılımına benzer özellikler sunar. Suprasübdüksiyon HOT-tipi manto peridotitlerinde (%MgO=36-42) bulunan saçınımlı kromit kristallerinde Cr# değeri 0.71-0.73, Mg# değeri 0.42-0.46 arasındadır. Masif kromititlerde bu değerler sırasıyla 0.78-0.83 ve 0.59-0.68'dir. Peridotitlerdeki

olivinler, yüksek magnezyumlu forsterit (Fo_{90-93}) olup ortopiroksenler enstatittir (En_{90-92}). Gabrolardaki klinopiroksen kristalleri, demir içeriği düşük, kalsiyum ve magnezyum içeriği yüksek diopsittir ($En_{42-44}Wo_{48-50}Fs_{8-9}$). Kayaç ve mineral kimyasına göre İAEKZ'ndaki ofiyolitlerin dalma-batma zonunda oluşmuş SSZ-tipi (yayönü) ofiyolitleri oldukları söylenebilir.

THE SUPRASUBDUCTION ZONE OPHIOLITES FROM İZMIR-ANKARA-ERZİNCAN SUTURE ZONE: PETROLOGY, MINERAL CHEMISTRY AND TECTONOMAGMATIC SETTING

ABSTRACT : *The ophiolite slabs are observed along the Izmir-Ankara-Erzincan Suture Zone (IAESZ) related Alpin Orogene. The Upper Cretaceous ophiolites in IAESZ have generally been emplaced as imbricated thrust sheets onto the Anatolide-Tauride Platform. These ophiolites are remnants of the northern branch of the Neotethyan Ocean.*

The Orhaneli-Harmancık (Bursa), Tavşanlı (Kütahya), İnönü-Dağküplü-Mihalıççık (Eskişehir) and Refahiye (Erzincan) ophiolite slices are observed along IAESZ. Orhaneli Ophiolite consists mainly of cumulate peridotites and less layered gabbros. The serpentinized harzburgites of depleted upper mantle tectonites are mostly observed in Harmancık and Tavşanlı Ophiolites. Dağküplü Ophiolite almostly displays intact suite and an ordered sequence. The mantle harzburgites are cut by isolated diabase dykes and pegmatitic gabbros. The ultramafic-mafic cumulates (dunites, wehrlites, pyroxenites, layered gabbros) crop out less than mantle harzburgites. The isotropic gabbros and diabase sheeted dykes are found as blocky, hard and massive rocks. The blocks of pillow lavas, radiolarites and pelagic limestones are encountered within ophiolitic melange. There is a thin sliver of metamorphic sole rocks aged 103Ma along the base of the ophiolite slabs with garnet amphibolites, amphibolites and albite-epidote-amphiboleschists. The high chromium deposites have formed in the host mantle dunites of Mihalıççık Ophiolite. Refahiye Ophiolite almostly displays intact suite and an ordered sequence consisting of mantle peridotites, ultramafic-mafic cumulates, isotropic gabbros, sheeted diabase dykes and pillow lavas in the melange.

The isotropic gabbros and diabases underwent ocean floor-type metamorphism at low degree greenschist conditions have variable values of Rb, Ba, K, Sr (LILE), except Th element. HFS (Ti, Nb, Zr, Y, Yb) elements exhibit negative anomalies relative to MORB. The Nb/Y ratios of the gabbros and diabases are very low (<0.2). The normalized REE pattern and incompatible element contents of mafic rocks indicate to SSZ-type ophiolites. Suprasubduction HOT-type mantle peridotites (MgO %=36-42) contain disseminated chromite crystals with Cr# (0.71-0.73) and Mg# (0.42-0.46). Massive chromitites have higher Cr# (0.78-0.83) and Mg# (0.59-0.68). The olivine

crystals from the peridotites are forsterite rich in magnesium (Fo_{90-93}) while ortopyroxenites are enstatite (En_{90-92}). The clinopyroxene crystals from the gabbros are calcium and magnesium in rich and iron in poor (En42-44Wo48-50Fs8-9) as diopsite. According to the whole rock and mineral chemistry, the investigated ophiolites along IAESZ are suggested to have formed in SSZ (forearc) tectonic setting.

1. GİRİŞ

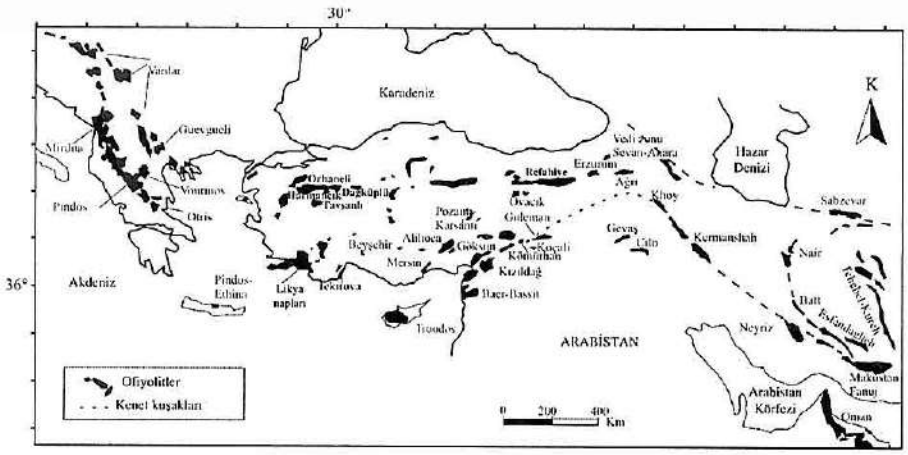
İAEKZ, kuzeydeki Pontid Kıtası ile güneydeki Anatolid-Torid Platformunun çarpışması sonucu, Neotetis Okyanusunun kuzey kolu olan İzmir-Ankara-Erzincan okyanusunun kapanması ile oluşmuştur. İzmir'in kuzeyinden başlayarak Erzincan'ın kuzeydoğusundaki Sevan-Akera Zonuna kadar devam eden İAEKZ, yaklaşık 2600km uzunluğundadır (Şekil 1). Bu kenet zonundaki ofiyolit napları, yüksek dağ kuşaklarını oluşturur. İAEKZ'nun batı tarafındaki İzmir-Ankara bölümünde yer alan ofiyolitik istifler, Orhaneli (Bursa), Harmancık (Bursa), Tavşanlı (Kütahya) ve Dağküplü-Mihalıççık (Eskişehir) ofiyolitleri olarak adlandırılmıştır (Özkoçak, 1969; Asutay ve diğ. 1989; Tankut, 1991; Gözler ve diğ. 1996; Göncüoğlu ve diğ. 2000; Özen ve diğ. 2002; Önen, 2003; Bacak ve Uz, 2003; Manav ve diğ. 2004; Sarıfakıoğlu ve diğ. 2007, 2006). Refahiye (Erzincan) Ofiyoliti, İAEKZ'nun doğu tarafında bulunmaktadır (Aktimur ve diğ. 1995; Özen ve diğ. 2006).

Okyanusal litosferi temsil eden ofiyolitler, ultramafik-mafik kayaçlardan oluşur. MORB-tipi ve SSZ-tipi olmak üzere farklı tektonomagmatik ortamlarda gelişirler. Türkiye'deki Geç Kretase ofiyolitlerinin psödostratigrafisi, petrolojisi ve jeokimyası, bunların SSZ ortamında oluştuklarını işaret etmektedir (Parlak ve diğ. 1996, 2000; Yalınız ve diğ. 1996; Beyaslan ve Bingöl, 2000; Floyd ve diğ. 2000; Elitok, 2001; Çelik ve diğ. 2002; Vergili ve Parlak, 2005; Bağcı ve diğ. 2005; Sarıfakıoğlu, 2006; Robertson ve diğ. 2007). Pearce ve diğ. (1984), yitim zonlarındaki dalma - batma magmatizmasının adayayı gelişiminden önce SSZ-tipi ofiyolitlerini oluşturduğunu ileri sürmüştür. Dilek ve Flower (2003), boninitik karakterli ofiyolitlerin yay-önü ortamının erken evrelerinde geliştiğini ifade ederek bu tip ofiyolitlerin refrakter peridotitleri, Ti'ce fakir (boninitik) kümülatları, plajiyogranitleri, epidozitleri ve HT (yüksek sıcaklık)-taban metamorfitlerini içerdiğini belirtmişlerdir. Örnek olarak Mirdita (Arnavutluk), Troodos (Kıbrıs) ve Semail (Umman) ofiyolitlerini vermişlerdir.

Bu makalede, İAEKZ'nun üzerinde yer alan ofiyolit naplarındaki ultramafik-mafik ve lökokratik kayaçların petrografik, mineralojik ve jeokimyasal özellikleri sunularak incelenen ofiyolitlerin jenezi ve oluşum ortamı tartışılacaktır.

2. BÖLGESEL JEOLOJİ

İAEKZ'nun üzerinde bulunan ofiyolit dilimleri, Neotetis Okyanusunun kuzey kolunun kalıntıları olarak yorumlanmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve

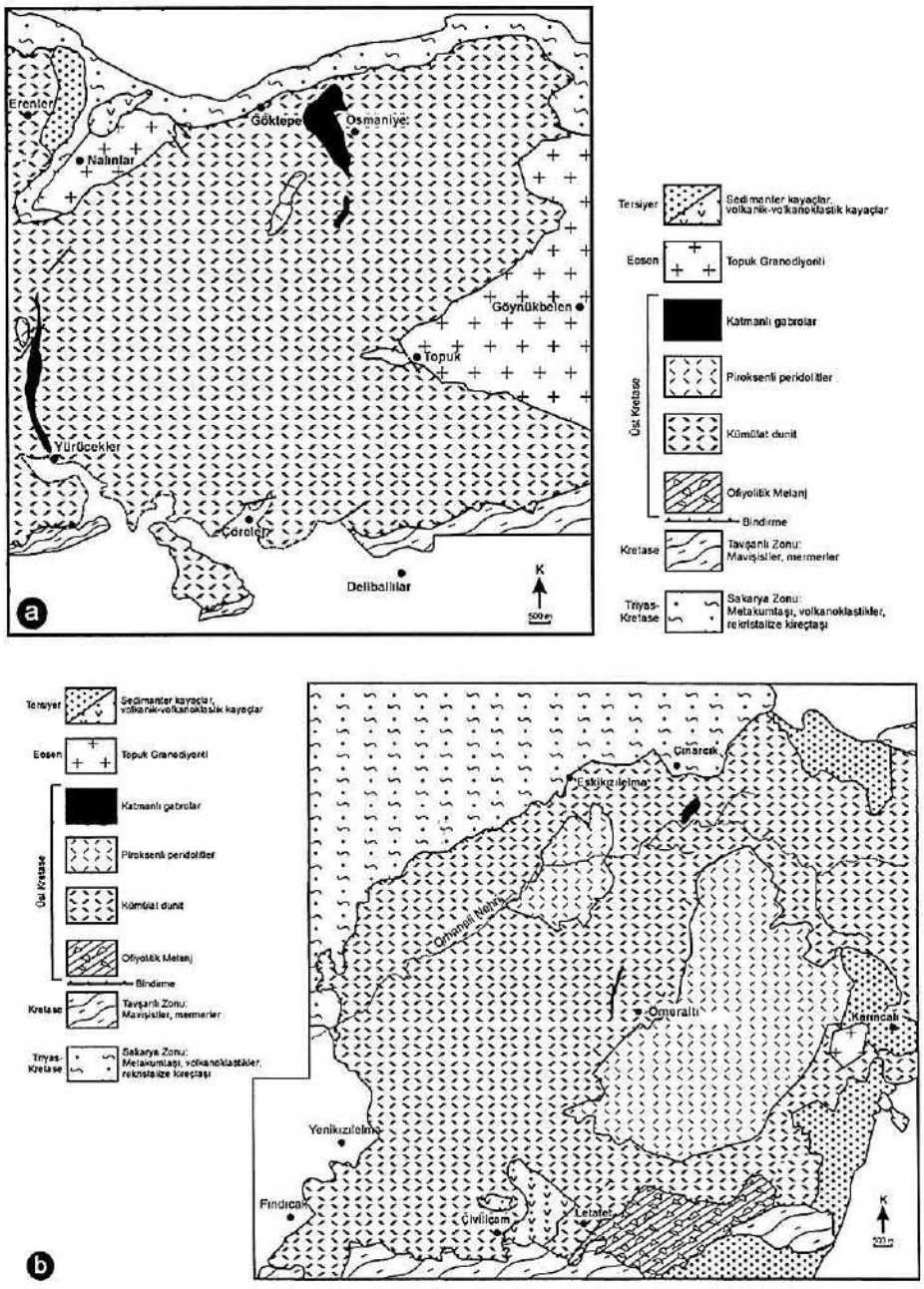


Şekil 1. Doğu Akdeniz Bölgesindeki ofiyolitlerin dağılımı (Dilek ve Moores, 1990; Lippard ve diğ. 1986'dan sadeleştirilmiştir).

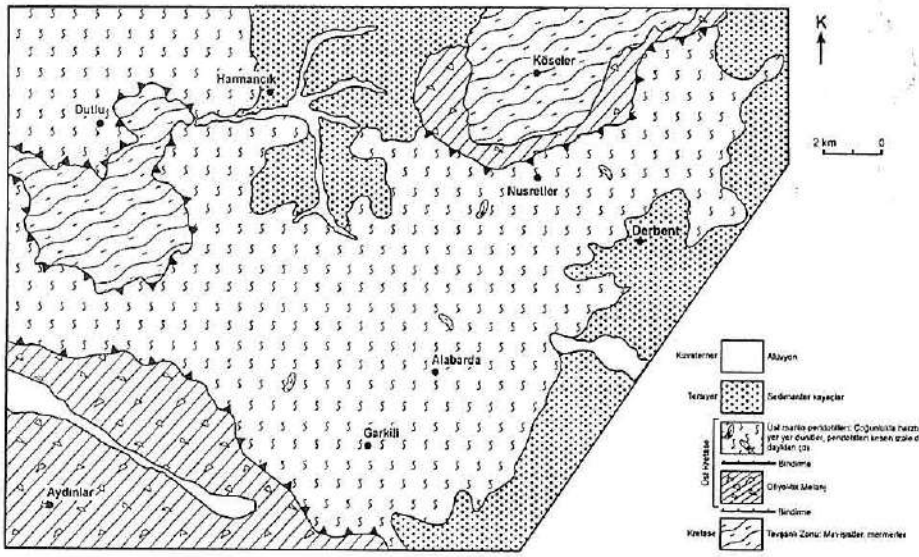
Tüysüz, 1999; Göncüoğlu ve diğ. 2000; Sarıfakıoğlu ve diğ. 2006).

Bursa'nın 20km güneyinde bulunan Orhaneli Ofiyoliti, yaklaşık 50km uzunluğunda ve 15km genişliğindeki bir alanı kaplamaktadır (Şekil 2a,b). Orhaneli Ofiyolitine ait ultramafik-mafik kümülatlar, Tavşanlı Zonu'nun mavişisleri ve mermerleri üzerine bindirme ile yerleşmiştir. Bununla birlikte, kuzeydeki Sakarya Zonu'na ait hafif metamorfizma geçirmiş kumtaşlarından, piroklastiklerden ve kireçtaşlarından oluşan Karakaya Formasyonunun üzerinde retroşariyaj olarak bulunur (Sarıfakıoğlu ve diğ. 2008). Ultramafik-mafik kümülatlardan oluşan Orhaneli Ofiyolitinin yaklaşık 20km güneyinde bulunan Harmancık Ofiyoliti ultramafik tektonitlerden oluşur (Şekil 3). Harmancık Ofiyolitinin tektonit peridotitleri ile Orhaneli Ofiyolitinin ultramafik-mafik kümülatları tek bir ofiyolit istifinin üst manto ve okyanus kabuk birimleri olarak kabul edilmektedir (Y.Z. Özkan ile sözlü görüşme, 2005) (Şekil 4a,b). İzole diyabaz daykları, ultramafik kayaçları kesmektedir. Bölgede Eosen'den sonra oluşan ve ofiyolitleri kesen Topuk Granodiyoriti bulunur (Harris ve diğ. 1994).

Tavşanlı Ofiyoliti, başta peridotitik tektonitlerden olmak üzere sınırlı bir alanda yüzeyleyen kümülat gabrolardan oluşur. Kaya (1972), ofiyolitlerin bölgeye yerleşimini jeosenklinal modeli ile açıklamıştır. Levha tektoniği kuramının gelişimi, bölgedeki jeolojik çalışmalara farklı bir anlam katmıştır (Okay, 1984). Bölgedeki ofiyolitik kayaçların, altındaki ofiyolitik melanj ve Tavşanlı Zonu'nun metamorfik kayaçları ile tektonik dokanaklı olduğu gözlenmiştir (Şekil 5). Ofiyolitik melanj, çok az bulunan serpantinit matriks içerisinde pelajik kireçtaşı, gabro, peridotit, diyabaz, bazalt ve radyolaryalı çört blokları içerir. İnce-



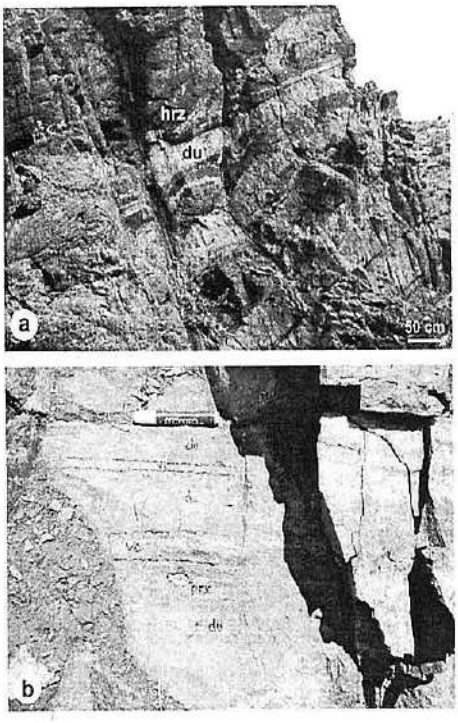
Şekil 2. Orhaneli ofiyolitinin a) doğu bölümünün jeoloji haritası, b) batı bölümünün jeoloji haritası (Sarıfakıoğlu ve diğ. 2008).



Şekil 3. Harmancık ofiyolitinin jeoloji haritası (MTA, 2001'den revize edilmiştir).

orta tabakalı katmanlanma sunan radyolaryalı çörtler ve/veya radyolaritler bazen bazaltları sandeviç gibi sarar. Grimsi yeşil renkli bazaltlar, masif lav akıntıları şeklinde ya da yaklaşık 30cm çapında yastık lavlar şeklindedir (Şekil 6 a,b). Radyolaryalı çörtlerde yapılan paleontolojik yaş tayinlerinde Geç Batoniyen-Geç Hotriviyen yaşı elde edilmiştir (*Triactoma* sp., *Mirifusus dianae* sl. (KARRER), *Podobursa* sp.).

Dutluca, Dağküplü, Sivrihisar ve Mihalıççık (Eskişehir) dolayında gözlenen ultramafik-mafik kayaçlar, Dağküplü Ofiyoliti olarak tanımlanır. Ofiyolitik kayaçlar, Anatolid-Torid Platformunun mermer ve mavişistleri üzerine bindirme ile yerleşmiştir (Çoğulu, 1967; Okay, 1984). Dağküplü ve Sivrihisar dolayında bulunan 1500-4500m kalınlığındaki ofiyolit dilimleri, tektonit ve kümülatlardan oluşurken Mihalıççık dolayında yer yer izole diyabaz dayklarıya da pegmatitik gabrolar tarafından kesilen manto peridotitleri izlenir. Manto harzburjitleri içerisinde, ince bir dunitik kılıfla çevrili kromitit band, lens ve granuler (noduler ve dissemine) cevherleşmeler bulunmaktadır. Karaburhan dolayında serpantinize olmuş tektonit peridotitlerin altında yaklaşık 200m kalınlığında ince bir taban metamorfit dilimi gözlenmiştir (Şekil 7 a,b). Metamorfik kayaçların ultramafik tektonitlerle olan dokanağı faylıdır. Kalınlığı 1-2m ve uzunluğu 4-7m olan diyabaz dayklarıtarafından kesilmektedir. Foliyasyonlu ve kıvrımlı yapı sunan metamorfitlerde, mafik ve felsik mineraller foliasyona paralel yönlenme sunmaktadır. Harris ve diğ. (1994), granat amfibolitlerdeki hornblend kristallerinde



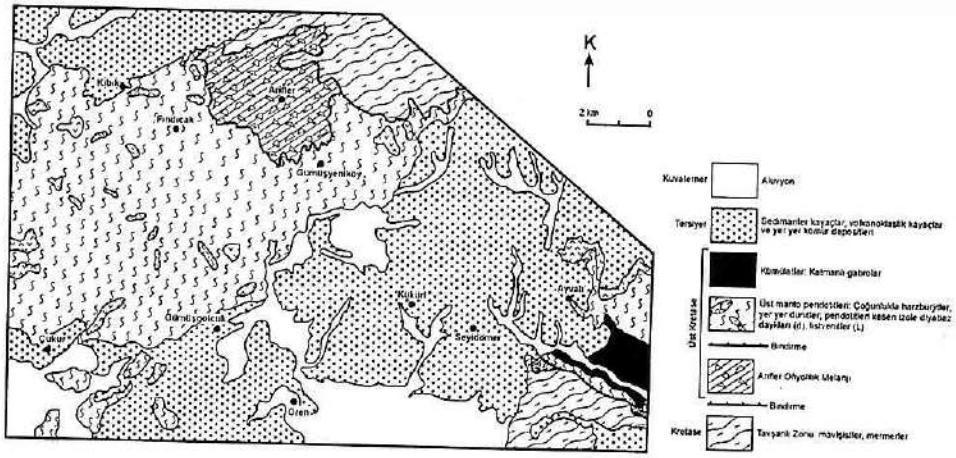
Şekil 4. a) Harmancık (Bursa) Ofiyolitindeki tektonit peridotitlerden harzburjit ve dunit ardalanması (hrz: harzburjit; du: dunit) b) Orhaneli ofiyolitindeki kümülat ardalanması (du: dunit; ve: verlit; prx: piroksenit).

uyguladıkları Ar-Ar yaş metodu ile 101±4 Ma bulurken Önen ve Hall (2000) ise Tavşanlı (Kütahya) ofiyolitinin taban metamorfiklerinden aynı yaş metodu ile 93±2 Ma elde etmişlerdir. Bu çalışmada, Karaburhan dolayında gözlenen granat amfibolitlerden yapılan tüm kaya ve mineral (granat, amfibol) üzerindeki Sm-Nd izokron yaş metodu ile 103.1±4.2 Ma (Erken/Geç Kretase) bulunmuştur (Çizelge 1, Şekil 8). Bu veri, okyanusal kabuğa ait mafik ve/veya derin denizel örtü kayaçlarının metamorfizma yaşını ve ofiyolitlerin kıtasal platform üzerine yerleşme yaşını işaret etmektedir. İnönü (Eskişehir) ilçesinin yaklaşık 10km güneyinde, Dutluca dolayında kesiksiz tam bir ofiyolit psödostratigrafisi gözlenir (Şekil 9). Ultramafik tektonitler, mafik-ultramafik kümülatlar, diyabaz levha daykları ve yastık lavlar gözlenir. Birkaç m^2'lik alan kaplayan yastık lavlar, Dutluca'nın doğusunda Fidanlık (Eskişehir) mevkiinde bulunmaktadır (Şekil 6b). Yastık lavların çapı, 10-30cm arasında değişmektedir. Tavşanlı Zonu'nun metamorfik kayaçları üzerinde tektonik ilişkili olarak bulunan ofiyolitik kayaçlar, Eosen granodiyoritleri tarafından kesilir ve Tersiyer çökelleri tarafından örtülüdür.

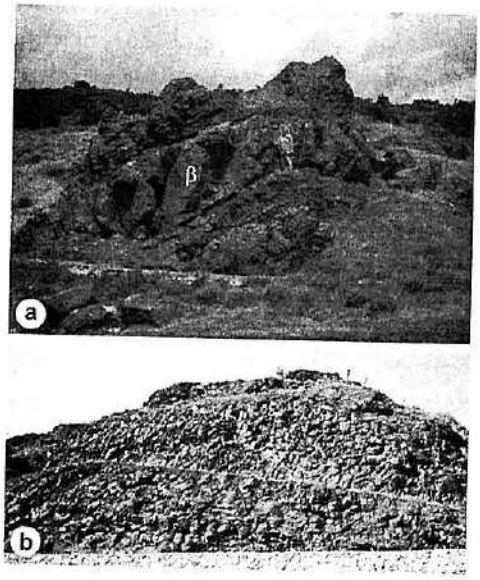
İAEKZ'nun doğu kesiminde bulunan Refahiye Ofiyoliti, Erzincan'ın kuzeyinde bulunur (Şekil 10). Özgül (1981) tarafından Alt Triyas-Üst Kretase yaşı verilen Munzur Kireçtaşı üzerinde tektonik dokanakla bulunan Refahiye Ofiyoliti, üst mantonun temsilcisi olan harzburjitik tektonitleri, manto-kabuk geçiş zonunun ultramafik-mafik kümülatlarını, okyanusal kabuğun izotropik gabrolarını, levha dayklarını ve plajiyogranitlerini içerir. Yastık yapılı spilitik bazaltlar ile örtü sedimanlarından radyolaritler ve pelajik kireçtaşı blokları ofiyolitik melanj içerisinde gözlenmektedir.

3. PETROGRAFİ

Bursa, Kütahya, Eskişehir ve Erzincan



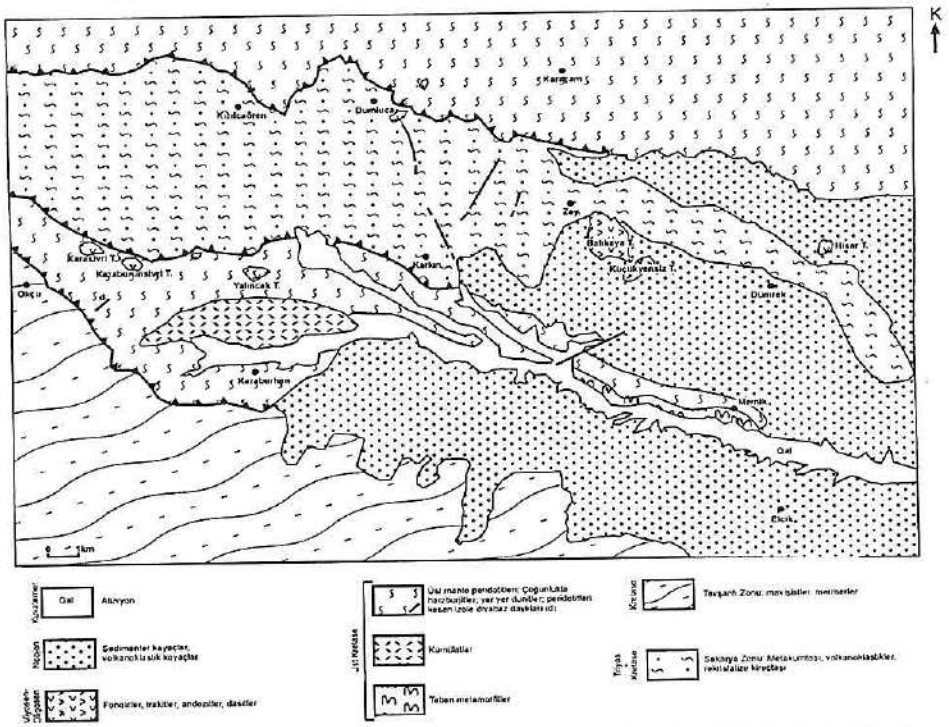
Şekil 5. Tavşanlı ofiyolitinin jeoloji haritası (MTA, 2001'den revize edilmiştir).



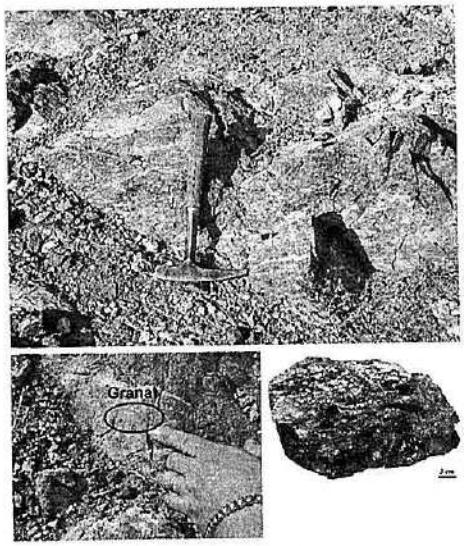
Şekil 6. Ofiyolitik melanjda gözlenen bazalt blokları: a) Radyolaryalı çörtler arasında sandevice benzer pozisyonda bulunan yastık lav akıntısı (β), b) Ofiyolit dizisine ait yastık yapılı bazaltlar.

dolayında gözlenen ofiyolit dilimleri, çoğunlukla ofiyolitik melanj ve kalınlıkları oldukça sınırlı olan taban metamorfitleri ile beraber Anatolid-Torid Platformu üzerinde allokton kütleler halinde bulunur. Ofiyolit istifi başta üst mantonun peridotitlerini içerirken bunlara bazen istifin diğer birimleri (kümülatlar, izotropik gabrolar, plajiyogranitler, dayk karmaşığı, yastık lavlar) değişik kalınlıklarda eşlik etmektedir.

Taban Metamorfitleri: Ofiyolit diliminin tabanına doğru artan metamorfizma derecesine göre amfibol şistler, amfibolitler, piroksen amfibolitler ve granat amfibolitler gözlenmiştir. Başlangıçta, metamorfik kayaçların ofiyolitlerin kıta üzerine yerleşmeleri esnasında temelden koparılan dilimler olduğu öne sürülmüş fakat daha sonra bunların okyanusal litosferin üst seviyelerinde bulunan volkanit ve/veya örtü sedimanların okyanus içi



Şekil 7. a) Karaburhan (Sivrihisar, Eskişehir) dolayındaki ofiyolitlerin jeoloji haritası (Sarıfakıoğlu ve diğ. 2006).



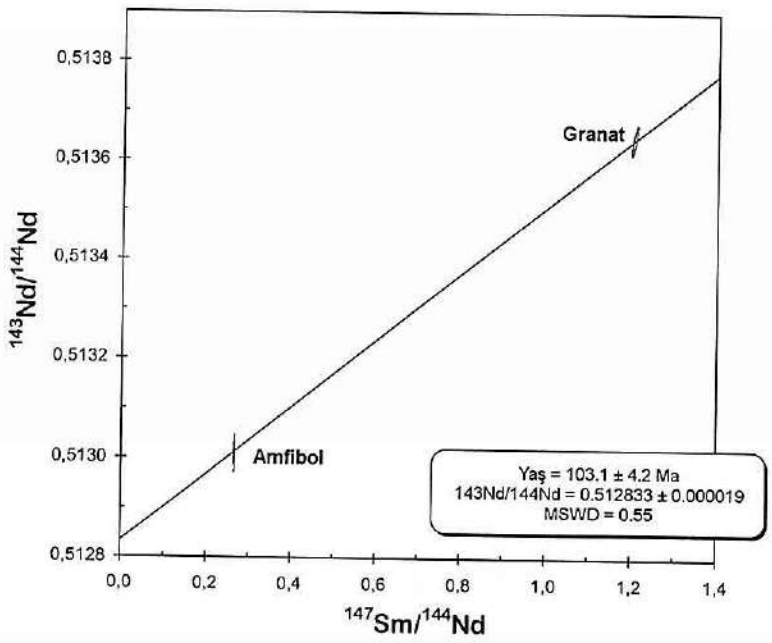
Şekil 7.b) Granat Amfibolitlerde gözlenen iri granat kristalleri.

bindirmelerin sebep olduğu dinamotermal metamorfizma sonucu oluştukları görüşü kabul edilmiştir (Coleman, 1977).

Nematoblastik doku sunan amfibol şistlerde %65 amfibol (aktinolit) kristalleri ve %30 plajiyoklaslar (albit) bulunmaktadır. Amfiboller ve plajiyoklaslar yer yer tektonik deformasyonlardan dolayı kırıklı olup milonitik kesimlerde rekristalizasyon gözlenmiştir. Alterasyon mineralleri olarak serisit, klorit ve epidot gözlenmiştir. Tali mineraller olarak apatit kristalleri bulunmaktadır. Kayacı kesen çatlaklar ikincil karbonat ve epidot dolguludur. Piroksen amfibolitler, granonematoblastik ve poikiloblastik doku

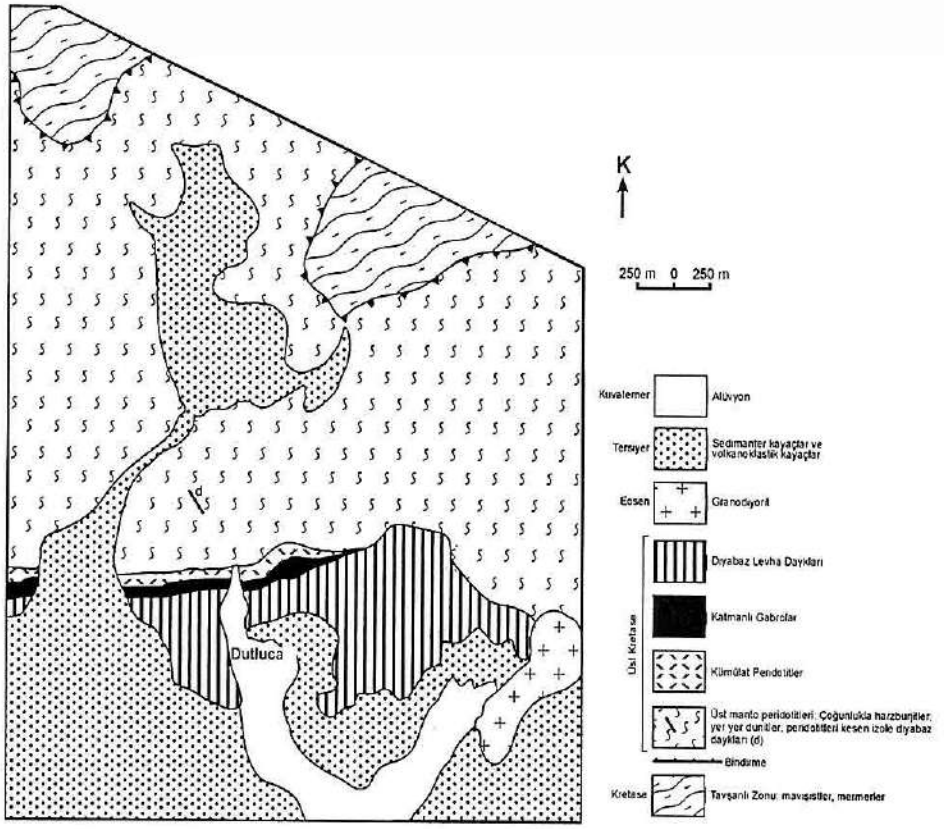
Çizelge 1. Granat -amfibolitlerde uygulanan, tüm kaya ve minerallerin (granat, amfibol) Sm ve Nd içeriklerine göre izokron yaşları

Örnek No	Yaş	Tip (kaya/mineral)	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}/^{144}Nd$	dNd(2s)
1	103	Tüm kaya	0,039	0,097	0,2394	0,512892	9
2	103	Granat-1	0,125	0,063	1,2045	0,513645	37
3	103	Granat-2	0,134	0,080	1,0155	0,513416	18
4	103	Amfibol-1	0,284	0,643	0,2669	0,513002	12
5	103	Amfibol-2	0,323	0,735	0,2654	0,513017	10



Şekil 8. Karaburhan (Sivrihisar, Eskişehir) dolayında gözlenen Dağküplü ofiyolitinin taban metamorfitlerine ait granat-amfibol minerallerinden elde edilen Sm-Nd izokron yaş diyagramı.

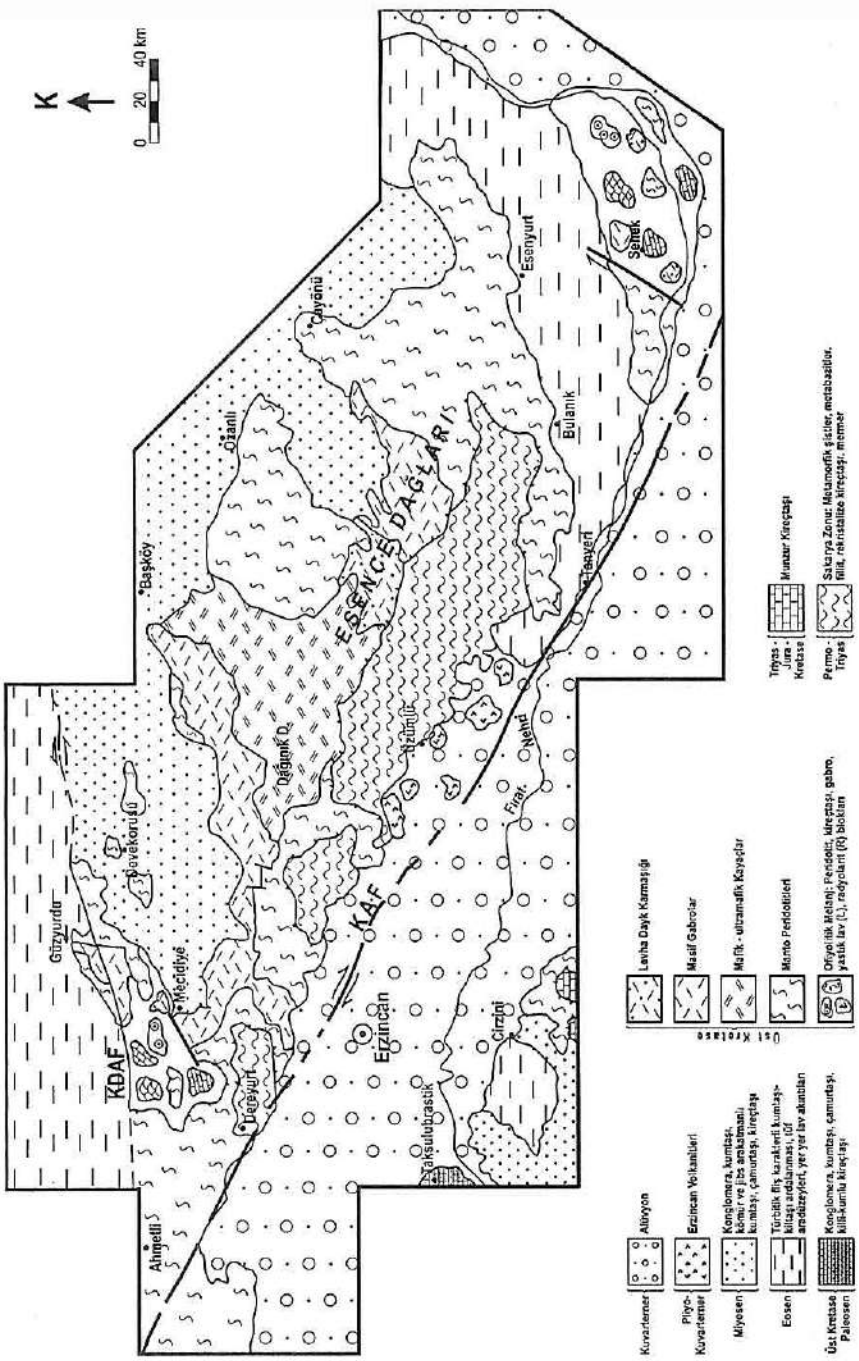
sunmaktadır. %50 civarında yeşil amfibol (magnezyum hornblend), %25-30 plajiyoklas ve yaklaşık %15 piroksen gözlenmiştir. Mafik ve felsik mineraller yönlenmeye paralel dizilim sunmaktadır. Plajiyoklas kristalleri kısmen sossuritleşerek albite dönüşmüş, piroksen kristalleri ise uralitleşmiştir. Bazen 2mm'e ulaşan amfibol porfiroblastları, küçük plajiyoklas kristallerini inklüzyon olarak



Şekil 9. Dutluca (İnönü, Eskişehir) ofiyolitinin jeoloji haritası (Özen ve diğ., 2003).

içermektedir. Tali mineral olarak apatit ve sfen kristalleri gözlenmiştir. Granat amfibolitlerde, granoblastik, nematogranoblastik ve poikiloblastik doku izlenir. Altere plajiyoklas kristalleri ile mafik mineraller (magnezyum hornblend, piroksen ve çok az metamorfik olivin) birbirine paralel dizilim sunarken %10 civarında gözlenen iri granat porfiroblastlarının boyu bazen 3cm'e ulaşır. Granat kristalleri küçük piroksen, Al-spinel (hersinit) ve plajiyoklas kristallerini inklüzyon olarak içerir. Bazı granat kristalleri kenar veya çatlaklarından itibaren çok az klorite dönüşmüştür. Tali mineral olarak yeşil renkli Al-spinel (hersinit) kristalleri gözlenmiştir. Kayaca bazen orta-iri boylu piroksen kristalleri hakim olmaktadır. Granoblastik doku sunan bu kayaçlar, yer yer ikincil karbonat, epidot ve kuvars dolgulu çatlaklar tarafından kesilmektedir.

Manto Peridotitleri: İncelenen bölgede, harzburjit-tipi ofiyolitler (HOT) için karakteristik olan harzburjitik peridotitler gözlenmiştir. Granoblastik doku sunan



Şekil 10. Erzincan dolayındaki çalışma alanının jeoloji haritası (Aktimur ve diğerleri, 1995; Özen ve diğerleri, 2006'dan sadeleştirilmiştir).

harzburjitler, yaklaşık %80-85 olivin ve %15-20 ortopiroksen kristallerinden oluşur. Olivin kristalleri, tektonik deformasyondan dolayı çatlaklı-kırıklı kristaller halinde gözlenirken ortopiroksen kristallerinin boyutu bazen 0.7cm'e ulaşmaktadır. Ortopiroksen kristallerinin dilinimleri boyunca bazen klinopiroksen ekssolüsyon lamelleri gözlenmektedir (Şekil 11a). Harzburjitlerdeki ortopiroksen kristallerinin azalması ile bandlar ya da lensler şeklinde izlenen dunitlere geçişler gözlenmektedir. Olivinlerde, bazen plastik deformasyondan dolayı kink-bandlar gelişmiştir (Şekil 11b). Ultramafik peridotitler, çoğunlukla serpantinitlere dönüşmüştür. Ağ dokusu sunan serpantin mineralleri (lizardit, krizotil) ile birlikte ikincil manyetit tanecikleri de gözlenmiştir. Tali mineral olarak bulunan kromit kristalleri (%2-5) çatlaklı-kırıklı ve uzamış (pull-apart doku) kristaller halindedir.

Ultramafik tektonitler, yer yer pegmatitik gabro veya izole diyabaz daykları tarafından kesilir. Kalınlıkları 20-75cm arasında değişen bu bazik daykların uzunluğu onlarca metre devam eder. Pegmatitik gabrolar, %65 plajiyoklas, %25 hornblend, çok az miktarda biyotit ve kuvars mineralleri içerir. Hornblendlerin boyu 0.3mm ile birkaç cm arasında değişmekte olup bazen 15cm'e ulaşan çok iri kristaller halinde de gözlenmiştir. İzole diyabaz daykları intergranüler doku sunar. İlksel plajiyoklaslar (labrador) ve mafik mineraller (klinopiroksen), albit, klorit, epidot, tremolit-aktinolit ve kalsit minerallerine dönüşmüştür. Diyabazlar, bazen rodenjitleşmiştir. Rodenjitik dayklarda hidrogranat, klorit ve tremolit-aktinolit mineralleri gözlenmiştir.

Mafik-ultramafik kümülatlar: Kümülat istif kümülat dunitler ile başlar. Dunitik kümülatlar çoğunlukla verlitlerle ve tabakalı gabrolarla ardalı magmatik seviyeler oluşturur. Orhaneli ofiyolitindeki kümülat dunitler ve yer yer piroksenli kümülat peridotitler (lerzolit ve çok sınırlı alanlarda harzburjit) gözlenmiştir. Adkümülat ve mesokümülat doku sunan ultramafik kümülatlarda olivin kristalleri kümülüs kristaller olarak gözlenirken piroksen kristalleri post-kümülüs kristaller şeklindedir.

Dunitler hemen hemen tamamen olivin kristallerinden verlitler ise %45-80 olivin ve %20-25 klinopiroksen kristallerinden oluşur. Verlitlerde bazen post-kümülüs kristaller olarak yeşil renkli spineller (herzinit) bulunmaktadır (Şekil 11c). Verlitlerdeki piroksen minerallerin baskın olması ile piroksenitlere ve vebsteritlere geçiş gözlenir. Adkümülat klinopiroksenitler, orta-kaba taneli piroksen minerallerini içerir ve bazen boyları 5cm'e ulaşır. Orto- ve klino- olmak üzere iki piroksenli vebsteritlerde bir miktar olivin kristalleri de mevcuttur. İntruzif ultramafik kümülatlar olarak lerzolitlere ve çok nadir olarak gözlenen harzburjitlere Orhaneli Ofiyolitinde rastlanmıştır. Kümülüs olivin kristallerinin arasında yer yer yuvarlağımsı kristaller halinde post-kümülüs piroksen kristalleri gözlenmiştir (Şekil 11d). Piroksen kristallerinin boyu 0.2-5mm arasında değişmektedir.

Çizelge 2. İncelenen ofiyolitlere ait peridotitlerin majör ve iz element analiz sonuçları (SP: Sivrihisar Peridotit; EP: Eskişehir Peridotit; KP: Kütahya Peridotit; RP: Refahiye Peridotit)

PERİDOTİTLER								
Örnek Oksitler (%)	SP.1	SP.2	EP.1	EP.2	KP.1	KP.2	RP.9	RP.26
SiO_2	38,84	37,43	40,68	40,22	38,64	37,97	40,84	38,18
Al_2O_3	0,77	0,72	0,56	0,11	0,88	1,55	0,66	0,49
Fe_2O_3	7,77	7,68	7,66	7,22	7,52	7,72	7,55	8,17
MgO	37,83	40,28	38,77	41,83	35,82	37,77	38,37	39,02
CaO	1,07	0,42	0,65	0,11	0,15	1,4	0,56	0,1
Na_2O	0	0	0,02	0,02	0,09	0,04	0,05	0,05
K_2O	0	0	0,02	0,02	0,09	0,02	0,01	0,01
TiO2	0	0	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02
P_2O_5	0,03	0,03	0,05	0,06	0,03	0,04	0,01	0,01
MnO	0,18	0,16	0,1	0,09	0,11	0,11	0,01	0,07
Cr_2O_3	0,24	0,1	0,35	0,25	0,36	0,31	0,28	0,53
LOI	14,4	12,85	10,8	5,7	16	12,8	11,6	12,26
Toplam	**99,92**	**99,67**	**99,92**	**99,93**	**99,96**	**100,02**	**99,76**	**101,3**
İz elemnt (ppm)								
Ba	19	50	<5	<5	20	<5	5	5
Ni	3882	4473	1993	2417	2032	2840	1670	1500
Sc	6	5	7	2	8	10	6	8
Co	172	213	116,6	117	100,2	99,9	117	120
Cs	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	0,1	0,1
Ga	8	8	0,6	<0,5	0,9	1,4	1	1
Hf	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,1	0,1
Nb	2	1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,2	0,2
Rb	15	14	<0,5	<0,5	3,4	0,9	1	1
Sn	1	1	2	1	1	1	1	1
Sr	5	2	1,3	1,6	8,9	3	2	2
Ta	<0,1	<0,1	0,4	<0,1	<0,1	<0,1	0,01	0,01
Th	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	1,2	0,2	0,05	0,05
U	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,01	0,02
V	17	55	35	10	35	47	43	19
W	20,5	35,4	82,6	17,8	16,8	28,9	15	15
Zr	6	4	0,8	0,9	6,9	1,2	1	2

Çizelge 3. İncelenen ofiyolitlere ait gabroların majör, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları (SG: Sivrihisar Gabro; EG: Eskişehir Gabro; KG: Kütahya Gabro; RG: Refahiye Gabro).

	GABROLAR								
Örnek	SG.3	EG.2	EG.4	EG.5	EG.6	KG.2	KG.3	RG-3	RG-14
Oksitler (%)									
SiO_2	46,2	44,19	45,34	44,6	44,86	43,55	44,36	47,34	48,96
Al_2O_3	20,3	18,11	16,5	16,4	15,83	20,73	17,24	24,5	21,89
Fe_2O_3	4,94	6,31	15,3	12,5	9,86	4,65	5,53	4,53	5,41
MgO	9,93	10,23	6,49	8,05	9,15	11,31	12,98	5,13	4,75
CaO	14,29	14,37	11,39	13,52	14,27	13,64	14,32	15,03	10,62
Na_2O	1,09	1,07	1,62	0,71	0,52	1,4	1,21	1,77	4,23
K_2O	0,09	0,03	0,04	0,02	0,06	0,06	0,05	0,07	0,1
TiO_2	0,11	0,09	0,26	0,21	0,44	0,06	0,11	0,14	0,39
P_2O_5	0,03	0,02	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
MnO	0,03	0,15	0,01	0,63	0,16	0,08	0,1	0,09	0,09
Cr_2O_3	0,04	0,045	0,028	0,018	0,037	0,085	0,072	0,006	0,004
LOI	3,7	5,2	1,8	3,2	4,5	4,3	3,9	2,26	3,91
Toplam	**100,65**	**99,87**	**99,80**	**99,81**	**99,74**	**99,95**	**99,97**	**100,9**	**100,**
İz element (ppm)									
Ba	23	5	8	5	14	10	6	26	16
Ni	115	167	20	112	71	431	374	20	30
Sc	38	29	45	44	53	14	22	27	24
Co	54	54,6	58,3	52,6	48,1	40	44,5	20	22
Cs	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,3	0,1	0,1
Ga	14	13	18,4	15,7	11,6	9,9	8,2	17	17
Hf	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,05	0,05	0,2	0,5
Nb	2	0,5	0,5	0,5	0,5	0,05	0,05	0,2	0,8
Rb	16	0,7	1	0,5	3	1,6	1,4	1	1
Sr	168	156,1	164,3	156,9	130,8	312,4	184,1	342	162
Ta	0,2	0,9	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,01	0,01
Th	2	0,1	0,1	0,1	1,2	0,3	0,1	0,73	0,85
U	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,07	0,04
V	34	99	468	458	325	21	61	128	178
Zr	11	2,2	9,1	4,2	4,5	3,3	5,8	5	15
Y	9	3,4	4,0	6,3	3,8	1,9	2,6	4	9,2
REE (ppm)									
La	0,5	0,5	0,5	0,5	1	0,5	0,6	0,93	1,09
Ce	0,9	0,5	0,6	0,7	1,9	0,9	1,1	2,04	2,82
Pr	0,13	0,09	0,18	0,10	0,23	0,13	0,17	0,24	0,4
Nd	1	0,7	1,4	0,6	0,8	0,5	0,9	1,41	2,41
Sm	0,2	0,3	0,7	0,4	0,4	0,2	0,2	0,46	0,88
Eu	0,15	0,2	0,66	0,36	0,2	0,19	0,21	0,334	0,632
Gd	0,54	0,43	1,2	0,64	0,51	0,28	0,46	0,58	1,23
Tb	0,11	0,1	0,22	0,14	0,1	0,04	0,06	0,12	0,26
Dy	0,57	0,52	1,5	0,81	0,75	0,33	0,55	0,73	1,59
Ho	0,15	0,13	0,32	0,19	0,16	0,07	0,11	0,15	0,33
Er	0,46	0,33	0,96	0,61	0,43	0,2	0,28	0,42	0,97
Tm	0,07	0,05	0,13	0,09	0,07	0,05	0,05	0,059	0,14
Yb	0,48	0,3	0,86	0,54	0,42	0,17	0,2	0,37	0,87
Lu	0,06	0,05	0,15	0,1	0,06	0,03	0,03	0,06	0,137
Ti/V	19	5,5	3,3	2,7	8,1	17,1	11	7,02	13,10
Zr/Y	1,2	0,6	2,3	0,7	1,2	1,7	2,2	1,25	1,63

Çizelge 4. Dağküplü (Eskişehir) ve Refahiye (Erzincan) ofiyolitlerine ait plajiyogranitlerin majör, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları (RPG: Refahiye Plajiyogranit; EPG: Eskişehir Plajiyogranit)

	PLAJİYOGRANİT						
Örnek Oksitler (%)	RPG.15	RPG.42	RPG.44	RPG.46	EPG.16	EPG.18	EPG.21
SiO_2	65,81	67,61	77,47	77,44	71,74	72,2	65,62
TiO_2	0,69	0,45	0,17	0,14	0,29	0,28	0,85
Al_2O_3	15,4	14,47	12,36	11,49	12,63	12,36	13,07
Fe_2O_3	6,87	4,68	2,35	1,87	4,05	4,44	7,61
MnO	0,10	0,07	0,04	0,02	0,04	0,04	0,06
MgO	1,02	1,55	0,64	0,45	0,7	0,82	1,35
CaO	4,27	3,05	3,9	0,56	2,46	2,26	2,49
NavO	5,51	6,99	3,5	5,2	5,31	5,17	6,34
K_2O	0,31	0,18	0,13	0,29	0,08	0,08	0,23
P_2O_5	0,21	0,08	0,06	0,03	0,02	0,02	02
LOI	0,6	1,23	0,31	0,82	2,2	1,7	1,9
Toplam	100,8	100,4	100,9	98,32	99,53	99,39	99,52
İz element (ppm)							
Cr	20	40	20	20	20	30	20
Cu	20	<10	20	30	<10	<10	<10
Ga	27	16	16	13	18,8	17,4	16,5
Ta	0,16	0,26	0,01	0,33	0,4	0,4	0,4
Nb	4,8	2,9	0,8	4,9	4,9	4,6	4,4
Hf	3,2	3,4	7,4	6,4	5,4	5,3	4,9
Ni	20	20	20	20	20	20	20
Pb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Rb	4	2	1	5	0,8	1,4	3,1
Sr	131	53	196	67	220,6	187,8	84,7
Th	0,61	2,23	0,19	4,28	1,9	1,1	1,2
U	0,21	0,8	0,14	1,3	0,9	0,7	0,4
V	12	62	41	18	5	5	50
Y	88,1	31,7	11,4	29,8	67,1	59,6	59,2
Zn	30	50	<30	<30	<30	<30	<30
Zr	109	114	282	241	175,9	168,1	161
Ba	99	28	55	43	49,9	215,5	202,3
REE (ppm)							
La	15,2	7,28	3,14	7,65	10,2	9,7	8,5
Ce	41,5	18,2	6,39	17,7	25,1	23,7	22,9
Pr	5,8	2,13	0,72	2,01	3,49	3,26	3,39
Nd	31,8	11,3	3,8	9,73	19	18,4	19,9
Sm	10,1	3,29	1,16	2,79	6,1	5,8	6,1
Eu	2,52	0,796	0,731	0,515	1,64	1,43	1,88
Gd	12,2	4,11	1,53	3,23	7,85	6,93	7,47
Tb	2,42	0,77	0,28	0,67	1,45	1,27	1,34
Dy	15,3	5,14	1,8	4,69	9,3	8,93	8,63
Ho	3	1,11	0,38	1,03	2,27	2,09	2,08
Er	8,87	3,3	1,18	3,31	6,31	5,78	5,68
Tm	1,32	0,512	0,181	0,554	1,02	0,94	0,9
Yb	8,27	3,35	1,2	3,92	6,48	5,79	5,76
Lu	1,28	0,533	0,206	0,662	0,99	0,91	0,88

Çizelge 5. İncelenen ofiyolitlere ait daykların majör, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları

	İZOLE DİYABAZ DAYKLARI							DİYABAZ LEVHA DAYKLARI		
Örnek	SD.5	ED.2	ED.3	ED.4	KD.1	KD.2	KD.3	E.23	E.24	E.25
Oksitler (%)										
SiO_2	50,01	53,88	48,62	53,51	45,12	49,17	51,16	49,95	49,13	51,38
Al_2O_3	15,52	14,38	16,56	14,51	14,57	15,57	15,41	15,68	16,18	15,51
Fe_2O_3	11,47	12,05	12,18	12,31	10,23	9,54	10,29	11,05	8,82	9,58
MgO	5,29	4,04	4,34	3,74	7,83	7,04	6,70	6,34	6,31	5,98
CaO	8,31	6,93	8,50	5,79	16,25	10,19	10,44	9,07	10,74	8,58
Na_2O	3,83	5,02	3,48	4,14	1,00	3,33	2,14	2,75	2,61	4,01
K_2O	0,35	0,18	0,26	0,10	0,11	0,27	0,12	1,41	1,01	1,04
TiO_2	1,04	0,22	0,17	0,19	0,83	0,74	0,81	0,85	0,73	0,78
P_2O_5	0,09	0,07	0,18	0,13	0,06	0,05	0,08	0,06	0,03	0,07
MnO	0,18	0,85	1,76	1,17	0,16	0,16	0,16	0,16	0,13	0,13
Cr_2O_3	0,003	0,002	0,005	0,003	0,013	0,02	0,01	0,003	0,013	0,015
LOI	3,30	2,20	3,60	4,20	3,60	3,60	2,10	3,50	4,90	3,50
Toplam	99,41	99,79	99,68	99,83	99,83	99,70	99,46	99,63	99,99	99,69
İz element (ppm)										
Ba	100	46	32	29	174	31	241	257,4	106,4	367
Ni	25	45	157	248	103	76	78	32	53	42
Sc	38	33	30	32	46	39	39	39	37	36
Co	41	51,1	39,9	82,5	46,1	45,4	41,2	39,9	39,5	45,7
Cs	0,4	0,2	0,1	<0,1	0,3	1,1	1,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ga	16,6	18,8	26,4	20,9	12,1	14,1	15,1	14,3	14,5	14,4
Hf	1,6	1,1	1,4	1,4	0,9	1,1	1,1	1,3	1	1,4
Nb	0,7	1,2	2,7	1,2	3,5	1,8	1	0,7	1,1	0,6
Rb	6,4	3,4	1,2	3,5	9,2	9,7	3,2	2	5,6	1,4
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	454,3	118,4	173,2	131	172,7	126,6	144,7	106,8	133,9	217,9
Ta	0,1	0,4	0,5	0,4	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Th	0,5	0,1	<0,1	0,1	0,5	0,7	0,5	0,2	0,3	0,5
U	0,2	0,2	0,1	0,2	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,1
V	337	365	373	479	263	239	247	297	256	257
W	80,1	121,3	66,5	95,7	60,6	64,7	61,6	20,8	29,6	86,9
Zr	45,1	41	41,3	44,7	25,9	32,8	35,7	35,6	32,8	38,1
Y	21	21,4	33,3	24,7	32	20,6	21,8	23,2	28,3	23,1
REE (ppm)										
La	2,5	2,7	2,8	2,9	1,6	1,5	1,7	1,6	1,5	1,9
Ce	7,2	5,4	6,1	6,4	5,3	4,6	5,3	4,7	4,1	5
Pr	1,14	1,03	1,03	1,2	0,82	0,8	0,79	0,72	0,7	0,85
Nd	6,6	6,9	5,9	6,2	4,7	4,7	4,5	5	4,5	5,7
Sm	2,3	2	1,7	1,9	1,8	1,7	1,8	1,8	1,7	2,1
Eu	1,1	1,13	0,73	1,07	0,75	0,65	0,71	0,71	0,62	0,7
Gd	3,4	3,55	2,86	3,49	2,64	2,39	2,83	2,7	2,44	2,56
Tb	0,74	0,55	0,54	0,61	0,51	0,46	0,53	0,52	0,44	0,49
Dy	4,39	3,5	3,2	3,85	3,42	3,11	3,77	3,45	3,16	3,34
Ho	1,01	0,79	0,73	0,85	0,77	0,73	0,76	0,83	0,77	0,78
Er	2,94	2,29	2,24	2,49	2,18	2,23	2,29	2,34	1,96	2,18
Tm	0,43	0,27	0,35	0,38	0,33	0,29	0,35	0,37	0,3	0,32
Yb	2,97	1,96	2,16	2,33	2,02	1,82	2,06	2,19	1,86	2,02
Lu	0,45	0,35	0,34	0,38	0,29	0,31	0,3	0,33	0,33	0,32
Nb/Y	0,03	0,06	0,08	0,05	0,1	0,09	0,05	0,03	0,04	0,03
Ti/V	18,5	3,6	3	3,7	18,9	18,6	19,7	17,2	17,1	18,2
Zr/Y	2,2	1,9	1,2	1,8	0,8	1,6	1,6	1,5	1,2	1,6

Çizelge 6. İncelenen bazaltlara ait majör, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları

	OIB-BAZALTLAR				IAT-BAZALTLAR	
Örnek	EB.2	EB.3	EB.4	EB.5	EB.8	EB.6
Oksitler (%)						
SiO_2	44,65	47,68	47,59	44,63	47,01	55,33
Al_2O_3	11,75	14,87	14,84	14,15	14,14	13,64
Fe_2O_3	10,81	11,76	11,83	10,98	11,59	8,49
MgO	8,38	5,92	5,89	6,21	5,3	6,93
CaO	10,33	6	6	10,85	10,42	5,87
Na_2O	2,5	4,53	4,51	1,47	2,83	5,5
KvO	1,95	0,81	0,84	1,66	0,37	0,13
TiO_2	3,93	2,6	2,59	2,71	1,35	0,25
P_2O_5	0,62	0,61	0,59	0,66	0,11	0,03
MnO	0,17	0,19	0,19	0,15	0,2	0,14
Cr_2O_3	0,05	0,01	0,01	0,02	0,009	0,03
LOI	4,6	4,8	4,9	6,2	6,5	3,5
Toplam	99,75	99,80	99,82	99,72	99,84	99,85
İz element (ppm)						
Ba	143	153	152	214	99,3	23
Ni	105	103	70	57	39	58
Sc	17	15	14	18	34	36
Co	53,5	42,5	41,1	47,4	55,6	50,2
Cs	1	0,9	1	1,1	0,1	0,1
Ga	21,3	21,7	21,3	23,5	17,6	11
Hf	8	5,1	4,7	7,2	2,2	0,8
Nb	70,8	30,9	38,8	84,5	1,6	1,8
Rb	52,6	21,7	20,8	37,2	8,8	2,5
Sn	2	2	2	3	1	1
Sr	140,6	102,3	100,2	345,5	122,5	55,8
Ta	4,8	2,7	3,1	7	0,1	0,2
Th	5,8	3,8	4,1	7,2	0,5	0,9
U	1,4	0,9	1,4	1,6	0,3	0,5
V	308	196	191	220	329	246
W	100,7	28,2	26,1	60,6	42,7	137
Zr	301,8	195,4	187,2	281,1	48,8	18,6
Y	31,2	26,6	25	29	33	9,5
REE (ppm)						
La	59,2	34,6	33,2	71,2	2,8	2,2
Ce	117	69,3	65,6	126,2	8,7	4,1
Pr	14,11	8,24	7,98	13,81	1,44	0,48
Nd	55,3	36	34,1	51,2	9,4	2,3
Sm	9,9	6,8	6,7	8,6	2,9	0,6
Eu	3,27	2,37	2,23	2,89	1,04	0,17
Gd	8,46	6,23	5,9	6,93	3,83	0,96
Tb	1,2	0,93	0,9	1,1	0,76	0,18
Dy	6,05	5,11	4,92	5,64	4,88	1,44
Ho	1,11	0,92	0,93	1,07	1,12	0,32
Er	2,68	2,25	2,45	2,52	2,96	1,03
Tm	0,36	0,34	0,3	0,36	0,47	0,16
Yb	2,01	1,17	1,93	2,13	3,07	1,21
Lu	0,29	0,23	0,29	0,34	0,42	0,21

Çizelge 7. Taban metamorfik kayaçlara ait majör-iz element analiz sonuçları

	METAMORFİTLER			
Örnek	SM.4	SM.2	SM.3	SM.1
Oksitler (%)				
SiO2	43,99	48,18	43,52	50,32
TiO2	0,09	0,15	0,15	0,26
Al2O3	17,15	15,33	17,39	9,70
Fe2O3	5,85	8,12	8,54	6,46
MnO	0,09	0,17	0,17	0,14
MgO	12,00	11,94	12,51	14,57
CaO	18,26	13,84	12,74	17,12
Na2O	1,38	0,88	0,86	0,92
K2O	0,08	0,04	0,56	0,06
P2O5	0,02	0,00	0,00	0,01
LOI	1,81	1,49	2,19	1,21
S	0,01	0,01	0,01	0,01
Toplam	100,75	100,17	99,60	100,78
İz element (ppm)				
Ba	23	7	116	24
Cl	3	55	788	71
Cr	145	229	563	954
Cu	29	35	39	51
Ga	11	12	10	8
Nb	2	3	2	1
Ni	129	84	352	157
Pb	4	2	2	2
Rb	2	2	7	3
Sr	300	201	503	92
Th	0	1	0,5	1
V	178	110	72	188
Y	5	5	7	10
Zn	35	42	37	40
Zr	5	6	2	10
REE (ppm)				
La	3	1	2	7
Ce	0	0	0	0
Nd	8	0	5	1

Çizelge 8. Peridotitlere ait olivin kristallerinin mikroprop analiz sonuçları

Litoloji	DUNİT					HARZBURJİT				
Örnek	04-73	04-73	BP-73	BP-73	BP-73	BP-65a	BP-65a	BP-65a	BP-65a	P 52a
	OLV	OLV	OLV	OLV	OLV	OLV	OLV	OLV	OLV	OLV
SiO_2	41,06	41,03	40,87	40,35	40,92	40,96	41,04	41,11	40,95	41,12
Cr_2O_3	0,01	0	0,01	0	0,03	0,00	0,00	0,45	0,04	0,01
NiO	0,43	0,38	0,37	0,38	0,46	0,44	0,52	0,50	0,40	0,47
FeO	9,06	9,01	9,41	9,12	8,99	9,47	8,97	4,99	9,45	9,06
MnO	0,13	0,11	0,07	0,13	0,16	0,16	0,18	0,12	0,16	0,10
MgO	48,99	49,08	49,26	49,13	49,37	48,78	48,00	35,31	48,31	49,78
CaO	0,02	0	0	0	0	0,00	0,02	0,43	0,01	0,00
Toplam	99,71	99,62	100,01	99,11	99,91	99,83	98,76	83,72	99,36	100,54
formula calculated on the basis of 4 oxygens										
Si	1,006	1,006	1,001	0,997	1,001	1,005	1,015	1,173	1,009	1,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,001	0,000
Ni	0,008	0,007	0,007	0,008	0,009	0,009	0,010	0,001	0,008	0,009
Fe	0,186	0,185	0,193	0,188	0,184	0,194	0,186	0,119	0,195	0,184
Mn	0,003	0,002	0,001	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003	0,002
Mg	1,790	1,793	1,797	1,808	1,800	1,784	1,769	1,502	1,774	1,804
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,013	0,000	0,000
Total	2,994	2,994	2,999	3,003	2,998	2,995	2,985	2,822	2,990	3,000
Fo	91	91	90	91	91	90	91	93	90	91

Çizelge 9. Taban metamorfitlerine ait olivinlerin mikroprop analiz sonucu

Litoloji	**GRANATLI AMFİBOLİT**				
Örnek	**SM.3** OLV	**SM.3** OLV	**SM.3** OLV	**SM.3** OLV	**SM.3** OLV
SiO_2	40,45	40,48	40,26	43,23	40,86
TiO_2	0	0,04	0,08	0,01	0,06
Al_2O_3	0	0,02	0	0,09	0
Cr_2O_3	0,05	0	0	0,05	0,05
FeO	13,51	13,13	14,00	13,19	13,55
MnO	0,23	0,18	0,19	0,11	0,15
MgO	45,94	45,38	44,86	44,10	45,32
CaO	0,00	0	0,05	0,57	0,00
Na_2O	0,00	0,01	0,08	0,04	0,00
K_2O	0	0	0	0,15	0,03
NiO	0,05	0,12	0,09	0,12	0,17
Toplam	100,24	99,36	99,59	101,70	100,19
formula calculated on the basis of 4 oxygens					
Si	1,005	1,012	1,009	1,274	1,015
Ti	0	0,001	0,001	0	0,001
Al	0	0	0	0,003	0
Cr	0,001	0	0	0,001	0,001
Fe	0,281	0,275	0,293	0,325	0,281
Mn	0,005	0,004	0,004	0,003	0,003
Mg	1,702	1,692	1,676	1,293	1,678
Ca	0	0	0,001	0,018	0
Na	0	0,001	0,004	0,002	0
K	0	0	0	0,006	0,001
Ni	0	0,002	0,002	0,003	0,003
Toplam	2,995	2,987	2,991	2,927	2,984
Fo	86	86	85	81	86
Fa	14	14	15	19	14
Mg#	86	86	85	82	86

Çizelge 12. Taban metamorfitlerine ait klinopiroksenlerin mikroprop analiz sonucu

Litoloji	**GRANATLI AMFİBOLİT**						
Örnek	SM.3 CPX	SM.3 CPX	SM.3 CPX	SM.3 CPX	SM.3 CPX	SM.3 CPX	SM.3 CPX
SiO_2	52,40	51,87	52,42	51,61	52,16	51,41	51,53
TiO_2	0,64	0,72	0,84	0,96	0,79	0,84	0,80
Al_2O_3	2,64	2,99	3,15	3,65	3,76	3,99	3,95
Cr_2O_3	0,36	0,45	0,67	0,87	1,07	0,66	0,80
FeO	3,24	3,23	3,59	3,58	3,47	3,58	3,41
MnO	0,03	0	0,14	0,09	0,03	0,04	0
MgO	15,22	15,5	15,54	15,33	15,03	14,82	14,43
CaO	24,02	24,37	24,42	24,09	24,31	24,02	23,98
Na_2O	0,31	0,31	0,31	0,42	0,52	0,43	0,48
K_2O	0	0	0,03	0	0,01	0,02	0
NiO	0,01	0,06	0,01	0,06	0,19	0	0
Toplam	98,85	99,6	101,23	100,70	101,52	99,80	99,37
formula calculated on the basis of 6 oxygens							
Si	1,937	1,911	1,903	1,884	1,891	1,890	1,900
Al IV	0,063	0,089	0,097	0,116	0,109	0,110	0,100
Al VI	0,052	0,041	0,038	0,041	0,052	0,063	0,072
Ti	0,018	0,020	0,023	0,026	0,021	0,023	0,022
Cr	0,010	0,013	0,019	0,025	0,031	0,019	0,023
Fe	0,100	0,099	0,109	0,109	0,105	0,110	0,105
Mn	0,001	0	0,004	0,003	0,001	0,001	0
Mg	0,839	0,850	0,841	0,834	0,812	0,812	0,793
Ca	0,951	0,962	0,950	0,942	0,945	0,946	0,947
Na	0,022	0,022	0,022	0,030	0,037	0,031	0,034
K	0	0	0,002	0	0,001	0,001	0
Ni	0	0,002	0	0,002	0,006	0	0
Toplam	3,993	4,009	4,009	4,013	4,010	4,006	3,998
Wo	49,7	49,7	49,3	49,1	49,7	49,8	50,4
En	43,8	44,0	43,7	43,5	42,8	42,7	42,2
Fs	5,3	5,1	5,9	5,8	5,6	5,8	5,6

Çizelge 13. Gabroyik kayaçlara ait plajiyoklas kristallerinin mikroprop analiz sonuçları.

Litoloji	**GABROYİK KAYAÇLAR**				
Örnek	BP-71	BP-71	BP-71	BP-73	BP-73
	PLAG	PLAG	PLAG	PLAG	PLAG
SiO_2	44,03	43,30	43,58	41,50	42,91
Al_2O_3	35,06	35,40	35,47	33,78	33,57
FeO	0,84	0,95	0,99	1,76	2,83
MgO	0,65	0,82	0,77	0,36	2,78
CaO	18,25	18,17	17,55	21,23	14,79
Na_2O	0,94	0,61	0,87	0,18	1,18
K_2O	0,00	0,03	0,05	0,00	0,05
Toplam	99,80	99,32	99,29	98,92	98,14
formula calculated on the basis of 6 oxygens					
Si	2,042	2,018	2,028	1,972	2,021
Al	1,916	1,944	1,946	1,892	1,863
Fe3+	0,033	0,037	0,039	0,070	0,112
Total IV	3,990	3,999	4,013	3,933	3,996
Mg	0,045	0,057	0,051	0,025	0,195
Ca	0,907	0,907	0,875	1,081	0,746
Na	0,084	0,055	0,078	0,016	0,107
K	0,000	0,002	0,003	0,000	0,003
Toplam	5,026	5,020	5,020	5,056	5,047
Or	0,00	0,18	0,31	0,00	0,32
Ab	8,50	5,67	8,18	1,49	12,53
An	91,50	94,14	91,51	98,51	87,15

Çizelge 16. Gabroyik kayaçlardaki herzinit kristallerine ait mikroprop analiz sonuçları

Litoloji	GABROYİK KAYAÇLAR				
Örnek	BP-71	BP-71	BP-73	BP-73	BP-73
	SP	SP	SP	SP	SP
SiO_2	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
TiO_2	0,03	0,07	0,00	0,02	0,00
Al_2O_3	61,11	59,02	63,39	61,78	62,61
Cr_2O_3	0,05	0,05	0,22	0,21	0,16
FeO	23,29	24,72	20,56	22,28	22,16
NiO	0,03	0,04	0,05	0,04	0,05
MnO	0,23	0,17	0,10	0,15	0,20
MgO	15,41	15,52	15,58	14,71	14,86
Toplam	100,16	99,61	99,89	99,20	100,09
formula calculated on the basis of 24 cations					
Si	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002
Ti	0,004	0,011	0,000	0,003	0,000
Al	15,064	14,691	15,537	15,370	15,424
Cr	0,008	0,008	0,035	0,034	0,027
Fe	3,155	3,091	3,148	3,344	3,329
Ni	0,005	0,007	0,008	0,006	0,008
Mn	0,041	0,31	0,017	0,026	0,036
Mg	4,804	4,884	4,827	4,626	4,630
Toplam	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000

Çizelge 17. Taban metamorfitlerine ait herzinitlerin mikroprop analiz sonucu

Litoloji	GRANATLI AMFİBOLİT			
Örnek	**SM.3** SP	**SM.3** SP	**SM.3** SP	**SM.3** SP
SiO_2	0	0,03	0	0,08
TiO2	0	0,01	0	0,07
Al2O3	63,55	62,97	63,65	64,51
Cr2O3	0,20	0,15	0,15	0,14
FeO	23,58	25,08	24,03	21,51
MnO	0,16	0,26	0,29	0,10
MgO	12,13	11,28	11,76	13,32
CaO	0	0	0	0,05
Na2O	0	0	0	0
K2O	0	0	0	0,03
NiO	0,06	0,30	0,31	0,24
Cl	0	0,01	0,02	0,02
F	0	0,07	0	0
Toplam	99,68	100,15	100,22	100,07

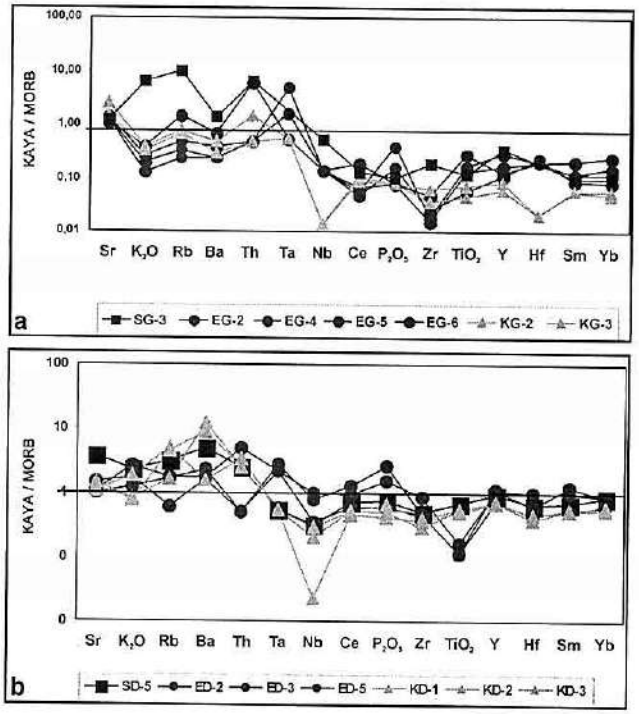
örneğinden tüm kaya ve mineral (granat, amfibol) bazında Sm-Nd (143Nd/144Nd – 147Sm/144Nd) izokron yaş metodu uygulanmıştır (Çizelge 1). Bu analizler için Kütle Spektrometresi ve Nicolaysen-diyagramı kullanılmıştır (Faure, 1986).

Okyanus tabanı metamorfizmasına maruz kalmış diyabazlara ait dört örnekten duraylı oksijen izotop analizi yapışmıştır. Analiz değerleri, Alberta Üniversitesinde (Kanada) BrF2 metodu kullanarak elde edilmiştir. Sonuçlar, Çizelge 19'da verilmiştir.

5. JEOKİMYA

Boudier ve Nicolas (1985), ofiyolitleri lerzolit- ve harzburjit-tipi olmak üzere iki alt sınıfla ayırmıştır. İncelenen ofiyolitlere ait manto peridotitlerinin MgO (%36-42) içeriği bu ofiyolitlerin HOT-tipi (harzburjit tipi ofiyolitler) olduğunu göstermektedir. Çok düşük TiO_2 (<%0.1) değerleri, yüksek MgO ve Ni içerikleri, ultramafik kayaçların refrakter özelliğini yansıtmaktadır.

Gabrolarda düşük TiO2 (%0.06-0.44), Nb (<0.8ppm), Y (1.9-9.2ppm) ve Zr (2.2-15ppm) içerikleri gözlenirken diyabazlarda ise TiO_2 (%0.17-1.04), Nb (0.6-3.5ppm), Y (21-33.3ppm) ve Zr (25.9-45.1ppm) değerleri tespit edilmiştir. Diyabaz ve gabrolardaki Nb/Y <0.5 olması, bu kayaçların toleyitik karakterli olduğunu göstermektedir (Winchester ve Floyd, 1977). Ada-yayı toleyitik karakterinde olan gabrolardaki Ti/V oranı 3.3-19.0 arasında iken diyabazlardaki Ti/V oranı 3.0-19.7'dir. Bu kayaçların Zr/Y değerleri, sırası ile, 0.6-2.3 ve 0.8-2.2 arasında değişir.



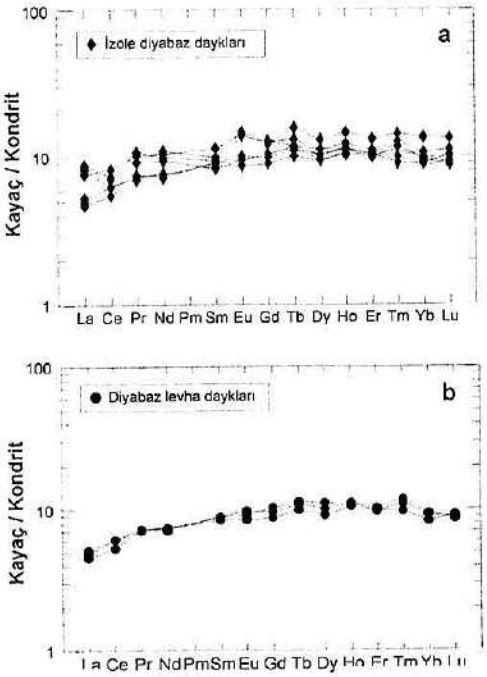
Şekil 12. a) Gabroların ve b) İzole diyabaz dayklarının MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramı. Normalize değerler, Pearce (1983)'den alınmıştır.

Dağküplü Ofiyolitinin plajiyogranitleri ile doğu kesiminde bulunan Refahiye ofiyolitinin plajiyogranitleri, Doğu Akdeniz Ofiyolitlerine ait plajiyogranitlere benzer kimyasal özelliklere sahiptir (Şekil 16a). Okyanus içi dalma-batma zonunda izotropik gabrolara ve plajiyogranitlere ait NTE'in kondrite göre normalize edilmiş diyagramları, plajiyogranitlerin okyanus içi dalma-batma zonunda gelişmiş bazik kökenli bir magmadan fraksiyonel kristallenme ile oluştuğunu göstermektedir (Şekil 16b).

6. MİNERAL KİMYASI

Olivin: İncelenen ofiyolit dilimlerine ait peridotitlerde yüksek Mg içerikli olivinler (forsterit) tespit edilmiştir (Çizelge 8). Harzburjit ve dunitlerdeki forsteritlerin bileşimi Fo_{90-93}'dir. Forsteritlerdeki NiO değeri, %0.37-0.52 arasındadır. Kuzey Neotetis Ofiyolitlerinde tespit edilen forsterit bileşimi, Doğu Akdeniz Ofiyolitleri olarak bilinen ve okyanus içi dalma-batma zonunda oluşmuş Kızıldağ, Mersin, Pozantı-Karsantı, Troodos ve Semail ofiyolitine benzemektedir (Bağcı ve diğ. 2005; Parlak ve diğ. 1996; 2002; Portnyagin ve dig. 1996; Juteau ve diğ. 1988).

Taban metamorfitlere ait granatlı amfibolitlerde seyrek olarak izlenen



Şekil 13. a) İzole diyabaz dayklarının ve b) Diyabaz levha dayklarının Kondrit'e göre normalize edilmiş diyagramı. Normalize değerler, Nakamura (1974)'den alınmıştır.

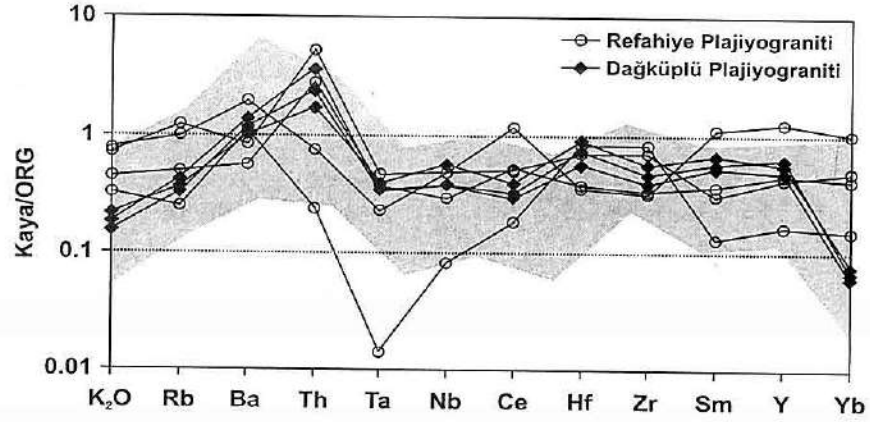
olivinler, yüksek MgO (%44-46) içerikli olup özellikle NiO (%0.05-0.17) içerikleri peridotitlerdeki olivinlere nazaran düşüktür. Fo değerleri 81-86 arasındadır (Çizelge 9). Fo $_{40-85}$ bileşimli olivinlerin genellikle gabro, dolerit ve bazaltlarda gözlendiği belirtilmiştir (Deer, Howie ve Zussman, 1966). Taban metamorfitlerin kaya kimyasına benzer olarak mineral kimyası da metamorfik kayaçların ilksel kayalarının ofiyolitlere ait bazik kayaçlar olduğunu işaret etmektedir.

Ortopiroksen: Harzburjit ve lerzolitlerde gözlenen ortopiroksenler, yüksek Mg içerikli enstatittir (En$_{90-92}$). TiO_2 (%0.01-0.07), CaO (%0.32-0.97) ve Al_2O_3 (%0.75-2.86) içerikleri düşüktür. Capedri ve Venturelli (1979), Doğu Akdeniz ofiyolitlerindeki piroksenlerin TiO_2 (<%1.0) içeriklerinin düşük olduğunu belirtmiş olup incelenen ortopiroksen kristallerinin Doğu Akdeniz Ofiyolitlerine benzer özellikler sunduğu görülmüştür.

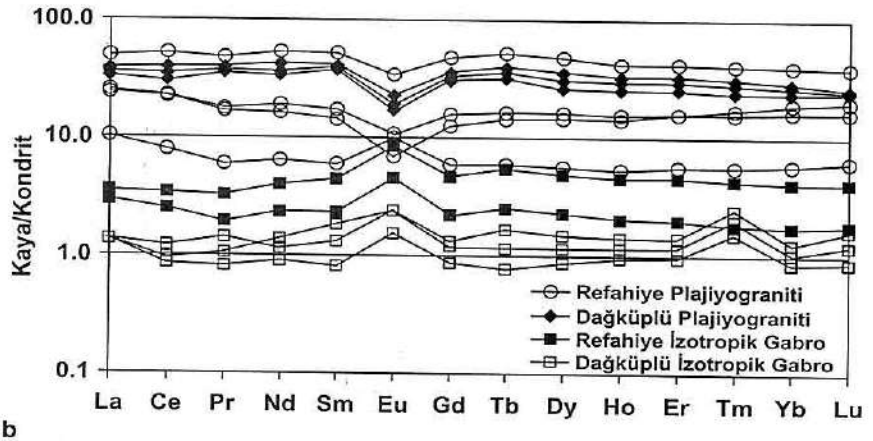
Klinopiroksen: İzmir-Ankara Kenet Zonu'nda yer alan ofiyolitlere ait gabroyik kayaçlardaki klinopiroksenlerin En$_{42-44}$ Wo$_{48-50}$Fs$_{8-9}$ bileşimli diopsit olduğu ve Mg sayısının (Mg#Mg/(Mg+Fe))'nın 83 ile 85 arasında değiştiği tespit edilmiştir (Şekil 17a). Düşük TiO_2 (ortalama %0.1) içerikli klinopiroksenleri içeren ofiyolitik kayaçlar, dalma-batma tektonomagmatik ortamda oluşan Vourinos (Beccaluva ve diğ. 1984), Troodos (Cameron, 1985) and Semail (Pallister ve Hopson, 1981) ofiyolitlere benzer özellikler sunmaktadır.

Taban metamorfitlerine ait granat amfibolitlerdeki klinopiroksenlerin de diopsit olduğu saptanmıştır (Çizelge 12). Cr_2O_3 içeriklerinin %0.36-1.07 arasında değişmesi, klinopiroksenlerin kromlu diopsit olduğu işaret ederken granatlı amfibolitlerin ilksel kayaçlarının ofiyolit istifine ait kayaçlar olduğu gösterir.

Plajiyoklas: Gabroyik kayaçlardaki plajiyoklasların anortit içeriği, An$_{87.2-98.51}$'dir (Çizelge 13). Bu da yüksek CaO ve çok düşük NaO içeriğinden kaynaklanmaktadır. Yüksek-An içerikli plajiyoklaslar ile klinopiroksenlerin Mg sayısı



a



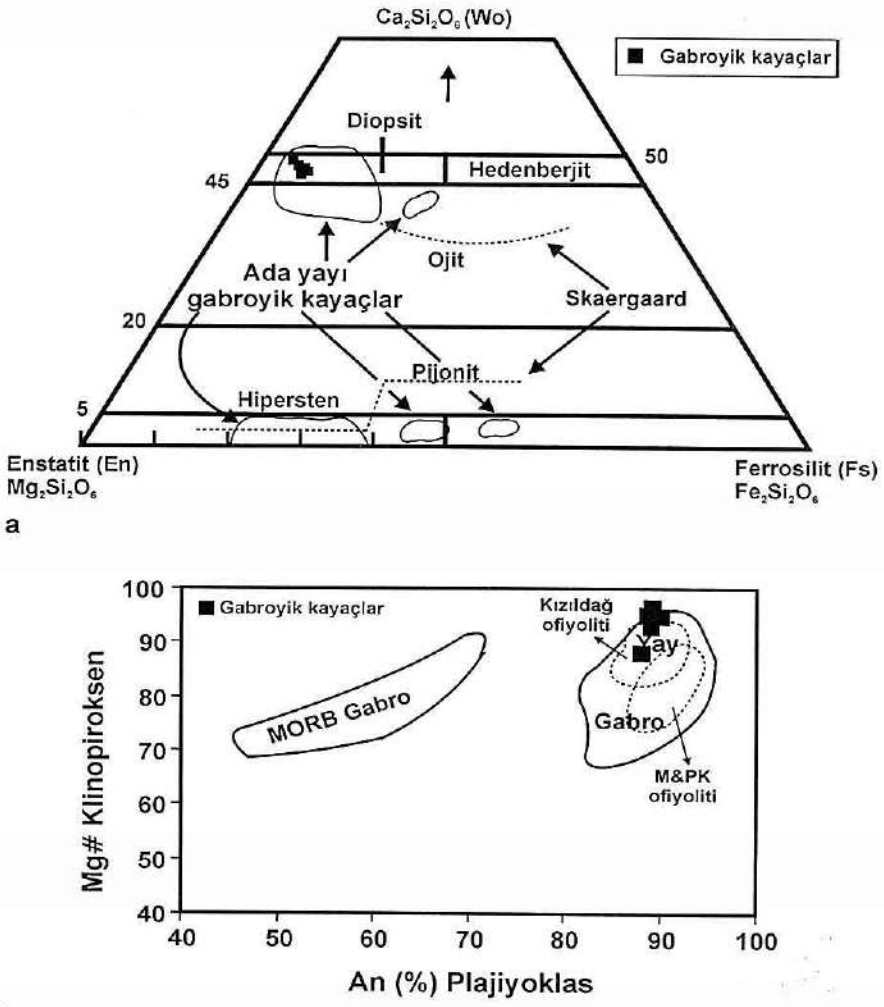
b

Şekil 16.a) Dağküplü (Eskişehir) ve Refahiye (Erzincan) Ofiyolitlerine ait plajiyogranitlerin Pearce ve diğ. (1984)'e göre normalize edilmiş örümcek diyagramı. Gölgeli alan, Doğu Akdeniz Ofiyolitlerine ait plajiyogranitleri temsil etmektedir (Sarıfakıoğlu, 2006). b) İzotropik gabroların ve plajiyogranitlerin Kondrite göre normalize edilmiş diyagramı (normalize değerler, Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).

sıcaklıklı metamorfizma koşullarında oluştuğu düşünülmektedir. Bazı granatların bir miktar krom içermesi bu metamorfik kayaçların protolitlerinin ofiyolitik kayaçlar olabileceğini işaret etmektedir (Çizelge 18).

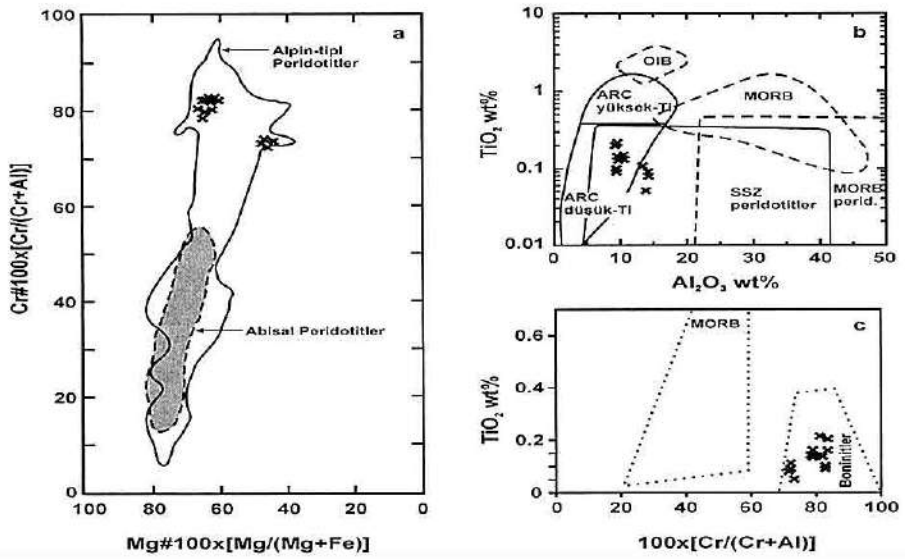
7. İZOTOP JEOKİMYASI

Üst manto peridotitlerini yer yer kesen izole diyabaz dayklarını düşük dereceli yeşilşist metamorfizmasından etkilenmiştir. İlksel klinopiroksen kristalleri çoğunlukla uralitleşirken



Şekil 17. a) Gabrolara ait klinopiroksenlerin Walker ve diğ. (1973)'in diyagramındaki konumu. Beard (1986)'a göre ada yayı gabro alanları. b) Gabrolardaki plajiyoklas (An-içeriği) ve klinopiroksenlerin (Mg-sayısı) Burns (1985)'ın diyagramındaki dağılımı. Kızıldağ ofiyoliti (Bağcı ve diğ. 2005); Mersin ve Pozantı-Karsantı (M&PK) ofiyoliti (Parlak ve diğ. 1996; 2002).

plajiyoklas kristalleri albit, klorit, serisit ve epidot minerallerine dönüşmüştür. Bu, okyanus tabanı hidrotermal sistemlerin etkisini göstermektedir. Düşük dereceli yeşilşist metamorfizmasını gerçekleştiren hidrotermal akışkanların diyabazları etkileyen alterasyon sıcaklığını bulmak için duraylı oksijen izotop analizi



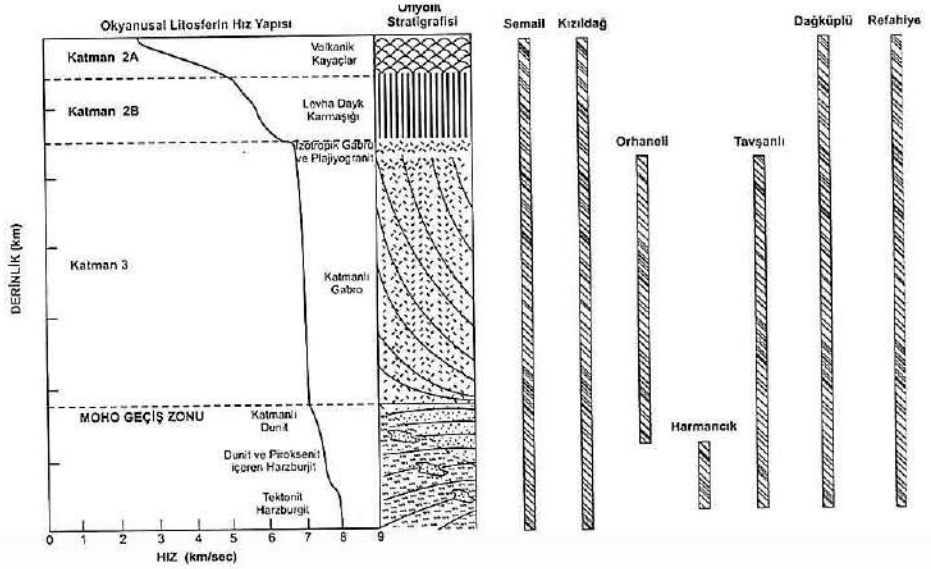
Şekil 18. a) Dick ve Bullen (1984)'in diyagramında kromit örneklerinin dağılımı, b) Kromit örneklerinin Kamenetsky ve diğ. (2001)'in diyagramındaki konumu, c) TiO_2-Cr# diyagramında (Dick ve Mullen, 1984; Arai, 1992) kromitlerin dağılımı.

yapılmıştır. Diyabaz dayklarından yapılan dört adet oksijen izotop ($\delta^{18}O$) analiz değerleri ‰6.13-‰8.37 arasında değişmekte olup bazik kayaçların yaklaşık 250°-400°C'de altere olduğunu işaret etmektedir (Çizelge 19).

Mirdita (Arnavutluk), Troodos (Kıbrıs) ve Semail (Umman) ofiyolitlerindeki bazalt, diyabaz ve plajiyogranitlerin okyanus tabanı hidrotermal alterasyonu sonucu, epidot-amfibolit, yeşilşist ve zeolit fasiyesi koşullarında aktinolit, epidot, klorit, serisit, simektit, zeolit ve kuvars minerallerine dönüştüğü ifade edilmiştir (Dilek ve Flower, 2003). Hidrotermal akışkanların etkisi ile kayaçların yoğun alterasyonu ya da çatlak dolgusu olarak oluşan epidozitlerin oluşum sıcaklığı, oksijen izotop analizi ile 200°-400°C olarak tespit edilmiştir (Banerjee ve diğ. 2002). Hatta, epidozitlerin MORB'dan ziyade SSZ tektonik ortamında oluştuğu ileri sürülmüştür.

8. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Zonu'nda, batıdan doğuya doğru gözlenen Orhaneli (Bursa), Harmancık (Bursa), Tavşanlı (Kütahya), Dağküplü (Eskişehir) ve Refahiye (Erzincan) ofiyolitleri, Üst Kretase'de, başlıca Anatolid-Torid Platformunun üzerine güneye doğru bindirmiş bununla birlikte retroşariyaj ile Pontidlerin üzerine de yerleşmiştir (Okay ve Tüysüz, 1999; Göncüoğlu ve diğ. 2000). Ofiyolit dilimleri, iç yapılarını korumuş kısmen eksikli ya da eksiksiz düzenli bir ofiyolit stratigrafisi sunmaktadır (Şekil 19). Ultramafik-mafik kayaçlardan oluşan tektonik dilimler, genellikle altındaki taban metamorfitleri ve ofiyolitik melanjla kıtasal platformların



Şekil 19. Ofiyolit stratigrafisi, okyanusal litosferin sismik yapısı ile mukayese edilmiştir (Phipps Morgan ve diğ. 1994). İncelenen ofiyolitler, ideal ofiyolit istifi ve sırası ile Dünya'daki ve Türkiye'deki en tipik Semail (Umman) and Kızıldağ (Hatay) ofiyolitleri ile karşılaştırılmıştır (ölçeksiz).

üzerinde allokton olarak bulunur. Çoğunlukla harzburjitlerden oluşan üst manto peridotitleri yer yer izole diyabaz daykları tarafından kesilir. Kümülatlar olarak dunit, verlit ve gabrolar gözlenmiştir. Bazı ofiyolit dilimlerinde izlenen plajiyogranit damarları izotrop gabrolar ve diyabaz levha daykları ile ilişkilidir. Yastık lavlar ile bir arada gözlenen pelajik kireçtaşı ve radyolaryalı çörtler, ofiyolit istifinin en üstünde yer alan derin denizel sedimanter kayaçlardır. İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Zonu'nda gözlenen ofiyolitlere ait bu kayaç dizisi, Doğu Akdeniz Ofiyolit Kuşağında gözlenen diğer okyanus içi dalma-batma zonunda oluşmuş ofiyolitlerin (Vourinos, Troodos, Kızıldağ, Semail) kayaç dizisine benzemektedir.

Yüksek MgO ve düşük TiO_2 içerikli İAEKZ'ndaki ofiyolitlerin okyanus ortası sırtlarından ziyade okyanus-içi yitim zonlarında oluştuğu düşünülmektedir. Bu kenet zonundaki refrakter (MgO içeriği yüksek) peridotitlerde yüksek Cr içerikli spinellerin bulunması, plajiyogranitlerin varlığı ve ofiyolit dilimlerinin tabanında taban metamorfitlerin gözlenmesi dalma-batma tektonik ortamında deniz tabanı yayılması ile gelişen yayönü ofiyolitlerini işaret etmektedir. Flower ve Dilek (2003), bu tür kayaçların daha çok yayönü tektonik ortamında oluştuğunu belirterek Mirdita (Arnavutluk), Trodoos (Kıbrıs) ve Semail (Umman) ofiyolitlerini örnek vermiştir.

İncelenen ofiyolitlerde ender olarak gözlenen 103Ma yaşlı taban metamorfitleri, tektonitik peridotitlerin hemen altında yüksek dereceli amfibolit fasiyesinden pasif kıtasal platforma yakın kısımlarda düşük dereceli yeşilşist

fasiyesine geçiş sunar. Jeokimyasal veriler, metamorfitlere ilişkin protolitlerin okyanusal kabuğun bazik kayaçları olduğunu gösterir. Taban metamorfitlerine ait granat amfibolitlerde, diyopsit, olivin, amfibol, herzinit ve granatın varlığından bu kayaçların oluşumunda yüksek sıcaklığın etkili olduğu anlaşılır (Meffre ve diğ. 2000). Okyanus tabanında halen sıcak olan ultramafik-mafik kayaçları içeren ofiyolit dilimleri, birbiri üzerinde dilimlenerek yükselirken ve kıtasal platformun üzerine yerleşirken tektonik (makaslama) zonlarda metamorfizmaya maruz kalmaktadır. Doğu Akdeniz Ofiyolit Kuşağında ofiyolitlerle ilişkili olarak gözlenen taban metamorfitlerin ilksel kayaçlarının denizaltı dağına ait ya da okyanusal kabuğa ait bazik kayaçlar olduğu öne sürülmüştür (Coleman, 1977). Bununla birlikte, ofiyolitlere ait diyabaz dayklarının düşük dereceli okyanus tabanı hidrotermal alterasyona (yaklaşık 350°C) uğradığı tespit edilmiştir.

Sonuçta, incelenen Erken/Geç Kretase ofiyolitlerinin Üst Triyas-Alt Kretase Neotetis Okyanusu içerisinde okyanus içi yitim zonu üzerinde oluşan ve ardından kıta üzerine yerleşen suprasübdüksiyon (olasılı yayönü) ofiyolitleri olduğu söylenebilir. Petrografik ve jeokimyasal özellikleri, Arnavutluk'tan Umman'a kadar Doğu Akdeniz Bölgesinde yer alan diğer ofiyolitlere benzemektedir.

9. KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğünün 'Ofiyolitlere Bağlı Cevherleşmeler' projesi (16AE; 16AE35; 16B29; 16B15; 13M1) kapsamında gerçekleştirilmiştir. Dr. Ursula Roberts'e mikroprop çalışmaları esnasındaki yardımlarından dolayı, Prof. Dr. Wolfgang Siebel'e Sm-Nd radyometrik yaş tayini ve Dr. Neil R. Banerjee'e oksijen izotop analizi için teşekkür ederiz. Ayrıca ES, Prof. Dr. John A. Winchester'a Keele Üniversitesindeki (İngiltere) analitik laboratuvar imkanlarından yararlanılmasına olanak verdiği için teşekkür eder. Makalemizin daha anlaşılır hale gelmesi için değerli katkılarından dolayı Prof. Dr. A. Fevzi Bingöl'e ve Prof. Dr. Özkan Pişkin'e teşekkür ederiz. Makalenin düzeni açısından son şeklini almasında değerli zamanlarını veren Yer Bilimleri Dergisinin Baş Editörü Prof. Dr. Mesut Anıl'a ve Dr. Nil Yapıcı'ya şükranlarımızı sunarız.

10. KAYNAKLAR

Aktimur, H.T., Sarıaslan, M., Keçer, M., Turşucu, A., Ölçen, S., Yurdakul, M.E., Mutlu, G., Aktimur, S. ve Yıldırım, T. 1995. Erzincan dolayının jeolojisi. MTA Rapor No: 9792 (yayınlanmamış).

Arai, S. 1992. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potantial guide to magma chemistry. Mineralogical Magazine 56, 173-184.

Asutay, H.J., Küçükayman, A., Gözler, Z. 1989. Dağküplü (Eskişehir Kuzeyi) Ofiyolit Karmaşığının stratigrafisi, yapısal konumu ve kümülatların petrografisi. MTA Dergisi 109, 1-6.

Bacak, G. ve Uz, B. 2003. Dağardı güneyi (Kütahya) ofiyolitinin jeolojisi ve jeokimyasal özellikleri. İTÜ Dergisi 2(4), 86-98.

Bağcı, U. Parlak, O. and Höck, V. 2005. Whole-rock and mineral chemistry of cumulates from the Kızıldağ (Hatay) ophiolite (Turkey): clues for multiple magma generation during crustal accretion in the southern Neotethyan

Ocean. Mineralogical Magazine 69(1), 53- 76.

Banerjee, N.R., Muehlenbachs, K. and Dilek, Y. 2002. Petrography and geochemistry of epidosites from Mirdita Ophiolite, Albania. In 1th International Symposium of the Faculty of Mines (İTÜ) on Earth Sciences and Engineering. Abstracts, 136.

Beard, J.S. 1986. Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: implications fort he tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis. Geology 14, 848-851.

Beccaluva, L., Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M. and Paupy, A. 1984. Two magmatic series with island arc affinities within the Vourinos ophiolite. Contributions to Mineralogy and Petrology 85, 253-271.

Beyarslan, M. and Bingöl, a.F. 2000. Petrology of a suprasubduction zone ophiolite (Elazığ, Turkey). Canadian Journal of Earth Sciences 37, 1411-1424.

Boudier, F. and Nicolas, A. 1985. Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. Earth and Planetary Science Letters 76, 84-92.

Burns, L.E. 1985. The Border Ranges ultramafic and mafic complex, South central Alaska: cumulate fractionates of island arc volcanics. Canadian Journal of Earth Sciences 22, 1020-1038.

Cameron, W.E. 1985. Petrology and origin of pritive lavas from the Troodos ophiolite, Cyprus. Contributions to Mineralogy and Petrology 89, 239-255.

Capedri, S. and Venturelli, G. 1979. Clinopyroxene composition of ophiolitic metabasalts in the Mediterranean area. Earth and Planet Scientific Letters 43, 61-73.

Coleman, R.G. 1977. Ophiolites. Springer, New York, 229p.

Çelik, Ö.F., Chiaradia, M. and Delaloye, M. 2002. Geodynamic significanceof doleritic and amphibolitic dikes near Yeşilova (SW Turkey) inferred from major, trace, REE and Pb isotopes. In 1th International Symposium of the Faculty of Mines (İTÜ) on Earth Sciences and Engineering. Abstracts, 140.

Çoğulu, E. 1967. Etude petrographique de la region de Mihalliççik (Turquie). Docteur These. L'universite de Geneve. 139p.

Deer, W.A., Howie, R.A and Zussman, J. 1966. An Introduction to the Rock Forming Minerals. Longman Group Limited London. 528p.

Dick, H.J.B. and Bullen, T. 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. Contributions to Mineralogy and Petrology 86, 54-76.

Dilek, Y. and Moores, E.M. 1990. Regional Tectonics of Eastern Mediterranean Ophiolites. In: Malpas, I., Moores, E.M., Panagiotou, A. and Xenophontas, C. (eds), Ophiolites-Oceanic Crustal Analogues. Proceedings of the Troodos Symposium, 295-309.

Dilek, Y. and Flower, M.F.J. 2003. Arc-trench rollback and forearc accretion: 2. A model template for ophiolites in Albania, Cyprus, and Oman. In: Dilek, Y. and Robinson, P.T. (eds), Ophiolites in Earth History. Geological Society, London, Special Publication 218, 43-69.

Elitok, Ö. 2001. Geochemistry and tectonic significance of the Şarkikaraağaç ophiolite in the Beyşehir-Hoyran nappes, SW Turkey. In: Akıncı, Ö., Görmüş, M., Kuşcu, M., Karagüzel, R. and Bozcu, M. (eds), Proceedings of 4th International Symposium on Eastern Mediterranean

Geology (Süleymen Demirel University, İsparta), Turkey. 181-196.

Faure, G. 1986. Principles of isotope geology. Wiley.

Flower, M.F.J. and Dilek, Y. 2003. Arc-trench rollback and forearc accretion: 1. A collision-induced mantle flow model for Tethyan ophiolites. In: Dilek, Y. and Robinson, P.T. (eds), Ophiolites in Earth History. Geological Society, London, Special Publication 218, 21-43.

Floyd, P.A., Göncüoğlu, M.C., Winchester, J.A. and Yalınız, M.K. 2000. Geochemical character and tectonic environment of Neotethyan ophiolitic fragments and metabasites in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A and Piper, J.D.A (eds), Tectonics and Magmatism in Turkey and the surroundings area. Geological Society, London, Special Publication 173, 183-202.

Göncüoglu, M.C., Turhan, N., Şentürk, K., Özcan, A., Uysal, Ş. and Yalınız, K. 2000. A geotraverse across Northwestern Turkey: tectonic units of the Central Sakarya region and their tectonic evolution. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A and Piper, J.D.A (eds), Tectonics and Magmatism in Turkey and the surroundings area. Geological Society, London, Special Publication 173, 139-161.

Gözler, Z., Cevher, F., Ergül, E., Asutay, H.J. 1996. Orta Sakarya ve güneyinin jeolojisi. MTA Raporu no: 9973 (yayınlanmamış).

Harris, N.B.W., Keller, S.P. and Okay, A.I. 1994. Post-collision magmatism and tectonics in northwest Turkey. Contribution to Mineralogy and Petrography 17, 241-252.

Juteau, T., Ernewein, M., Reuber, I., Whitechurch, H. and Dahl, R. 1988. Duality of magmatism in the plutonic sequence of the Semail Nappe, Oman. Tectonophysics 51, 107-135.

Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J. and Meffre, S. 2001. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusion from primitive rocks. Journal of Petrology 42, 655-671.

Kaya, O. 1972. Tavşanlı yöresi ofiyolit sorunun anaçizgileri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni 15, 26-109.

Lippard, S.J., Shelton, A.W. and Gass, I.G. 1986. The Ophiolite of Northern Oman. Geological Society, London, Memories, 11.

Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, 2001. 11500 000 ölçekli jeoloji haritası. Şenel, M. (ed.).

Manav, H., Gültekin, A.H. and Uz, B. 2004. Geochemical evidence for he tectonic setting of Harmancık ophiolites, NW Turkey. Journal of Asian Earth Sciences 24, 1-9.

McElduff, B. And Stumpfl, E.F. 1991. The chromite deposits of the Troodos complex, Cyprus-evidence fort he role of a fluid phase accompanying chromite formation. Mineral Deposita 26, 307-318.

Meffre, S., Berry, R.F. and Hall, M. 2000. Cambrian metamorphic complexes in Tasmania: tectonic implications. Australian Journal of Earth Sciences 47, 971-985.

Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, FE, Mg, Na and K in carbonoceous and ordinary condrites. Geoch in Cosmochim Acta 38, 757-775.

Okay, I.O. 1984. Kuzeybatı Anadolu'da yer alan metamorfik kuşaklar. Ketin Sempozyumu, Bildiri Kitabı, 83-92.

Okay, A.I. and Tüysüz, O. 1999. Tethyan sutures of northern Turkey: In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F. and

Serrane, M. (eds), The Mediterranean Basins: Tetriary Extension within Alpine Orogene. Geological Society, London, Special Publications 156, 475-515.

Önen, A.P. and Hall, R. 2000. Sub-ophiolite metamorphic rocks from NW Anatolia, Turkey. Journal of Metamorphic Geology 18, 483-495.

Önen, A.P. 2003. Neotethyan ophiolitic rocks of the Anatolides of NW Turkey and comparison with Tauride ophiolites. Geological Society, London 160, 947-962.

Özen, H., Çolakoğlu, A., Sayak, H., Gültaşlı, Ö.F., Arıkal, T., Sarıfakıoğlu, E., 2003. Ofiyolitlere Bağlı Cevherleşmeler. MTA proje No: 16B29.

Özen, H., Sarıfakıoğlu, E., Koç, İ., Gültaşlı, Ö.F., Sayak, H., Çolakoğlu, A., Minareci, F., Erdal, H. 2002. Sivrihisar (Eskişehir) dolayındaki ofiyolit naplarının jeolojisi ve cevherleşmedeki rolü. 55. Türkiye Jeoloji Kurultayı (Ankara). Bildiri Özleri, 220-222.

Özen, H., Çolakoğlu, A., Sayak, H., Dönmez, C., Türkel, A., Odabaşı, İ., Sarıfakıoğlu, E. ve Winchester, J.A. 2006. Erzincan'ın kuzeyindeki ofiyolitlere ait tektonit-kümülat kayaçların petrolojisine bir yaklaşım. 59. Türkiye Jeoloji Kurultayı (Ankara). Bildiri Özleri, 100-101.

Özkoçak, O. 1969. Etude Geologique du masif ultrabasique D'Orhaneli (Bursa-Turquie). Docteur These. L'universite de Geneve. 181p.

Pallister, J.S. and Hopson, C.A. 1981. Samail ophiolite plutonic suite, field relations, phase variation, cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber. Journal of Geophysical Research 86, 2593-2644.

Parlak, O., Delaloye, M. and Bingöl, E. 1996. Mineral chemistry of ultramafic and mafic cumulates as an indicator of the arc-related origin of the Mersin ophiolite (south Turkey). Geologische Rundschau 85, 647-61.

Parlak, O., Höck, V. and Delaloye, M. 2000. Suprasubduction zone origin of the Pozanti-Karsanti ophiolite (southern Turkey) deduced from whole rock and mineral chemistry of the gabbroic cumulates. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A and Piper, J.D.A (eds), Tectonics and Magmatism in Turkey and the surroundings area. Geological Society, London, Special Publication 173, 219-234.

Parlak, O., Höck, V. and Delaloye, M. 2002. The suprasubduction zone Pozantı-Karsantı ophiolite, southern Turkey: evidence for high-pressure crystal fractionation of ultramafic cumulates. Lithos 65, 205-224.

Pearce, J.A. 1982. Trace element characterisrics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (ed), Andesites: Orogenic Andesites and related rocks. J.Wiley & Sons, Chichester, 525-548.

Pearce, J.A. 1983. Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental magrin. In: Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J. (eds), Continental Basalts and Mantle Xenolites. Shiva Publishing, Cheshire, 230-249.

Pearce, J.A., Lippard, S.J. and Roberts, S. 1984. Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites. In: Kokelaar, B.P. and Howells, M.F. (eds), Marginal basin geology. Geological Society, London, Special Publication 16, 77-94.

Phipps Morgan, J., Harding, A., Orcutt, J., Kent, G. and Chen Y.J. 1994. An observational and theoretical synthesis of magma chamber geometry and crustal genesis along a mid-ocean ridge spreading center. In: Ryan M.P. (ed),

Magmatic Systems, Academic Press, 139-178.

Portnyagin, M.V., Magakyon, R. and Schminke, H.U. 1996. Geochemistry variability of boninite magmas: evidence from magmatic inclusions in highly magnesian olivine from lavas of southwestern Cyprus. Petrology 4, 231-246.

Robertson, A.H.F. 2002. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan Region. Lithos 65, 1-67.

Robertson, A.H.F., Parlak, O., Rizaoğlu, T., Ünlügenç, Ü., İnan, N., Taslı, K. and Ustaömer, T. 2007. Tectonic evolution of the South Tethyan ocean: evidence from the Eastern Taurus Mountains (Elazığ region, SE Turkey). In: Ries, A.C., Butler, R.W.H and Graham, R.H (eds), Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward. Geological Society, London, Special Publication 272, 231-270.

Sarıfakıoğlu, E. 2006. Petrology and origin of plagiogranites from Dağküplü (Eskişehir) ophiolite along the İzmir-Ankara- Erzincan Suture Zone, Turkey. Ofioliti 32(1), 39-51.

Sarifakıoglu, E., Özen, H., Çolakoğlu, A., Sayak, H. 2006. Sivrihisar (Eskişehir) kuzeybatısındaki Dağküplü Ofiyolitini kesen alkalin volkanitlerin petrojenezine ve yaşına yeni bir yaklaşım. MTA Dergisi 132, 75-90.

Sarıfakıoğlu, E., Özen, H. and Winchester, J.A. 2008. Whole rock and mineral chemistry of ultramafic-mafic cumulates from the Orhaneli (Bursa) Ophiolite, NW Anatolia. Turkish Journal of Earth Sciences 17, 1-30.

Shervais, J.W. 1982. Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planet Scientific Letters 59, 101-118.

Sun, S.S. and McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. & Norry, M.J. (eds), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, Special Publication 42, 313-345.

Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. Tectonophysics 75, 181-241.

Tankut, A. 1991. The Orhaneli masif, Turkey. Ofioliti 61, 702-713.

Vergili, Ö. and Parlak, O. 2005. Geochemistry and tectonic setting of metamorphic sole rocks and mafic dikes from the Pınarbaşı (Kayseri) ophiolite, Central Anatolia (Turkey). Ophioliti 30, 37-52.

Walker, K.R., Ware, N.G. and Lovering, J.F. 1973. Compositional variations in the pyroxenes of the differentiated Palisades Sill, New Jersey. Geological Society of American Bulletin 84, 89-110.

Winchester, J.A. and Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology 20, 325-343.

Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. Earth and Planet Scientific Letters 56, 11-30.

Yalınız, M.K., Floyd, P.A. and Göncüoğlu, M.C. 1996. Suprasubduction zone ophiolites of Central Anatolia: geochemical evidence from the Sarıkaraman Ophiolite, Aksaray, Turkey. Mineralogical Magazine 60, 697-710.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 2008 SAYI 52 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

ANTAKYA ve YAKIN CİVARININ TEKTONO-STRATİGRAFİSİ

Pınar KOCAÇİFTÇİ ve Ulvi Can ÜNLÜGENÇ
Ç.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

ÖZET: *Jeolojik ve tektono-stratigrafik amaçlı olarak incelenen çalışma bölgesi, Hatay ilinin doğusunda, Antakya ile Kozluca arasında kalan alanı kapsamaktadır. İnceleme alanında temelde, bölgeye Üst Kretase'de tektonik olarak yerleşen allokton konumlu Kızıldağ ofiyoliti bulunmaktadır. Tektonitlerden oluşan Kızıldağ Ofiyoliti, Üst Kretase yaşlı ve otokton konumlu olan ve başlıca kireçtaşı, killi kireçtaşı ve marnlardan oluşan Kaleboğazı formasyonu tarafından üzerlenmektedir. Kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı ve kumlu kireçtaşlarından oluşan Alt-Orta Eosen yaşlı Okçular Formasyonu ise açısal uyumsuzlukla Kaleboğazı formasyonunu üzerlemektedir. Başlıca konglomeralardan oluşan Langiyen-Serravaliyen yaşlı Balyatağı formasyonu ve onunla geçişli olan, resifal kireçtaşlarından oluşan Langiyen-Serravaliyen yaşlı Sofular formasyonları, Okçular formasyonunu açısal uyumsuz olarak üzerlemektedirler. Sofular formasyonunun üzerine ise Orta Miyosen yaşlı olan ve kumtaşı, killi kireçtaşı, kiltaşı ve marnlarla temsil edilen Tepehan formasyonu uyumlu ve geçişli olarak gelmektedir. Kumtaşı, killi kireçtaşı, marn ve kiltaşlarından oluşan Üst Miyosen yaşlı Nurzeytin formasyonu ise Tepehan formasyonunu uyumlu ve geçişli olarak üzerlemektedir. İnceleme alanındaki en genç birim olan Kuvaterner yaşlı alüvyonlar ise bütün yaşlı birimler üzerinde açısal uyumsuzlukla yer almaktadır. Bölgede bulunan doğrultu atımlı Amanos ve Ölü Deniz fayları inceleme alanı ve yakın civarının doğrultu atımlı bir tektonik rejimden etkilendiğini göstermektedir. Hatay bölgesindeki etkin gerilme rejiminin Geç Kuvaterner'de doğrultu atımlı rejimden açılma rejimine doğru geçiş özelliği göstermektedir. İnceleme alanında gözlenen ve ölçülen yapısal unsurlar bölgede KD–GB yönünde bir açılma rejiminin etkisi altında kaldığını göstermektedir.*

TECTONO-STRATIGRAPHICAL INVESTIGATION OF ANTAKYA AND ITS NEAR SURROUNDINGS

ABSTRACT: *The investigated area, which was studied geologically and tectono-stratigraphically is located between Antakya and Kozluca villages and covers an area to the east of Hatay. Allocthonous Kızıldağ Ophiolites, which was tectonically emplaced the region during Upper Cretaceous, form the basement. Kızıldağ Ophiolite which consists of tectonites is overlain by autochthonous Upper Cretaceous age Kaleboğazı formation that mainly comprises limestone, clayey limestone and marls. Middle-Upper Okçular formation limestone, cherty limestone and clayey limestone overlies the*

bölgede yüzeyleyen kayaç birimlerine verilen adlamalar Selçuk (1981, 1985) tarafından uygulanmış olup, isim kargaşası yaratmamak için benzer birimler için aynı adlamalar bu çalışmada da uygulanmıştır.

2. ARAŞTIRMA BULGULARI

2.1. Stratigrafi

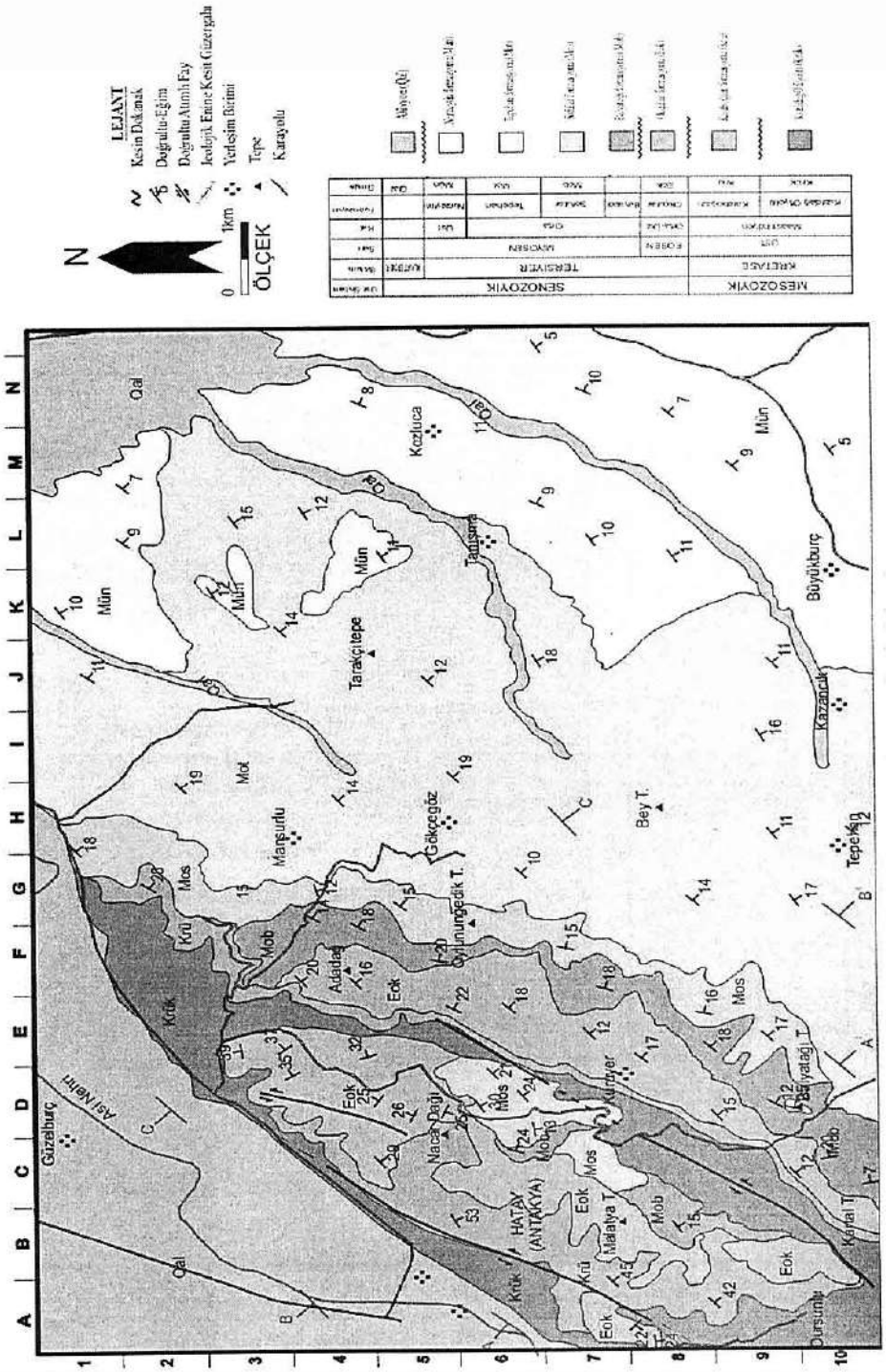
Çalışma alanında Mesozoyik, Senozoyik ve Kuvaterner yaşlı kayaçlar yüzlek vermektedir (Şekil 2). Bölgeye Üst Kretase'de tektonik olarak yerleşen allokton konumlu Kızıldağ ofiyoliti inceleme alanının temelini oluşturmaktadır. İnceleme alanındaki Üst Kretase yaşlı olan paraotokton konumlu olan ve başlıca kireçtaşı, killi kireçtaşı, marn litolojisinden oluşan Kaleboğazı formasyonu Kızıldağ ofiyoliti üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır (Şekil 3). Çalışma alanında yaklaşık KD-GB uzanımında oldukça geniş bir alanda yayılım gösteren, kireçtaşı, kumlu kireçtaşı, çörtlü kireçtaşlarından oluşan Eosen yaşlı Okçular formasyonu, Kaleboğazı formasyonu üzerinde açısal uyumsuzlukla yer almaktadır (Şekil 3). Bu birimi, Orta Miyosen'in tabanını oluşturan konglomera, mikro konglomera ve kumtaşlarından oluşan Balyatağı Formasyonu açısal uyumsuzlukla üzerlemektedir. Balyatağı formasyonu, Orta Miyosen yaşlı resifal kireçtaşları ile temsil edilen Sofular formasyonu ile uyumlu ve geçişlidir. Orta Miyosen yaşlı olan ve kumtaşı, killi kireçtaşı, kiltaşı ve marnlarla temsil edilen Tepehan formasyonu, Sofular formasyonu'nun üzerinde uyumlu ve geçişli olarak yer almaktadır. Kumtaşı, killi kireçtaşı, marn ve kiltaşlarından oluşan Üst Miyosen yaşlı Nurzeytin formasyonu, Tepehan formasyonunu uyumlu ve geçişli olarak üzerlemektedir. İnceleme alanı içerisindeki en genç birim olan Kuvaterner yaşlı alüvyonlar ise, kendinden yaşlı tüm birimleri açısal uyumsuzlukla örtmektedir (Şekil 4).

2.1.1. Kızıldağ Ofiyoliti (Üst Maastrihtiyen; Krü)

İnceleme alanında başlıca ultrabazik kayaçlardan oluşan birim adını inceleme alanı dışında yaklaşık kuzey kesimde yer alan Kızıldağ'dan almaktadır (Selçuk, 1985).

İnceme alanında KD-GB yönünde yayılım gösteren Kızıldağ Ofiyoliti, Antakya P36-d2 paftasında Dervişli mah., Çullukburnu Tepe, Mamanın Tepe, Kartal Tepe civarında mostra vermektedir.

İnceleme alanı içerisinde harzburjit ve dünitlerden oluşan tektonitlerin ayrışma yüzeyi; kızıl-kırmızı, taze kırılma yüzeyi; koyu yeşil renktedir. Serpantinleşmenin çok olduğu yerlerde birim daha da açık renkte gözlenmektedir. Birimi oluşturan kayaçların çoğun alterasyona uğradığı ve serpantinleştiği gözlenmektedir. Harzburjitler içinde krizolit, ortorombik piroksen ile az miktarda monoklinik piroksen ve spinel kristalleri bulunmaktadır (Çoğulu, 1974). Tektonik bir evrim geçirerek bugünkü yapı, doku ve mineralojik bileşimlerini kazanmış olan tektonitler üst manto ekaylarıdır. Tektonitler içinde gözlenen foliasyon, lineasyon gibi yapısal özellikler ve



Şekil 2. Çalışma alanının jeoloji haritası.

olivinin yeniden kristalleşmesi bu kayaçların yer mantosu içinde plastik defomasyona maruz kaldıklarının göstergesidir (Çoğulu, 1974).

Birimi oluşturan kayaçlar aşınmaya karşı oldukça dayanıksız olduğundan, genellikle topoğrafik olarak düşük eğimli alanlarda mostralar vermektedir.

Okyanus tabanı malzemesinden oluşmuş olan allokton konumlu Kızıldağ Ofiyolitinin alt dokanağı daima faylıdır. Kızıldağ Ofiyoliti, otokton konumlu diğer formasyonlar tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir. İnceleme alanında alt dokanağı gözlenemeyen birimi, Üst Maastrihtiyen yaşlı Kaleboğazı formasyonu uyumsuz olarak üzerlemektedir.

Yapılan bölgesel çalışmalarda, ofiyolitlerin detaylı jeolojik ve petrolojik etütleri, onların Tetis Okyanusunun orta sırtlarında oluşabileceklerini göstermektedir (Çoğulu, 1973). Kızıldağ ofiyoliti genellikle ofiyolit volkaniklerinin üzerinde, tam bir ofiyolit stratigrafisi sergiler (Tekeli ve Erendil, 1986).

Yapılan jeokimyasal ve jeokronojik çalışmalar sonucu Kızıldağ Ofiyolitinin oluşum yaşı Üst Kretase olarak belirlenmiştir (Delaloye, 1979, 1980). Birimin bölgede yerleşim yaşı ise Geç Maestrihtiyen olarak belirtilmektedir (Dubertret, 1953; Aslaner, 1973; Selçuk, 1981).

2.1.2. Kaleboğazı Formasyonu (Üst Maestrihtiyen; Krük)

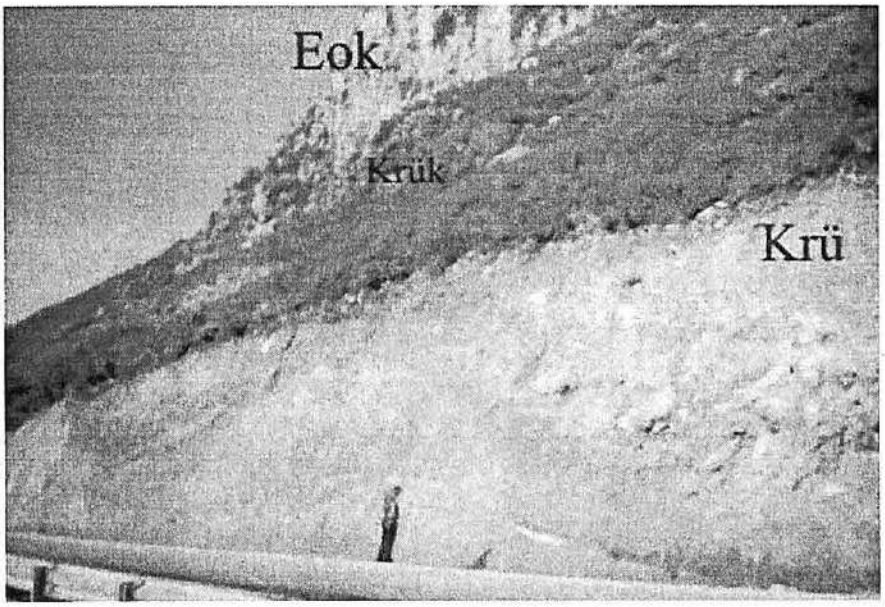
Bölgede adını Kaleboğazı köyünden alan birim, Selçuk (1985) tarafından Kaleboğazı formasyonu olarak adlandırılmış olup, çalışma alanında benzer litoloji ve aynı yaşa sahip olan kireçtaşı, killi kireçtaşı ve marnlardan oluşan birime Kaleboğazı formasyonu adı kullanılmıştır.

Kaleboğazı formasyonu inceleme alanında Antakya P36-d2 paftasında; Pişik Tepe (B 8), Antakya (A 6 - B 5), Nacar Dağı (C 5), Naneli Tepe (D 4), Alice Tepe (G 2),Yassı Tepe (C 10) ve Kartal Tepe (B 10) dolaylarında KD-GB uzanımlı olarak yayılım göstermektedir.

Kaleboğazı formasyonunun başlıca kaya türleri kireçtaşı, killi kireçtaşı ve marnlardır. Ayrışmış rengi koyu gri, taze kırık yüzeyi beyazımsı krem renkli olan kireçtaşları ince taneli ve sıkı çimentoludur. Kırılması köşeli ve kırıklı, eklem sistemi çok az gelişmiştir. Tabakalanması oldukça belirgin olan kireçtaşı, orta-kalın tabakalıdır. Killi kireçtaşları ve marnlar gri, yeşil renklerde olup, ince tabakalanmalı ve kırılması çubuğumsudur. Kaleboğazı formasyonunu oluşturan kaya türleri, aşınmaya karşı dayanıklı olmasından dolayı genellikle inceleme alanında topoğrafik olarak yüksek alanları oluşturmaktadır.

İnceleme alanında Kaleboğazı formasyonu Kızıldağ Ofiyoliti üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır. Birim üzerine Orta–Üst Lütesiyen-Bartoniyen yaşlı Okçular formasyonu açısal uyumsuz olarak gelmektedir (Şekil 5).

Kaleboğazı formasyonunun kalınlığı, Selçuk (1985) tarafından ölçülen stratigrafi kesitlerinde 50-150 metre olarak belirlenmiştir.



Şekil 5. Kızıldağ ofiyoliti (Krü), Kaleboğazı formasyonu (Krük) ve Okçular formasyonu (Eok) arasındaki dokanak ilişkisi (C 8, yaklaşık GB'dan KD'ya bakış).

Kaleboğazı formasyonunun kireçtaşları fosil bakımından çok fakirdir. Selçuk (1985), Kaleboğazı formasyonunun üst seviyelerindeki killi kireçtaşları ve marnlarda bulunan planktik foraminiferlere göre formasyonun yaşını Üst Maestrihtiyen olarak belirlemiştir.

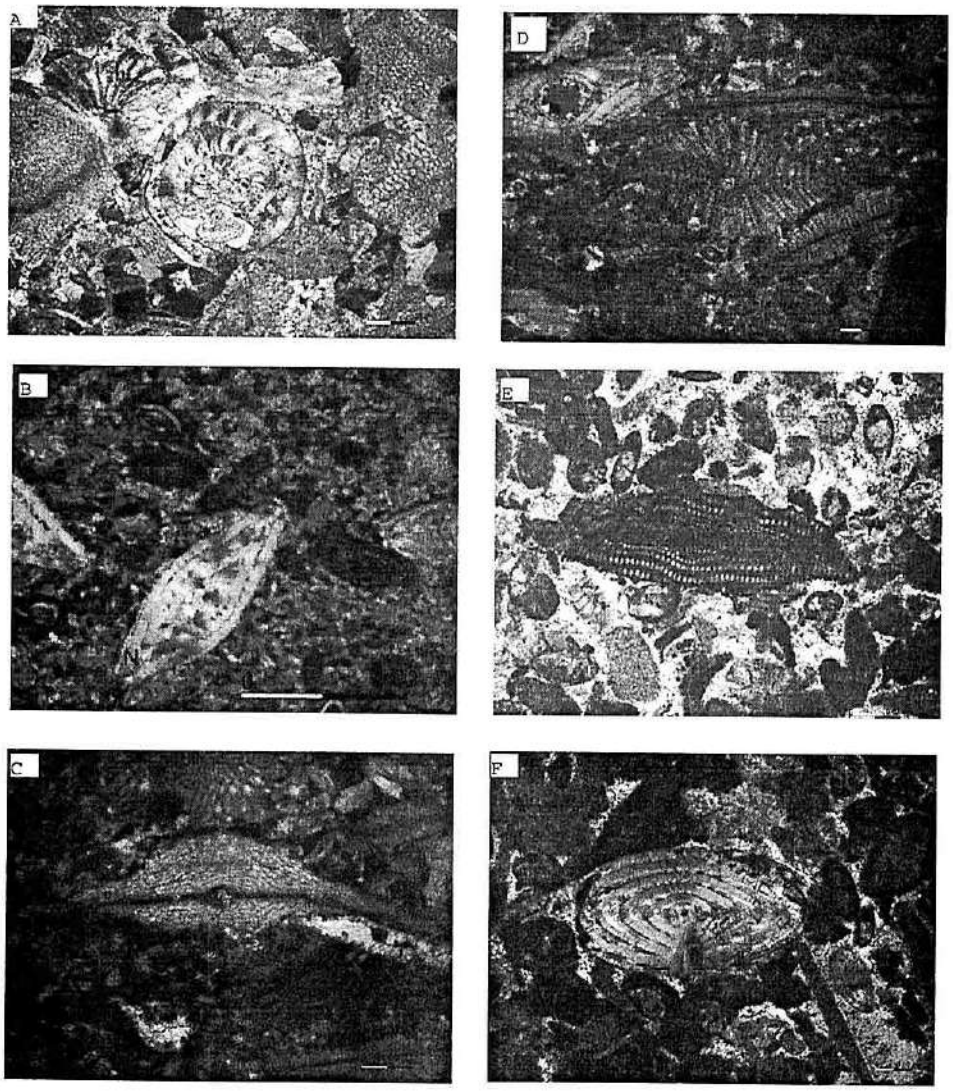
Kaleboğazı formasyonunun litoloji ve fosil kapsamına göre açık derin deniz ortamında çökelmiş olmalıdır.

2.1.3. Okçular Formasyonu (Alt-Orta Eosen; Eok)

Selçuk (1985) tarafından adlandırılan Okçular formasyonu ile benzer litolojiye ve aynı yaşa sahip olmaları nedeni ile inceleme alanında yer alan kireçtaşı, kumlu kireçtaşı ve çörtlü kireçtaşlarından oluşan birim için aynen Okçular formasyonu adı kullanılmıştır. Formasyon adını inceleme alanı dışındaki Okçular köyünden almıştır. İnceleme alanında P36-d2 paftasında Kuruyer (D 7), Yassı Tepe (C 10), Küçük Şekercik Tepe (E 8), Nacar Dağı (C 5) civarında yayılım göstermektedir (Şekil 6).

Okçular formasyonunun kaya türlerini kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı ve kırıntılı kireçtaşı oluşturmaktadır.

Kireçtaşlarının ayrışmış yüzeyi gri, taze kırık yüzeyi beyaz krem renklidir. Kırılması köşeli olan kireçtaşları ince taneli ve sıkı çimentoludur. Karstik erime boşlukları içeren kireçtaşlarını ince kalsit damarları düzensiz olarak kesmektedir. Tabakalanma belirgin olup, genellikle 15-



Şekil 7. Alt-Orta Eosen yaşlı Okçular formasyonuna ait kayaçların ince kesit görüntüleri.

A) *Nummulites* cf. Millecaput, (C6).
B) Nummulites, Alveolina ve Miliolid, (A 8).
C) *Discocylina* sp., (F 5).
D) Numulites, *Discocylina* sp. ve Alg, (F 5).
E) *Heterostegina* sp., (C 7).
F) Numulites, *Discocylina* sp. ve Alg, (C 6).

yaşlı tüm formasyonlar üzerinde açısal uyumsuz olarak yer almaktadır. Balyatağı formasyonu üzerine uyumlu ve geçişli olarak Langiyen-Serravaliyen yaşlı Sofular formasyonu gelmektedir.

Balyatağı tepesi (G 9) civarında Balyatağı formasyonunun kalınlığı yaklaşık 42 metre olarak ölçülmüştür. Balyatağı formasyonunun kalınlığını Selçuk (1985) tarafından 50-250 metre olarak belirlemiştir. Kuzey ve güneye doğru kalınlığı giderek incelmekte olan Balyatağı formasyonu bazı yerlerde hiç yüzeylemez. Birimin yüzeylemediği yerlerde de Langhiyen-Serravaliyen yaşlı Sofular formasyonu daha yaşlı formasyonlar üzerinde açısal uyumsuzlukla gelmektedir. Bu nedenle Balyatağı formasyonunun kalınlığı inceleme alanında değişik kalınlıklarda belirlenmiştir.

Balyatağı formasyonunun Sofular formasyonuna geçen üst seviyelerinde kireçtaşları gözlenmektedir. Bu seviyelerden itibaren resifal kireçtaşlarından oluşan Sofular formasyonuna geçilmektedir. Bu resifal kireçtaşlarının tabanı mikro ve makro fosil bakımından oldukça zengindir.

Selçuk (1985), yaptığı makro fosil tayinleri sonucunda Balyatağı formasyonunun yaşını Langiyen-Serravaliyen olarak belirlemiştir.

Belirgin bir sedimanter yapı göstermeyen kırmızı renkli karbonat çimentolu konglomeralardan ve kumtaşlarından oluşan Balyatağı formasyonu sedimanlarının, sığ denizel ortamda çökelmiş olan Sofular formasyonu ile geçişli olması sığ denize açılan dağıtım ağzı yelpaze deltası çökelleri niteliğinde olduğunu göstermektedir.

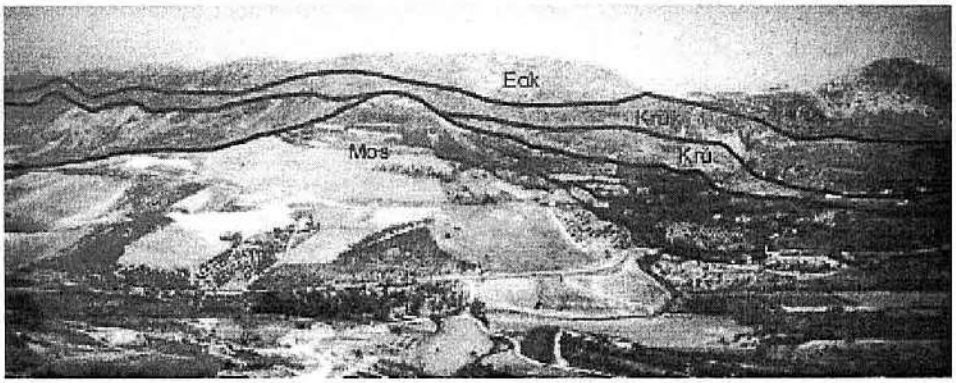
2.1.5. Sofular Formasyonu (Langiyen-Serravaliyen; Mos)

Adını inceleme alanı dışında bulunan Sofular köyünden alan ve başlıca resifal kireçtaşlarından oluşan birim Sofular formasyonu olarak adlandırılmıştır (Selçuk, 1985).

Sofular formasyonu Antakya P36-d2 paftasında Enek (E 10), Mezgitli Tepe (G 4), Kurtyatan Çiftliği (C 6), Şakirbey çiftliği (C 7) civarında genellikle KD-GB uzanımlı olarak yüzeylemektedir.

Sofular formasyonu başlıca resifal kireçtaşlarından oluşmaktadır. Ayrışmış yüzeyi gri, taze kırık yüzeyi sarımsı krem renkli olan Sofular formasyonu sert ve oldukça iyi çimentoludur. Kırılması köşeli, kırılma yüzeyi pürüzlü olan Sofular formasyonu belirgin tabakalanmalıdır. Sofular formasyonu normal olarak tabanda kumludur. Sonra resifal kireçtaşlarına geçmekte ve üst seviyelerinde kil miktarı artmaktadır. Aşınmaya karşı oldukça dayanıklı olan Sofular formasyonu genellikle topoğrafik olarak yüksek alanlarda mostra vermektedir.

İnceleme alanında Sofular formasyonu Langiyen-Serravaliyen yaşlı Balyatağı formasyonu üzerinde geçişli olarak yer almaktadır. Orta Miyosen transgresif bir istif sunduğundan dolayı Sofular formasyonunu yer yer kendinden daha yaşlı formasyonlar üzerinde diskordanslı olarak görmek mümkündür (Şekil 8).



Şekil 8. Kızıldağ Ofiyoliti (Krü), Kaleboğazı formasyonu (Krük), Okçular Formasyonu (Eok) ve Sofular formasyonunun (Mos) genel görünümü (C 6, B'dan D'ya bakış).

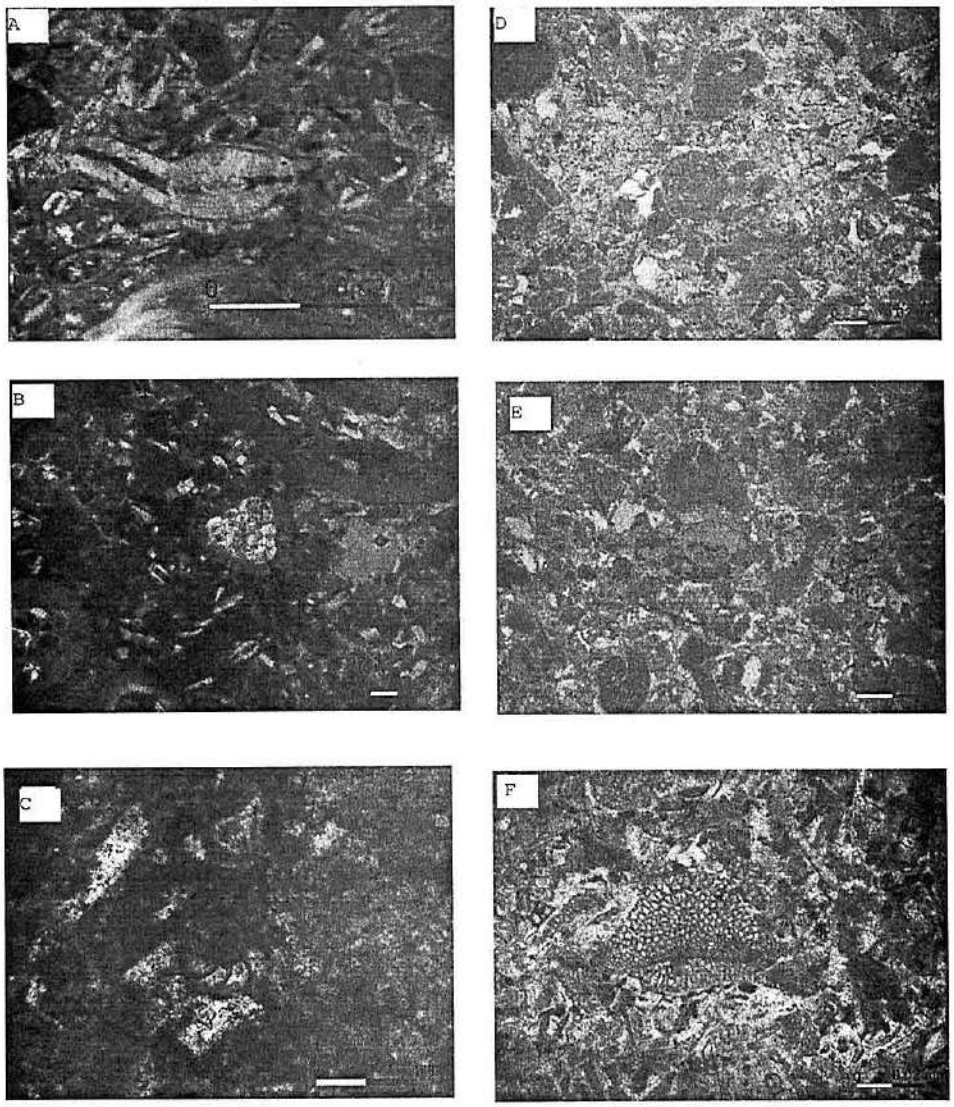
Sofular formasyonu üzerinde Langhiyen-Serravaliyen yaşlı Tepehan formasyonu geçişli olarak yer almaktadır. Sofular formasyonu, altındaki Balyatağı formasyonu ve üzerine gelen Tepehan formasyonu ile yanal ve düşey geçişli olduğu için bazı yerlerde (Enek (E 10), Kuruyer doğusu (D 7)) çok incelir ve bazende hiç gözlenemez. Böyle dokanaklarda, Balyatağı formasyonu üzerinde Tepehan formasyonu geçişli olarak yer almaktadır.

Selçuk (1985) Sofular formasyonunun kalınlığını 75-200 metre olarak belirlemiştir. Sofular formasyonu bol miktarda makro ve mikro fosil içermektedir. Makro fosil olarak lamellibranş, ekinid, gastropod, mercan ve ostrea bulunmaktadır. Kayaç içerisinde mikro fosil olarak *Textularia* sp., *Heterostegina* sp., *Borelis* sp., Rotaliidae, *Rotalia* sp., *Globorotalia* sp., *Operculina* sp., *Eorupertia* sp., *Globigerina* sp., *Lepidocyclina* sp. ve alg fosilleri ayırtlanmıştır (Prof. Dr. Niyazi AVŞAR, Ç.Ü. Jeoloji Mühendisliği) (Şekil 9). Birimin alt seviyelerinden alınan örneklerden belirlenen bu fosillere göre birime Akitaniyen-Burdigaliyen yaşı verilmiştir. Selçuk (1985), Sofular formasyonunun yaşını Langiyen-Serravaliyen olarak belirlemiştir.

Sofular formasyonunun sedimanları sığ denizel resifal ortamda çökelmişlerdir. Sofular formasyonu Balyatağı formasyonu ile birlikte transgresif bir istif sunmaktadır.

2.1.6. Tepehan Formasyonu (Langien-Serravaliyen; Mot)

Formasyon adını inceleme alanının güney kesimlerinde bulunan Tepehan köyünden (H 10) alan birim, Selçuk (1985) tarafından Tepehan formasyonu olarak adlandırılmıştır. İnceleme alanında ayırtlanan ve başlıca kumtaşı, killi kireçtaşı, kiltaşı ve marnlardan oluşan benzer litoloji ve aynı yaşa sahip birime aynı ad uygulanmıştır.



Şekil 9. Orta Miyosen yaşlı Sofular Formasyonuna ait kayaçların ince kesit görüntüleri.

A) *Heterostegina* sp., (F 4).
B) Rotaliidae, Alveolina, Alg, (C 7).
C) *Operculina* sp., (G 3).
D) *Rotalia* sp., (E 6).
E) *Rotalia* sp., (E 6).
F) *Lepidocyclina* sp. Ve Alg fosilleri, (H 2).

İnceleme alanında Tepehan formasyonu Antakya P36-c1 paftasında Açıkdere (J 4), Akcurun (K 6), Kazancık (J 10), Bozhüyük (M 2), Antakya P36-d2 paftasında Tepehan (H 10), Mansurlu (H 4), Gökçegöz (H 5) dolaylarında mostra vermektedir.

Tepehan formasyonu başlıca kumtaşı, killi kireçtaşı, kiltaşı ve marnlardan oluşmaktadır. Tepehan formasyonunu oluşturan kumtaşlarının ayrışmış yüzeyi açık gri-boz, taze kırık yüzeyi sarımsı bej renkli olup, kumtaşları orta-kalın tabakalıdır. Birim genellikle gevşek çimentolu olup, çimentosu $CaCO_3$'dır. Kumtaşları içerisinde bol miktarda gastropod ve lamellibranş fosillerinin kavkıları bulunmaktadır. Bu kavkılar çok ince olup, çok kolay kırılmaktadır. Killi kireçtaşlarının ayrışmış yüzeyi sarımsı-gri, taze kırık yüzeyi açık sarı-bej renklidir. Belirgin tabakalanma göstermekte olup, tabakalar ince-orta kalınlıktadır. Kırılması çubuğumsu olan killi kireçtaşları bol miktarda mollusk kavkı parçaları içermektedir. Kiltaşları açık gri-yeşilimsi renkli olup, ince tabakalanma ve laminalanma göstermektedir. Kil taşları içinde yer yer sarımsı, kırmızımsı renkli kumtaşları mercekler şeklinde gözlenmektedir. Marnların ayrışmış yüzeyi yeşilimsi gri, yer yer sarımsı beyaz, taze kırık yüzeyi gri renklidir. Konkoidal ve çubuğumsu kırmalı olan birim yer yer tabakalı ve laminalı olup bol miktarda mollusk kavkı kırıkları içermektedir.

Tepehan formasyonunu oluşturan bu birimler birbirleriyle yanal ve düşey yönde geçişli ve ardalanmalı olarak gözlenmektedir. Bu birimlerin aşınmaya karşı oldukça dayanıksız olmaları nedeniyle, inceleme alanında düzlük alanları oluşturmaktadır.

Tepehan formasyonu Langiyen-Serravaliyen yaşlı Sofular formasyonu üzerinde geçişli olarak yer almaktadır. Tepehan formasyonu üzerinde Üst Miyosen-Tortoniyen yaşlı Nurzeytin formasyonu geçişli olarak bulunmaktadır.

Tepehan formasyonunun kalınlığı 200-500 metre arasında değişmektedir (Selçuk, 1985).

Tepehan formasyonu bol miktarda makro ve mikro fosil içermektedir. Makro lamelli ve gastropod kavkıları ince olduğu ve çok kolay kırıldığı için tür tayini yapılamamaktadır.

Selçuk (1985) aldığı yıkama numunelerinin tayinleri sonucunda Tepehan formasyonunun yaşını Langiyen-Serravaliyen (Orta Miyosen) olarak belirlemiştir.

Tepehan formasyonunu oluşturan birimlerin önce sığ denizel bir ortamı, daha sonra gittikçe derinleşen sığ-açık deniz ortam özelliklerini yansıtmaktadır.

2.1.7. Nurzeytin Formasyonu (Üst Miyosen-Tortoniyen, Mün)

Adını inceleme alanı dışında yer alan Nurzeytin köyünden alan birim ilk olarak Selçuk (1985) tarafından Nurzeytin formasyonu olarak isimlendirilmiştir. Çalışma alanında da benzer olarak başlıca kumtaşı, killi kireçtaşı, kiltaşı ve marnlardan oluşan birime aynı ad uygulanmıştır.

Nurzeytin formasyonu inceleme

alanında Antakya P36-c1 paftasında Suluçayır Sırtı (K3), Çakırın Tepe (L5), Dutlukışla Sırtı (L2), Kozluca (N5) dolaylarında mostra vermektedir.

Nurzeytin formasyonu kumtaşı, killi kireçtaşı, marn ve kiltaşlarından oluşmaktadır. Kumtaşları açık kahve, gri-bej renkli olup, iyi boylanmalı ve genellikle gevşek çimentoludur. Kumtaşlarının demir oksit taneleri içermesi, kayaca kahverengimsi renk vermektedir. Kumtaşları içerisindeki kireç miktarının artmasıyla kayacın rengi açılmakta ve sertliği artmaktadır. Birimde düzenli tabakalanma belirgindir. Killi kireçtaşları krem-bej renkli, ince taneli ve çubuğumsu kırılmalıdır. Birim içerisinde tabakalanmalar belirgin bir şekilde gözlenmekte olup, bol fosil içermektedir. Marnlar açık yeşilimsi gri, açık kahve renkli, ince taneli ve konkoidal kırılmalıdır. Yer yer laminalı olan birimin tabakalanması çok iyi olup, tabaka kalınlıkları 2-8 cm arasında değişmektedir. Birim ayrıca demir oksit yumruları içermekte, bitki izli ve bol fosillidir. Kiltaşları açık kahve renkli ve ince tanelidir. Ara seviyelerde yer yer kumlu ve ince kireçtaşı bantları içermektedir. Bol fosilli olan birim içerisinde tabakalanma belirgin olup tabaka kalınlığı 5-20 cm arasındadır.

Nurzeytin formasyonunu oluşturan birimler aşınmaya karşı oldukça dayanıksız olduğundan topoğrafik olarak düz alanları oluşturmaktadır. İnceleme alanında formasyonu oluşturan birimler birbirleriyle geçişli ve ardalanmalı olarak gözlenmektedir.

Nurzeytin formasyonu Tepehan formasyonu üzerinde geçişli olarak yer almaktadır. Kuvaterner yaşlı alüvyonlar ise, Nurzeytin formasyonunu ve kendinden yaşlı diğer formasyonları açısal uyumsuzlukla üzerlemektedir. Selçuk (1985) bölgede Nurzeytin formasyonunun kalınlığını 300-500 metre olarak belirlemiştir.

Nurzeytin formasyonu çok miktarda mikro ve makro fosil içermektedir. Makro fosiller; gastropod, lamellibranş ve ekinidlerdir. Mikro faunayı ise bentonik foraminiferler ve ostrakod'lar oluşturmakta olup, birime Tortoniyen (Üst Miyosen) yaşı verilmiştir (Selçuk, 1985).

Nurzeytin formasyonunu oluşturan birimlerin mikro fasiyes özelliklerine göre sığ denizel ortamda çökeldiği düşünülmektedir.

2.1.8. Alüvyon (Kuvaterner; Qal)

İnceleme alanının K-KB kesimlerinde, Asi nehri ve akarsu yataklarında geniş yayılım sunan alüvyonlar, oldukça gevşek kum boyutunda malzemeden oluşmaktadırlar. Alüvyonların yer aldığı alanlar genel olarak tarım faaliyetlerinin yoğun olduğu alanlardır.

3. YAPISAL JEOLOJİ VE TEKTONİK

3.1. Bölgesel Tektonik

3.1.1. Giriş

Arabistan, Afrika ve Anadolu levhalarının birbirleriyle göreceli hareketleri sonucunda, doğuda Arabistan levhasının Avrasya levhası ile çarpışması, batıda ise Afrika ve Anadolu levhalarının

dalma-batma sınırı ile yakınsaması sonucu Doğu Akdeniz Bölgesi'nin sismotektoniği gelişmektedir (McKenzie, 1972).

Avrasya levhası ile Arap-Afrika levhaları Geç Kratese'den günümüze kadar yaklaşık K-G yönlü yakınsama hareketi etkisi altında bulunmaktadır. Bu yakınsama hareketi ile ortaya çıkan sıkışma sonucunda Arap-Afrika levhaları ile Avrasya levhaları arasındaki Tetis okyanusunun güney kolu kuzeye doğru olan yitimle kapanmıştır. Arap levhası ile Anadolu levhacığının sınır oluşturduğu Anadolu coğrafyası üzerinde kıta-kıta biçimindeki çarpışma olayı Orta-Üst Miyosen'de başlayarak Bitlis-Zagros Bindirme Kuşağı boyunca gerçekleşmiştir (Gülen ve diğ., 1987; Arpat ve Şaroğlu, 1975). Yakınsama hareketinin sürmesi nedeniyle Avrasya ve Arap-Afrika levhaları arasında kalan Anadolu bloğunun kısalıp kalınlaşması Üst Miyosen sonrasında da sürmektedir. Üst Miyosen-Pliyosen'den itibaren sıkışma ile deformasyonu karşılayamaz duruma gelen Anadolu bloğu, doğrultu atımlı Kuzey ve Doğu Anadolu Fayları boyunca batıya doğru yanal olarak hareket etmeye başlamıştır. Kuzey ve Doğu Anadolu Fayları, Anadolu bloğunun batıya doğru hareketi ile oluşmuştur (Gülen ve diğ., 1987).

Bu çarpışmada Arabistan levhasının Afrika'ya göre daha hızlı kuzeye doğru hareket etmesi sebebiyle Arap levhası Afrika'dan K-G doğrultulu Ölü Deniz Transform Fayı ile ayrılmıştır (Gülen ve diğ., 1987).

3.1.2. Bölgeye Etki Eden Önemli Tektonik Yapılar

Ölü Deniz Fayı; Kızıldeniz Akabe körfezinden, Doğu Anadolu Fayı ile kesiştiği Maraş üçlü eklemine (Gülen ve diğ., 1987) veya kuzeyde Antakya'ya kadar uzanan K-G uzanımlı transform faydır (McKenzie 1972; Jackson ve McKenzie 1984; Lyberis ve diğ., 1992).

Yaklaşık 1000 km uzunluğunda olan Ölü Deniz Fayı, Arap levhasını Afrika levhasından ayıran transform nitelikli levha sınırını belirlemektedir (Garfunkel 1981; Gülen ve diğ., 1987). Arap ve Afrika levhaları arasındaki hareketi sağlayan Ölü Deniz fayının, Suez körfezinin açılımından sonra Geç Miyosen'de aktif hale geçtiği belirtilmektedir (Lyberis ve diğ., 1992).

Ölü Deniz Fay Zonu üzerinde yapılan çalışmalardan fayın güney bölümünde maksimum 105-107 km.lik sol-yanal atım belirlenmiştir (Quannel, 1959; Garfunkel ve diğ., 1981; Garfunkel ve Freund, 1981). Bu atımın 60-65 km.lik bölümünün Oligosen-Orta Miyosen arasında gerçekleştiği, geriye kalan 40-45 km'lik kısmının ise Erken Pliyosen'den günümüze kadar olan zaman aralığında gerçekleştiği düşünülmektedir (Perinçek ve Eren, 1990).

Başlangıçta yaklaşık K-G doğrultulu olan Ölü Deniz Fay Zonu, Beyrut güneydoğusunda kezeydoğu-güneybatı doğrultusunda yön değiştirerek at kuyruğu şeklinde kollara ayrılmış ve Palmyra Kink'inin oluşmasına neden olmuştur. Ölü Deniz Fayı Lübnan'ın kuzeydoğusunda tekrar doğrultusunu değiştirerek kuzey

yönünde uzanmakta ve fay zonunun bu kesimi Gharb fayı olarak tanımlanmaktadır (Nur ve Ben Avraham, 1978). Gharb fayı kuzey yönünde Türkiye sınırları içine girdikten sonra Amik Gölü doğusunda tekrar doğrultusunu değiştirmekte ve kuzeydoğuya dönmektedir. Bu dönme sonucu Kırıkhan-Gaziantep Kink'i oluşmuştur (Gülen ve diğ., 1987).

Ölü Deniz Fayındaki 105 km.lik atımın kuzeyde 70-80 km.ye düştüğü, aradaki farkın Palmyra Kink'i tarafından karşılandığı düşünülmektedir (Gülen ve diğ., 1987). Kuzeydeki bu atım miktarının 10-20 km.lik kısmının son 4.5-5 milyon yılda meydana gelmiş olduğu belirtilmektedir (Garfunkel ve Freund, 1981). Fayın en kuzeyinde, Karasu segmenti, atım miktarı Kırıkhan-Gaziantep Kink'i sebebi ile daha da azalmaktadır (Gülen ve diğ., 1987).

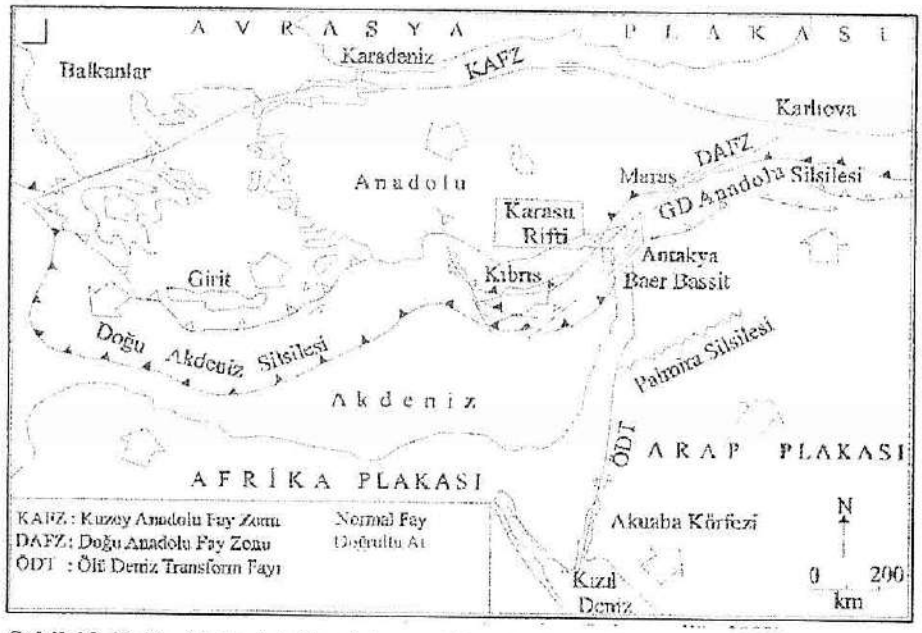
Ölü Deniz Fayı güneyden kuzeye doğru; Sina (S), Ölü Deniz (D), Lübnan (L), Gharb (G) ve Karasu (K) olmak üzere beş büyük segmentten oluşmaktadır (Muehelberger, 1981).

Ölü Deniz Fay Zonu boyunca oluşan kayma hareketi Senozoyik'te iki önemli bölüme ayrılmaktadır. Zon boyunca oluşan bükülme ve bölünmelerin, kaymanın ilk evresinden sonra başladığı ve bunların Anadolu ve Arap levhaları arasındaki ilk kıta-kıta çarpışmasının sonucunda oluştuğu belirtilmektedir. Ölü Deniz Fay Zonu boyunca oluşan hareketin yönü yaklaşık 4-5 milyon yıl önce başlayan kaymanın bugünkü bölümünde, kuzeydoğuya doğru saptanmıştır ve bu bileşen Doğu Anadolu Fay Zonunu oluşturmuştur (Muehelberger, 1981).

Doğu Anadolu Fayı; Kuzey Anadolu Fay Zonu ile kesiştiği Karlıova'dan başlayarak K 66° D doğrultusunda (Rojay ve diğ., 2000; Şekil 10) uzanan Doğu Anadolu Fay Zonu, Şengör ve diğ., (1985)'e göre Karlıova'dan Bingöl vadisi, Hazar gölü, Pötürge, Çelikhan, Gölbaşı ve Maraş'a doğru ; Jackson ve McKenzie (1984)'e göre İskenderun Körfezine doğru; Perinçek ve Çemen (1990) ile Şaroğlu ve diğ., (1992)'ne göre Antakya'ya doğru; Koçyiğit ve Beyhan, (1998)'a göre ise bu fay zonunun Adana havzasının doğusundan Kıbrıs'a devam ettiği düşünülmektedir.

Oluşum yaşı Geç Miyosen-Pliyosen olarak belirlenen Doğu Anadolu Fay Zonu (Arpat ve Şaroğlu, 1972), yaklaşık 500 km uzunluğunda olup sol yanal doğrultu atımlı bir faydır (Arpat ve Şaroğlu, 1972; Gülen ve diğ., 1987). Doğu Anadolu Fayı, batıya doğru hareket eden Anadolu Bloğunun güney sınırını oluşturmaktadır (McKenzie, 1972). Doğu Anadolu Fayı üzerindeki toplam yer değiştirme Fırat ırmağının çökellerinden yaklaşık 3.5-13 km, Pliyosen öncesi birimlerden 15-27 km olarak ölçülmüştür (Arpat ve Şaroğlu, 1972; Rojay vd. 2000). Buna rağmen Doğu Anadolu Fayı üzerindeki bu yer değiştirme tahminleri, 35-40 km.lik atım teklifleri yapan Westaway ve Arger (1996)'e göre oldukça düşüktür.

Doğu Anadolu Fay Zonu, Perinçek ve Çemen (1990)'a göre; Karlıova üçlü ekleminden başlayarak Çelikhan'a uzanan kuzeydoğu kısmı, Çelikhan'dan



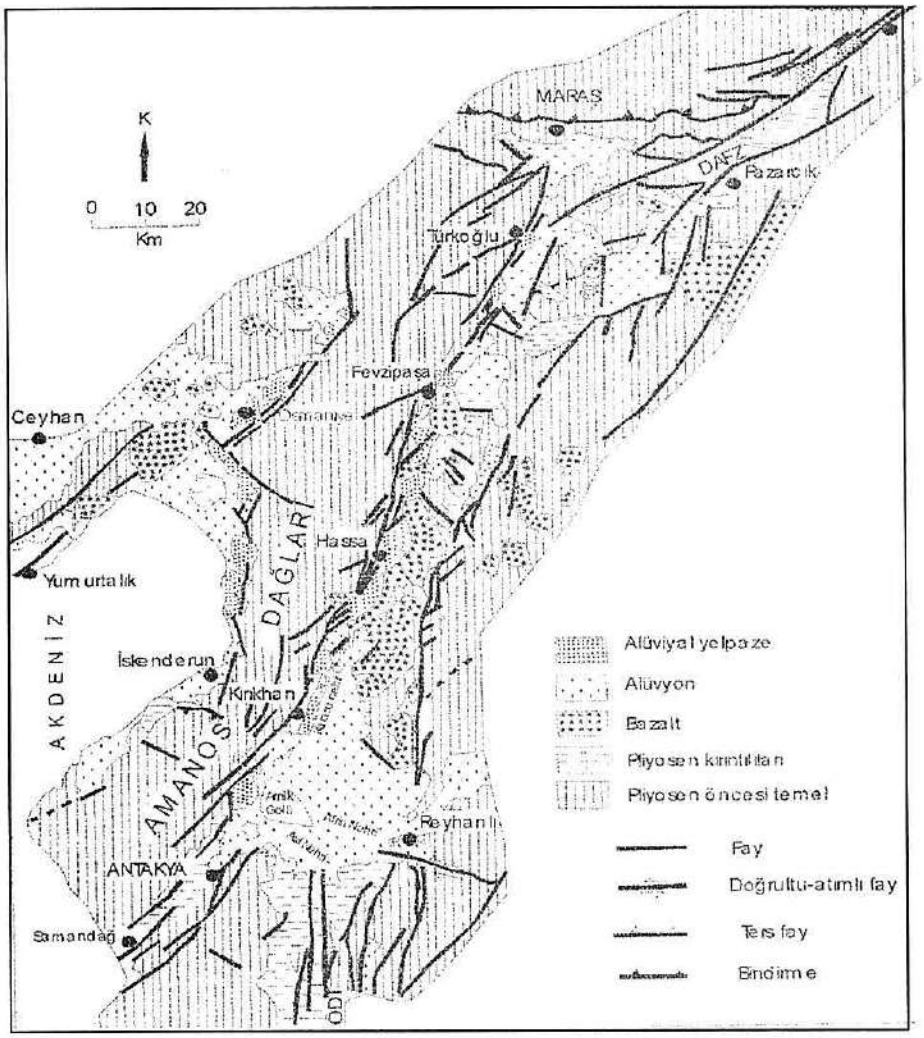
Şekil 10. Doğu Akdeniz bölgesinin neotektonik elemanları (Rojay ve diğ., 2000).

Türkoğlu'na uzanan orta kısım ve Türkoğlu'ndan Akdeniz'e Amanos fayını da içine alarak uzanan güneybatı kısmı olmak üzere üç kısımdan oluşmuştur.

Kuzeye doğru hareket eden Afrika ve Arabistan bloğu ile batıya doğru kaçan Anadolu bloğu arasındaki aktif levha sınırının yaygın olarak Kıbrıs yayı tarafından sağlandığı düşünülmektedir (McKenzie, 1972; Nur ve Ben-Avraham, 1978; Le Pichon ve Angelier, 1979). Bir çok araştırmacı tarafından, Kıbrıs yayının Kıbrıs'tan İskenderun körfezini geçerek Doğu Anadolu Fayı ve Ölü Deniz Fayı'nın buluştuğu Maraş Üçlü Eklemine uzandığı ileri sürülmektedir (McKenzie, 1970, 1972; Westaway, 1994).

Doğu Akdeniz Bölgesinde yer alan Karasu rifti ve Amik havzası Ölü Deniz Fay Zonu ve Doğu Anadolu Fay Zonlarının etki alanında gelişmiştir (Perinçek ve Eren, 1990). Yaklaşık 150 km. uzunluğunda ve 15-20 km. genişliğinde olan, KKD-GGB doğrultulu Karasu rifti Maraş ve Antakya arasında yer almaktadır (Rojay ve diğ., 2000; Şekil 11). Karasu riftinin güney kesimini oluşturan Amik havzası ise yaklaşık 30 km. genişliğinde olup, (Över ve diğ., 2001), Pliyo-Kuvaterner yaşlı çökellerle (Lyberis vd., 1992) veya daha genç çökellerle temsil edilmektedir (Perinçek ve Eren, 1990).

Karasu riftini doğudan ve batıdan (Gharb ve Amanos) sınırlayan faylar Ölü Deniz Fayının kuzey devamı olarak yorumlanmıştır (Muehelberger, 1981; Gülen ve diğ., 1987; Perinçek ve Eren, 1990). Amanos fayı ile Gharb segmenti arasında 20° lik doğrultu farkı ve 12 km



Şekil 11. Karasu rifti ve yakın civarının bölgesel jeoloji haritası (Rojay ve diğ., 2000).

genişliğinde pull-apart basmağının bulunduğu ve Amik havzası ve Karasu riftinin bu mekanizmaya bağlı olarak açıldığı belirtilmiştir (Gülen ve diğ., 1987).

Yapılan fay ve kinematik analiz çalışmaları sonucunda, Amik havzasının KD-GB yönelimli bir açılma rejimi ile oluştuğu belirtilmektedir (Lyberis ve diğ., 1992; Över ve diğ., 2001). Ölü Deniz Fay Zonunun kuzeyindeki bir devamı olan Amanos fayının (Muehelberger, 1981; Gülen ve diğ., 1987; Perinçek ve Eren, 1990), atım miktarının 1000 m.yi bulduğu ve yaklaşık KD-GB yönelimli eğim atımlı bir fay olduğu belirtilmektedir (Atan,

1969; Aslaner, 1973). Gülen ve diğ., (1987) Ölü Deniz Fayının Türkiye sınırı yakınında yer alan Gharb segmentinin sola sıçrayarak Karasu segmentini (Amanos fayı) oluşturduğunu, bu nedenle Amik "pull-apart" havzasının meydana geldiğini belirtmişlerdir. Muehelberger (1981) ile Perinçek ve Çemen (1990) ise havzanın bir çöküntü sistemi içerisinde geliştiğini ifade etmektedirler. Perinçek ve Çemen (1990) bölgesel ölçekte yaptıkları çalışmaların sonucunda Ölü Deniz Fayının Amik havzası yakınında yön değiştirerek kuzeydoğuya döndüğünü tespit etmişler ve Amanos fayını Doğu Anadolu Fay sistemi içinde düşünmüşlerdir. Buna bağlı olarak Amik havzası ve Karasu riftinin (Hatay Grabeni) oluşum nedeni olarak Doğu Anadolu fayının Türkoğlu dolayında sola, güneye Antakya dolayına sıçramasını gerekçe göstermişlerdir.

Karasu riftinin güneyini oluşturan Amik havzası İskenderun körfezi bloğunun GB yönünde hareket etmesi sonucunda oluşmuş bir çöküntü alanıdır (Perinçek ve Eren, 1990). Amik havzasında gerilme tektoniğinin birinci aşaması Orta Miyosen sonrasında başlamakta olup, aktif dönem Geç Miyosen-Erken Pliyosen süresincedir. Pliyosen ortalarındaki pasif devreyi havzayı etkileyen ikinci gerilme rejimi izlemekte ve bu rejim Geç Pliyosen'den günümüze kadar sürmektedir (Perinçek ve Eren, 1990).

Çeşitli araştırmacılar tarafından Arap/Anadolu, Arap/Afrika ve Afrika/Anadolu levhaları arasındaki göreceli hareketlere bağlı olarak gelişen Doğu Anadolu fayı ve Ölü Deniz faylarının kesiştiği ve tüm bu levhaların birleştiği yerin, Maraş ve Gölbaşı arasında kalan bölge olduğu düşünülmektedir (McKenzie, 1972; Gülen ve diğ., 1987; Şengör ve diğ., 1985).

Maraş üçlü eklemi, içeri doğru sokulan (inderten) Arabistan levhasının kuzeybatı köşesini ve aynı zamanda deforme olan komşu Afrika ve Avrasya levhalarını kapsamakta olup, bir kıtasal çarpışma zonunda görülebilecek bütün karakteristik özellikleri içermektedir (Gülen ve diğ., 1987). Över ve Ünlügenç (1998) ise, üçlü birleşim bölgesinin daha güneyde Hatay'ın hemen kuzeyinde olduğunu belirtmektedirler.

Şengör ve diğ., (1985), Arap-Afrika ve Avrasya levhalarının birleştiği Narlı ilçesinin kuzeydoğusunda "Kahramanmaraş dörtlü kavşağını" tanımlamışlardır. Bu eklemin Doğu Anadolu fayı, Ölü Deniz fayı ve Güney Doğu Toros Bindirmesi tarafından oluşturulduğu belirtilmiştir.

Perinçek ve Çemen (1990), Ölü Deniz ve Doğu Anadolu fay sistemlerinin Amik havzasının güneydoğu ucu, Narlı ilçesinin kuzeydoğusu ve Hazar gölünün kuzeydoğusu olmak üzere üç alanda birbirlerine kavuştuğunu ve bu alanların muhtemel bir üçlü eklem bölgeleri olduğunu belirtmektedirler.

Pek çok araştırmacı tarafından Kıbrıs yayının, Kıbrıs'tan İskenderun körfezini geçerek Doğu Anadolu fayı ve Ölü Deniz fayının buluştuğu Maraş üçlü eklemine uzandığı ileri sürülmektedir (Mc Kenzie, 1972; Westaway, 1994).

Hatay bölgesinde, depremlerin odak mekanizmalarının ters çözümü sonucunda elde edilen güncel gerilme durumu, doğrultu atım bileşenine sahip olan normal faylanma rejimi şeklindedir (Över ve diğ., 2001).

Antakya ve çevresinde doğrultu atımlı gerilme rejimine ait tüm lokasyonlar için yapılan fayların kinematik analizi, etkin gerilme rejiminin normal faylanma olduğunu doğrulamaktadır. Kayma vektörlerinin ters çözüm işlemi ve kayma vektörlerinin birbirlerini kesmeleri sonucunda saptanan zamansal ilişki, Pliyo-Kuvaterner'den günümüze kadar etkin olan gerilme rejiminin doğrultu atımlı rejimden açılma rejimine doğru değiştiğini göstermektedir (Över ve diğ., 2001). KD–GB doğrultulu en büyük yatay gerilme ve KB–GD doğrultulu en küçük yatay gerilme eksenleri ile temsil edilen doğrultu atımlı gerilme rejimi, Doğu Anadolu Fayı ile Ölü Deniz Fayı üzerinde sol yönlü doğrultu atımlı hareketi sağlamaktadır (Över ve diğ., 2001).

Över ve diğ., (2001)'e göre KB-GD yönlü sıkışma gerilmesine sahip olan bu rejim Arap levhasının kuzeye doğru olan hareketine bağlı olarak gelişen sıkışma yapılarının (ters faylar, kıvrımlar ve bindirmeler) oluşumundan sorumludur (Lyberis ve diğ., 1992). Bölgedeki genç volkanizma ve Kuvaterner yaşlı çökeller Hatay bölgesinde genç açılmayı işaret etmektedir (Çapan, ve diğ., 1987, Perinçek ve Eren, 1990).

Hatay bölgesinde etkili olan gerilme durumlarının, bölgenin güneybatısındaki yitim zonu (Kıbrıs yayı) ile kuzeydoğusundaki bindirme zonu (Bitlis Kenet Zonu) boyunca gelişen levha kenarı kuvvetlerinin etkileşimlerinden kaynaklanmış olabileceği düşünülmektedir. Ayrıca KD–GB yönlü açılmanın oluşumunda Kıbrıs yayı boyunca uzanan yitim sürecinin daha etkili olduğu belirtilmektedir (Över ve diğ., 2001-2004).

3.2. Yapısal Jeoloji

3.2.1. Tabaka Duruşları

Çalışma alanında yüzeyleyen birimler ve bu birimler içerisinde gelişen yapısal unsurlar Alpin orojenezinden etkilemişlerdir. Bölgenin tektonik açıdan oldukça aktif olması nedeniyle inceleme alanında yer alan birimler birçok ana fayın etkisi ile deforme olmuşlardır. Bu nedenle inceleme alanında yüzeyleyen birimlerin tabaka duruşları birbirinden farklılıklar göstermektedir. Ölçülen doğrultu ve eğim değerleri sonucunda bölgedeki egemen yapısal doğrultunun KD-GB olduğunu göstermektedir.

3.2.2. Uyumsuzluklar

İnceleme alanında yüzeyleyen birimler arasındaki dokanaklar incelendiğinde bunların arasında uyumsuzlukların olduğu gözlenmektedir.

Çalışma alanında gözlenen ilk uyumsuzluk, temeli oluşturan Üst Kretase yaşlı Allokton konumlu Kızıldağ ofiyolitleri ile Üst Kretase yaşlı Kaleboğazı formasyonu arasında yer almaktadır. Üst Maestrihtiyen yaşlı Kaleboğazı formasyonu, Kızıldağ ofiyoliti üzerine uyumsuzlukla (nonkonformite)

gelmektedir. Senozoyik yaşlı diğer formasyonlar da yer yer Kızıldağ ofiyoliti üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır.

Üst Kretase-Paleojen sınırında Alt-Orta Eosen yaşlı Okçular formasyonu, Üst Maestrihtiyen yaşlı Kaleboğazı formasyonu üzerinde açısal uyumsuzlukla bulunmaktadır.

Langiyen-Serravaliyen yaşlı Balyatağı formasyonu, Orta-Üst Lütesiyen-Bartoniyen yaşlı Okçular formasyonu üzerine açısal uyumsuzlukla gelmektedir.

Kuvaterner yaşlı alüvyonlar diğer bütün formasyonları açısal uyumsuzlukla üzerlemektedir.

3.2.3. Faylar

İnceleme alanının yer aldığı Doğu Akdeniz Bölgesi'nin sismotektoniği Arabistan, Afrika ve Anadolu levhalarının birbirleriyle göreceli hareketleri sonucunda gelişmektedir (McKenzie, 1972). Bölgede bulunan doğrultu atımlı Doğu Anadolu ve Ölü Deniz fayları inceleme alanı ve yakın civarının doğrultu atımlı bir tektonik rejimden etkilendiğini göstermektedir. Bu etki alanında kalan bölgede doğrultu atımlı faylara bağlı olarak gelişen bir çok fay mevcuttur. Bu nedenle inceleme alanında Kretase'den Kuvaterner'e kadar olan bütün kaya birimlerinde kırıklı bir yapı gözlenmekte olup, etkin olarak gözlenen K–G ve KD-GB uzanımlı faylar uzun mesafelerde izlenmektedir.Hatay bölgesindeki etkin gerilme rejiminin Geç Kuvaterner'de doğrultu atımlı rejimden açılma rejimine doğru değiştiği belirtilmektedir (Över ve diğ., 2001).

İnceleme alanında gözlenen ve ölçülen yapısal unsurların değerlendirilmesi sonucu bölgede KD–GB uzanımında bir açılma rejiminin geliştiği gözlenmektedir.

Üst Maestrihtiyen aralığında Kızıldağ ofiyolitlerinin bölgeye yerleşmesinden sonra hafif kıvrımlanmalar ve faylar oluşmuştur. Bu yapılar K-G uzanımlı Afrika-Ölü Deniz-Karasu riftine kısmen paralellik sunmakta olup, KD–GB uzanımlıdır (Şekil 11).

İnceleme alanında Üst Maestrihtiyen sonrası-Kuvaterner öncesi normal fayların gidişleri K-G ve KKD-GGB'dır. Fay düzlemlerinin eğimi çoğunlukla 55°-90° arasında değişmektedir. Bu faylar genç birimlere ait bütün formasyonları kestikleri gibi ofiyolitleri de kesmektedirler.

Çalışma alanında gözlenen KD-GB uzanımlı sol yönlü doğrultu atımlı fay, Üst Maestrihtiyen yaşlı Kızıldağ ofiyoliti ile Üst Maestrihtiyen yaşlı Kaleboğazı formasyonu arasındaki dokanak boyunca gözlenmekte olup, C 4'den başlayıp A 8'e kadar devam etmektedir.

Çalışma alanındaki diğer bir fay ise, Alt-Orta Eosen yaşlı Okçular formasyonu içerisinde gelişen C 4'den başlayıp, C 5'e kadar yaklaşık KD-GB uzanımlı olarak devam etmektedir.

4. SONUÇLAR

1. Bölgede Üst Kretase–Kuvaterner zaman aralığında oluşan 1 adet Allokton ve 7 adet paraotokton konumlu olmak üzere toplam 8 adet kaya stratigrafi birimi ayırtlanmıştır.

2. Çalışma alanında temeli oluşturan

Allokton konumlu Kızıldağ ofiyoliti inceleme alanı içerisinde harzburjit ve dünitlerden oluşan tektonit olarak tespit edilmiştir. Okyanus tabanı malzemesinden oluşan Kızıldağ Ofiyoliti bölgeye Geç Maestrihtiyen'de yerleşmiştir.

3. Bölgede yer alan paraotokton birimler, ofiyolit yerleşmesinden sonra yaşlı birimleri transgresif olarak örten sedimanlardan oluşmaktadır.

4. Üst Maestrihtiyen yaşlı Kaleboğazı formasyonu Üst Maestrihtiyen'de derinleşen denizel ortam şartlarında Kızıldağ ofiyolitini uyumsuzlukla örttüğü sonucuna varılmıştır.

5. Daha önceki çalışmalarda yaşı İpresiyen-Lütesiyen (Selçuk, 1985) ve Tanesiyen-Lütesiyen (Zorlu, 2003) olarak belirlenen Okçular formasyonunun yaşı Orta–Üst Lütesiyen-Bartoniyen olarak saptanmıştır.

6. İnceleme alanında Üst Maestrihtiyen yaşlı Kaleboğazı formasyonu ile Orta–Üst Lütesiyen-Bartoniyen yaşlı Okçular formasyonu ve Langiyen-Serravaliyen yaşlı Balyatağı formasyonu ile Orta–Üst Lütesiyen-Bartoniyen yaşlı Okçular formasyonu arasındaki dokanak ilişkisi açısal uyumsuzluk olarak belirlenmiştir.

7. İnceleme alanında Langiyen-Serravaliyen yaşlı Sofular formasyonu altındaki Langiyen-Serravaliyen yaşlı Balyatağı formasyonu ve üzerine gelen Tepehan formasyonu ile yanal ve düşey geçişli olduğu, Nurzeytin formasyonunun Tepehan formasyonu üzerinde geçişli olarak yer aldığı belirlenmiştir.

8. Arap/Anadolu, Arap/Afrika ve Afrika/Anadolu levhaları arasındaki göreceli hareketlere bağlı olarak gelişen Doğu Anadolu Fayı, Kıbrıs yayı ve Ölü Deniz Fay Zonu çalışma alanının kuzeyinde üçlü bileşim bölgesini oluşturmaktadır.

5. KATKI BELİRTME

Bu çalışma Ç.Ü Araştırma Fonu desteğinde (MMF2002-YL67) Yüksek Lisans Tezinin bir bölümü olarak gerçekleştirilmiştir. Çalışma için destek sağlayan Ç.Ü Araştırma Fonuna, değerli öneriler sunan Prof.Dr. Fikret İŞLER, Prof.Dr. Cavit DEMİRKOL'a, Paleontolojik determinasyonları yapan Prof. Dr. Niyazi AVŞAR'a, yapıcı eleştiri ve destek veren Prof. Dr. Kemal GÜRBÜZ'e, Prof. Dr. Osman PARLAK'a sonsuz teşekkürlerimizi sunarız. Saha çalışmaları sırasında yardımlarını esirgemeyen Jeo. Yük. Müh. Mustafa KAVUZLU'ya ve Jeo. Müh. Turgut AKSU ve Özkan AŞIK'a teşekkürlerimizi sunarız.

6. KAYNAKLAR

Arpat, E., Şaroğlu, F., 1972. Doğu Anadolu Fayı ile İlgili Bazı Gözlem ve Düşünceler, M.T.A Dergisi, 78, 33-39, Ankara.

Arpat, E., Şaroğlu, F., 1975. Türkiye'deki Bazı Önemli Genç Tektonik Olaylar, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 18, 91-110.

Aslaner, M., 1973. İskenderun ve Kırıkhan Bölgesindeki Ofiyolitlerin jeolojisi ve Petrografisi, M.T.A Yayınları No:150, 71 s., Ankara.

Atan, O. R., 1969. Eğribucak–

Karacaören (Hassa), Ceylanlı–Dazevleri (Kırıkhan) Arasındaki Amanos Dağlarının Jeolojisi, M.T.A Yayın, No:139, Ankara.

Boulton, S., 2006. Tectonic-sedimentary evolution of the Cenozoic Hatay Graben, South Central Turkey. University of Edinburgh, Ph.D. Thesis.413 p. Edinburgh.

Çoğulu, H.E., 1973. Hatay–Kızıldağ Masifinin Oluşumu Hakkında Yeni Buluşlar, Cumhuriyet'in 50. yılı Yerbilimleri Kongresi, 409 – 421, Ankara.

Çoğulu, H.E., 1974. Hatay Bölgesinde Ultrabazik Tektonikler ve Tabakalı Peridotitler, M.T.A. Dergisi, 83, 185-193, Ankara.

Dean, W.T. ve Krummenacher, R., 1961. Cambrian tribolites from the Amanos Mountains, Turkey: Paleontology, 4, 71-81.

Delaloye, M., Pişkin, Ö., Voldet, P., Vuagnat, M. ve Wagner, J., 1979. Rare Earth element concentrations in mafics from the Kızıldağ ophiolite (Hatay, Turkey). Schweiz. Min.Pet.Mitt., 59, 67-73.

Delaloye, M., Selçuk, H., Vuagnat, M., ve Wagner, J., 1980. Geological section through the Hatay ophiolite along The Mediterranean Coast, Southern Turkeey. Ophiolite, 5 (2/3), 205-216.

Dubertret, L., 1953. Geologie des roches vertes du NW de la Syrie et du Hatay (Turquie): Notes Mem. Moyen Orient, 6, 227 s.

Garfunkel, Z., Zak, I., and Freund, R., 1981. Active Faulting in the Dead Sea Rift, Tectonophysics, 80, 1-26.

Gülen, L., Barka, A., Toksöz, M.N., 1987. Kıtaların Çarpışması ile İlgili Kompleks Deformasyon, Maraş Üçlü Eklemi ve Çevre Yapıları, Yerbilimleri 14, 319-336.

Inwood, J., 2006. The Tectonic Evolution of the Hatay Ophiolite of Southeast Turkey. School of Earth, Ocean and Environmental Science, Universirt of Plymouth, 426 p., Plymouth.

Jackson, J., Mc. Kenzie, D.P., 1984. Active Tectonics of the Alpine–Himalayan Belt Between Western Turkey and Pakistan. Geophysical Journal Royal Astronomy Society, 77, 185-246.

Ketin, İ., 1966. Güneydoğu Anadolu'nun Kambriyen Teşekkülleri ve Bunların Doğu İran Kambriyeni ile Mukayesesi. M.T.A Dergisi, 66, 20-35, Ankara.

Koçyiğit, A., ve Beyhan, A., 1998. A new intra continental transcurrent structure: The central Anatolian Fault zone, Turkey, Tectonophysics, 284, 317-336.

Kop, A., 1996. Kırıkhan (Hatay) ve Kuzeyinin Tektonostratigrafik incelemesi, Ç.Ü Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, 161 s., Adana.

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.

Lyberis, N., Yürür, T., Chorowicz, J., Kasapoğlu, E. and Gündoğdu, N., 1992. The east Anatolian Fault: an Oblique Collision Belt, Tectonophysics, 204, 1-15.

Mc. Kenzie, D.P., 1972. Active Tectonics of the Mediterranean Region,

Geophysical Journal Royal Astronomy Society, 30, 109-185.

Mc. Kenzie, D.P., 1978. Active Tectonics of the Alpin-Himalayan Belt: The Aegean Sea and Surrounding Regions (Tektonics of Aegean Region), Geophysical Journal Royal Astronomy Society, 55, 217-254.

Mıstık, T., 2002. Samandağ (Antakya) Civarının Jeolojik incelemesi, Ç.Ü Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, 46 s., Adana.

Mıstık, T., Ünlügenç, U.C., 2004. Samandağ (Antakya) civarının Jeolojik İncelemesi. Ç.Ü. Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi, Cilt 19, Sayı No:1, 231-247 s., Adana.

Muehlberger, W.R., 1981. The Splintering of the Dead Sea Fault Zone in Turkey. Yerbilimleri, 8, 123-130.

Över, S., Ünlügenç, U.C., 1998. Seismotectonic Evidence of the Antioch Triple Junction and Resent Temporal Change in Qaternary to Present-day Stres State Along Hatay Region (SE-Turkey), Third International Geology Symposium, Ankara.

Över, S., Ünlügenç, U.C., Özden, S., 2001. Hatay Bölgesinde Etkin Gerilme Durumları,Yerbilimleri, 23, 1-4., Ankara.

Över, S., Ünlügenç, U.C., and Bellier, O., 2002. Quaternary Stres Regime Change in The Hatay Region (SE Turkey) Geophysics Journal International, 148, 649 – 662.

Över, S., Özden, S., Ünlügenç, U.C., Yılmaz, H., 2004. A Synthesis: Late Cenozoic stress field distribution at northeastern corner of eastern Mediterranean, SE Turkey. Comptes Rendus Geoscience, 336, 1, 93-103.

Parlak, O., Kop, A., Ünlügenç U.C., Demirkol, C., 1998. Geochronology and Geochemistry of Bazaltic Rocks in The Karasu Graben araund Kırıkhan (Hatay), S Turkey, Tübitak Earth Sciences 7, 53 - 61.

Perinçek, D., Eren, A.G., 1990. Doğrultu Atımlı Doğu Anadolu ve Ölüdeniz Fay Zonları Etki Alanında Gelişen Amik Havzasının Kökeni, Türkiye 8. Petrol Kongresi Bildiri Kitabı, 180–192., Ankara.

Perinçek, D., and Çemen, İ., 1990. The Structural relationship Between The East Anatolian and Dead sea Fault Zones in Southeastern Turkey. Tectonophysics, 172, 331-340.

Quannel, A. M., 1959. Tectonics of the Dead Sea Rift. 20th. Int.Geol.Congr., 385-405, Mexico.

Rojay, B., Heimann, A., Toprak, V., 2000. Neotectonic and Volcanic Characteristics Of The Karasu Fault Zone (Anatolia,Turkey): The Transition Zone Between The Dead Sea Transform and The East Anatolian Fault Zone. Geodinamica Acta, 14, 197-212.

Selçuk, H., 1981. Kızıldağ Ofiyoliti Genellikle Ofiyolit Volkanitlerinin Üzerinde Yer Alan Derin Deniz Çökelleri Dışında Tam Bir Ofiyolit Stratigrafisi Sergiler, Doktora Tezi Yayımlanmamış.

Selçuk, H., 1985. Kızıldağ–Keldağ–Hatay dolayının Jeolojisi ve Jeodinamik evrimi, M.T.A Rapor no 7787., Ankara.

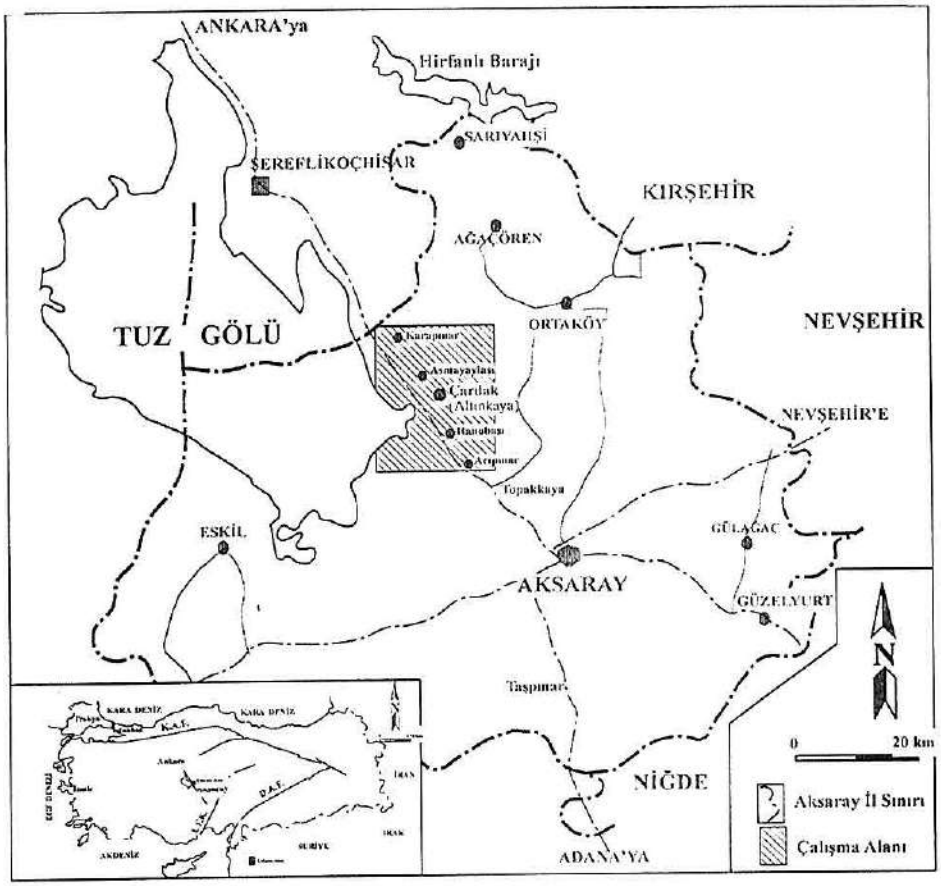
Şaroğlu, F., Emre, Ö., and Kuşçu, I.,

took place during Late Paleocene-Oligocene age. Generally marine sediments were deposited during this period. In the Miocene-Pliocene periods, sedimentation of continental units was realized.

The Central Anatolian Metamorphics form the basement of the area. Continental clastics which are composed of conglomerate-sandstone-mudstone of Late Cretaceous age (Kızıltepe formation) unconformably overlie the basement. The Asmaboğazı formation is characterized by deposits of shallow marine – shelf environment. These deposits are composed of with rudist bearing sandy limestone-hippurites bearing pebbly sandy limestone and sandstone interbedded shale and, overlie Kızıltepe formation. There is a low angle angular unconformity between these units. Cenozoic sediments (Late Palocene-Eocene units), consist of clastics material of shelf – transitional of deep sea environmental. This clastics materials are composed of conglomerate, sandstone, sandstone-siltstone interbeded with shale-marl and with olistostrom, conglomerate with limestone blocks. This unit is called as the Karapınar formation. It overlies the Asmaboğazı formation with an angular unconformity. The Karapınar formation is unconformably overlain by the Mezgit formation (Late Eocene? – Oligocene age). It is characterized by lagoon and fluvial deposits (composed of evaporatic roks and conglomerate-sandstone-mudstone). The Koçhisar formation (Miocene), consists of units deposited in fluvial and lacustrine environments. It is composed of conglomerate, sandstone, mudstone and occasionally with gypsium-coal. The Koçhisar formation is unconformably overlain by the Cihanbeyli formation (Mio-Pliocene). It consists of conglomerate-sandstone-mudstone and occasionally tuff alternations. These formations unconformably overlie the Mezgit formation. Same aged Sapmaz formation which is composed of conglomerate, sandstone, mudstone-marl and sandy limestone has lateral / vertical transitional with the Cihanbeyli formation. Quaternary period is characterized by alluviums and depris flow terraces deposits.

1. GİRİŞ

İnceleme alanı Aksaray-Ankara karayolunun doğusunda Acıpınar ile Karapınar köyleri arasında yer alır. Çalışma alanının kuzeybatısında Şereflikoçhisar, kuzey-kuzeydoğusunda Kırşehir, güneydoğusunda Aksaray, güneybatısında Konya ve batısında Tuzgölü bulunmaktadır (Şekil 1). Bu çalışmada Tuzgölünün doğu kenarında Hanobası ile Karapınar arasında kalan bölgede yüzeyleyen litostratigrafi birimlerin genel özellikleri ile bu birimlerin birbirleri ile olan ilişkileri detaylı bir şekilde incelenerek çalışılan alanın genel stratigrafisi ortaya konulmuştur (Şekil 2). Bölgede, Righi ve Cortesini (1959, 1960), Saltuk ve Saka (1971), Arıkan (1975), Görür ve Derman (1978), Derman (1980), Görür (1981), Uygun (1981), Yaşar ve diğ (1982), Dellaloğlu ve Aksu (1984), Görür ve diğ

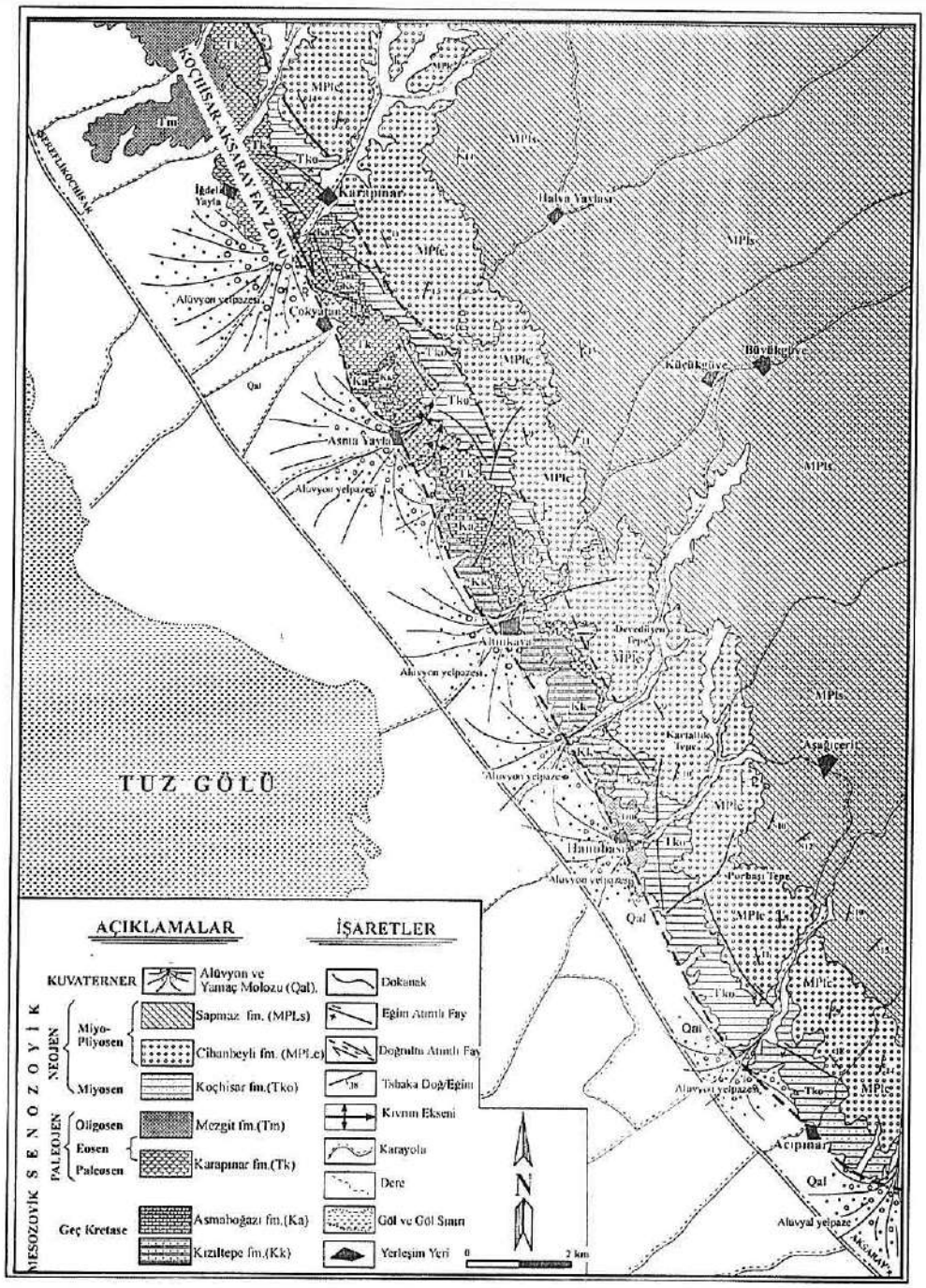


Şekil 1. Çalışma alanının yerbulduru haritası.

(1984), Atabey ve diğ. (1987), Oktay ve Dellaloğlu (1987), Dellaloğlu (1991), Dellaloğlu (1997), Orhan (1997) ve Toprak ve Rojay (1997) stratigrafik, sedimantolojik, tektono-stratigrafik ve petrol olanaklarının ortaya konulmasına yönelik çalışmalar yapmışlardır. Erol (1969) ise bölgede Tuzgölü havzasının jeolojisine ve jeomorfolojisine yönelik bir çalışma yapmıştır.

2. STRATİGRAFİ

İnceleme alanında temeli Orta Anadolu Metamorfitleri ve ofiyolitli melanj (Derman, 1980) oluşturmaktadır. Bunların üzerine Mesozoyik'te Geç Kretase yaşlı, akarsu ve alüvyal yelpaze nitelikli, çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı litolojilerinden oluşan Kızıltepe formasyonu ile sığ deniz–şelf ortamını karakterize eden, rudistli kumlu kireçtaşı, hippuritesli çakıllı kumlu kireçtaşı ve kumtaşı arakatmanlı marn içeren Asmaboğazı formasyonu gelmektedir. Bu iki formasyon birbirleri ile düşük açılı uyumsuzluklar



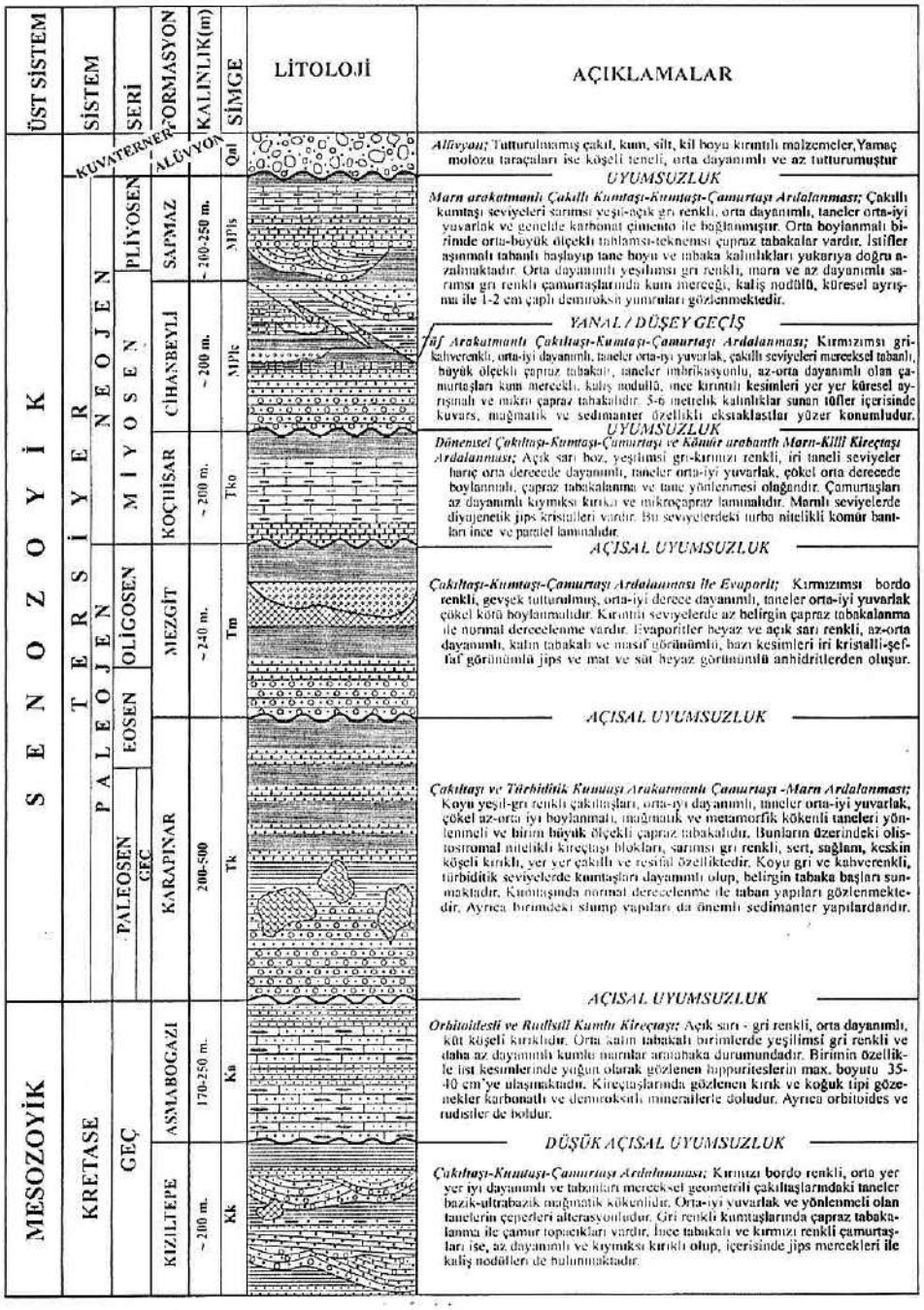
Şekil 2. Çalışma alanının ayrıntılı jeoloji haritası.

göstermektedir. Bu iki birimin üzerine ise, hem denizel hemde karasal kökenli birimler gelmektedir. Bu birimler, en altta Geç Paleosen-Eosen yaşlı şelf ve derin denize geçiş ortamında çökelmiş olan çakıltaşı, kumtaşı, kumtaşı-silttaşı arakatmanlı şeyl-marn ile olistostromal kireçtaşı bloklu çakıltaşından oluşan Karapınar formasyonu ile başlamaktadır. Birim Asmaboğazı formasyonunun üzerine açısal uyumsuzlukla gelmektedir. Karapınar formasyonunun üzerine ise, Geç Eosen ?- Oligosen yaşlı, lagüner ve akarsu karakterli çakıllı kumtaşı ve kumtaşı arakatmanlı çoğunlukla masif yer yer tabakalı jips ve anhidrit ile merceksel geometrili çakıltaşı-kumtaşı ardalanmasından oluşan Mezgit formasyonu uyumsuz olarak gelmektedir. Bu birimin üzerinde ise, Miyosen yaşlı, akarsu ve gölsel ortamlarda çökelmiş olan çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, yer yer jips mercekli kumlu silttaşı ve kömürlü marn-çamurtaşı yapılışlı Koçhisar formasyonu açısal uyumsuz olarak bulunmaktadır. Miyo-Pliyosen yaşlı, genelde alüvyal yelpaze ortamında çökelen çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı, ve kumlu çamurtaşıdan meydana gelen Cihanbeyli formasyonu altta Koçhisar formasyonu ile uyumsuzdur. Üstte ise, örgülü akarsu ve geçici göl ortamını karakterize eden, büyük ölçekli çapraz tabakalı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı, ince laminalı çamurtaşı ve yer yer kumlu tüf ve kireçtaşı yapılışlı, Sapmaz formasyonu Cihanbeyli formasyonu ile yanal/düşey geçişlidir. Kuvaterner'de yamaç molozu ve alüvyon bulunmaktadır (Şekil 2,3).

2.1. Kızıltepe Formasyonu (Kk)

Birim, ilk olarak Rigo de Righi ve Cortesini (1959) tarafından "red beds" olarak adlanmıştır. Dellaloğlu (1991) çalışmasında birim için Kızıltepe formasyonu adlamasını yapmış ve bu çalışmada da aynı adlama kullanılmıştır. Kızıltepe formasyonu, çalışma alanında Koçhisar-Aksaray Fayı boyunca ve Tuzgölü havzasının doğusunda yeralan Hanobası, Altınkaya, Asma yaylasının kuzeybatısı ve Çokyatan köyünün doğusunda belirgin mostralar vermektedir (Şekil 2).

Birim, çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Birimdeki çakıltaşları, yeşilimsi koyu gri–kırmızımsı bordo renkli, orta-iyi dayanımlı, atmosferik etkenlerden korunan kesimleri çok iyi tutturulmuş, altere kesimleri ise, orta derecede tutturulmuştur. Tanelerin yuvarlaklığı ve küreselliği oldukça değişkendir. Genellikle nötr ve bazik kökenli mağmatik kayaç parçası (bazalt, spilit, andezit, serpantinit vb.) bileşimli olan tanelerin dış yüzeyleri alterasyonlu ve buna bağlı pırıltılı olup, tanelerle eş bileşimli matriksle bağlanmıştır. Maksimum çakıl boyu 70-80 cm'yi bulmaktadır (Altınkaya'nın kuzeyinde). Çökel, kötü, yer yer orta derecede boylanmalıdır. Çakıltaşları, çamurtaşlarının üzerine belirgin aşınmalı tabanla gelmekte ve buna bağlı merceksel geometriler sunmaktadır. Az-orta belirgin büyük ölçekli teknemsi çapraz tabakalar, tane yönlenmeleri, daha nadiren düzlemsel (tablamsı) çapraz tabakalar



Şekil 3. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti.

gözlenmekte ve tabaka kalınlıkları 30-100 cm arasında değişmektedir. Çakıllı kumtaşı ve kumtaşı seviyeleri, yeşilimsi gri–bordo renkli olup, oldukça dayanımlı ve küt köşeli kırıklıdır. Sıkı tutturulmuş olan bu kayaçlardaki taneler az-orta derece yuvarlaklaşmış ve çökel kötü-orta derecede boylanmıştır. Derecelenme çok belirgin olmamasına karşın, bazı seviyelerde yukarıya doğru incelen tane boyu değişimleri kısmen fark edilmektedir. Genellikle mağmatik kayaç parçası bileşimli olan kumtaşlarında ayrıca sedimanter kayaç parçaları (kireçtaşı parçası, radyolarit ve dolomit gibi) ve nadiren kuvars taneleri de bulunmaktadır. Tabakalanma yer yer belirgin olup, içerisinde az belirgin teknemsi ve düzlemsel çapraz tabakalanmalar gözlenmektedir.

Çamurtaşı seviyeleri ise, genellikle kırmızımsı-bordo renkli olarak gözlenmektedir. Bu seviyeler oldukça az dayanımlı olup, kıymıksı kırıklı ve dağılgandır. Az belirgin tabakalanma ve laminalanma gösteren bu birimin içerisinde özellikle çakıllı kumtaşı ve kumtaşı mercekleri bulunmaktadır. Merceklerde bulunan kumtaşlarındaki tane boyutunun artmasıyla merceğin boyutunun artması arasında doğru orantı vardır. Silttaşları çamurtaşları ile ardalanma sunmaktadır. Ayrıca birimin içerisinde çapı ortalama 10-15 cm'ye erişen kaliş nodülleri ve merceksel geometrili evaporitik seviyeler de bulunmaktadır (Çokyatan köyü doğusu) (Foto 1).

İnceleme alanında Altınkaya dolayında toplam kalınlığı 162 m ve Kızıltepe'nin doğusunda kalınlığı 103 m'yi bulan iki adet stratigrafik kesit ölçülmüştür. Bunlardan Kızıltepe stratigrafik kesiti (Başlangıç: K 79 575, D 65 875; Bitiş: K 79 500, D 66 125) Şekil 4'te verilmiştir.



Foto 1. Kızıltepe formasyonundaki jips mercekleri (Çokyatan köyü doğusu).

İnceleme alanında birimin alt dokanağı görülmemekte, buna karşın üzerine Asmaboğazı formasyonu düşük açılı uyumsuzlukla gelmektedir (Foto 2).

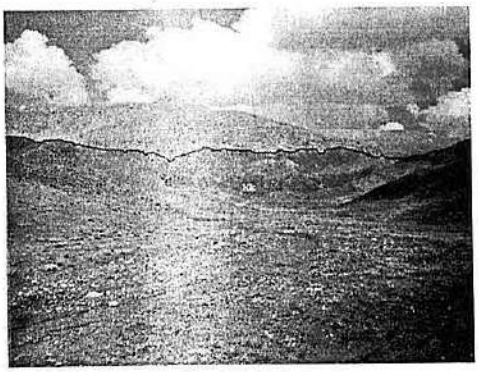
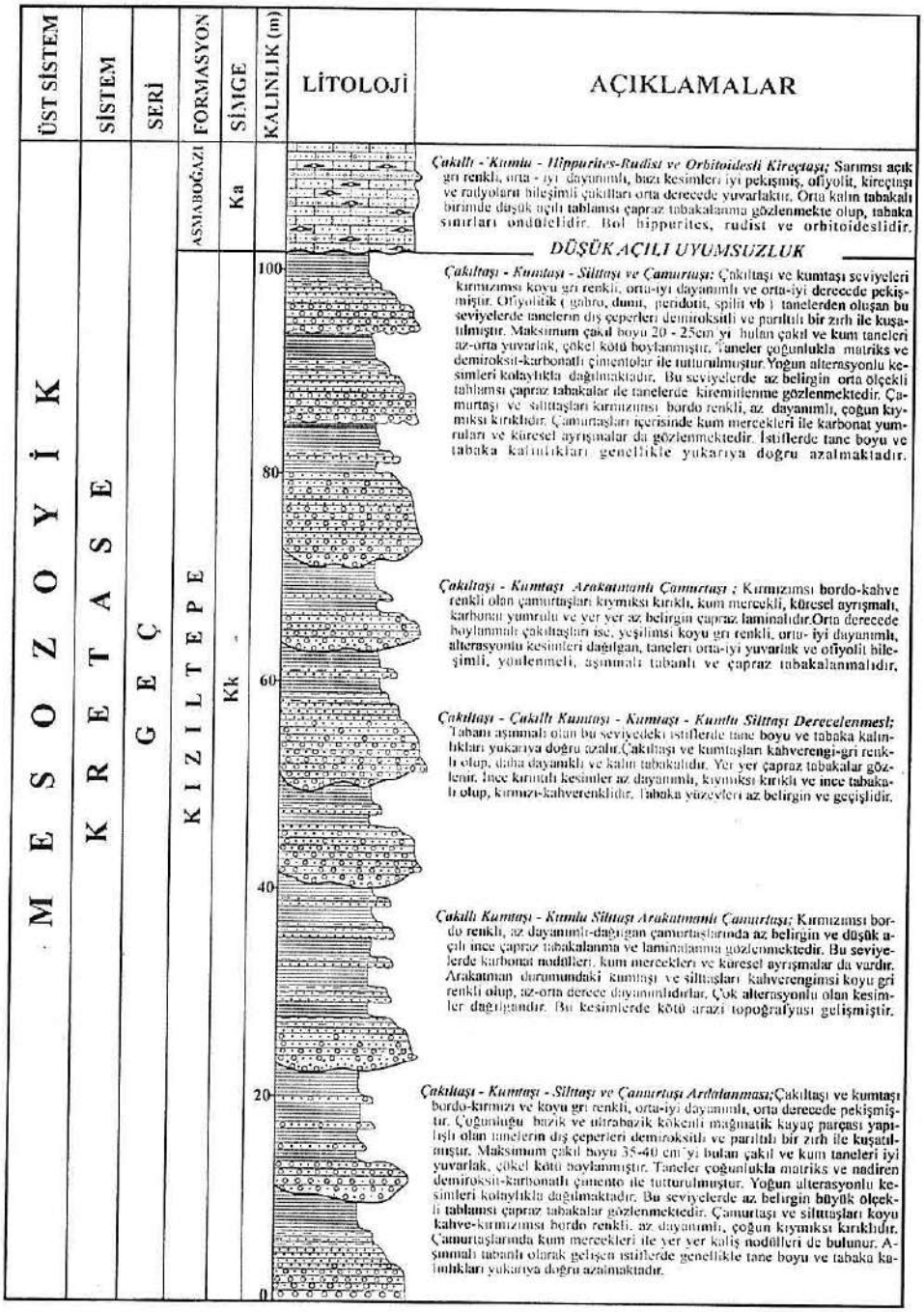


Foto 2. Kızıltepe (Kk) ile Asmaboğazı (Ka) formasyonları arasındaki dokanak ilişkisi (Altınkaya kuzeyi).



Şekil 4. Kızıltepe ölçülü stratigrafi kesiti.

Birimden derlenen örnekler içerisinde yaş verebilecek fosil bulunamamıştır. Kızıltepe formasyonundaki çakıltaşı ve kumtaşlarının gabro, dunit, peridotit, spilit, gabro ve yer yer radyolarit ile granit-mermer bileşimli taneler içermesi, birimin deniz tabanı yayılması ürünü olan ofiyolitik kaya topluluğundan malzeme aldığını ve çökelim zamanının bu kaya topluluğunun oluşum ve yerleşiminden sonra olduğunu ortaya koymaktadır. Kızıltepe formasyonu üzerine transgresif olarak yerleşen Asmaboğazı formasyonu Maestrihtiyen yaşlıdır (Dellalloğlu 1997, Atabey ve diğ., 1987 ile Dellaloğlu ve Aksu 1984). Bu stratigrafik eşleştirme ışığında birim Maestrihtiyen'den daha yaşlı olmalıdır.

Kızıltepe formasyonu kırmızımsı bordo rengi, çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşından oluşan litolojisi, yukarıya doğru tane boyu ve tabaka kalınlığı azalan bir istiflenme şekli sunması, kanal dolgusu geometrisi, az-orta belirgin teknemsi–tablamsı çapraz tabakalanma, tane yönlenmesi gibi sedimanter yapıların varlığı ve herhangi bir fosil içermemesi dikkate alındığında akarsu ortamını ve ayrıca yanal olarak belirgin litofasiyes geçişleri sunması, iri az yuvarlak çakılları, çakıllardaki tane yönlenmeleri, çamur matriks içermesi, merceksel geometrili ve kötü boylanmalı bu seviyelerin flüvyal-alüvyal yelpaze ortamlarını karakterize ettiği söylenebilir.

2.2. Asmaboğazı Formasyonu (Ka)

Birime ilk olarak Rigo de Righi ve Cortesini (1960) Tuzgölü'nün doğusunda yeralan orbitoidesli kumtaşı ve rudistli kireçtaşları için Asmaboğazı formasyonu adını uygulamıştır Bu çalışmada da genel stratigrafik eşleştirme dikkate alınarak aynı isim kullanılmıştır. Birim inceleme alanında Asmayaylasının güneydoğusunda, Çokyatan köyünün doğusunda Karapınar'ın güney-güneybatısında belirgin yüzlekler vermektedir (Şekil 2).

Asmaboğazı formasyonu, çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, Orbitoidesli kumtaşı, Rudistli-Hippuritesli kumlu kireçtaşı ve çakıllı kumlu kireçtaşından oluşur. Kumtaşı-kireçtaşı arasında arakatman olarak yeşilimsi gri renkli, çok ince tabakalı marnlı seviyeler yeralır. Çakıltaşı-çakıllı kumtaşı seviyeleri, açık gri-yeşilimsi sarı renkli, orta-iyi dayanımlı, sert, sağlam, sıkı dokulu ve küt köşeli kırıklı, bazı seviyeleri iyi, bazı seviyeleri de gevşek tutturulmuştur. Gevşek tutturulmuş seviyeler, genelde fosilsiz ve kil matrikslidir. İyi tutturulmuş seviyeler ise bol fosilli, saçınımlı çakıllı ve karbonat çimentoludur. Birimdeki bu pekişmişliğe bağlı olarak dayanımlı tabaka çıkıntıları gözlenmektedir. Taneler orta-iyi yuvarlak-küresel olup, çoğunlukla spari-kalsitik bir bağlayıcı ile nadiren de matriksle tutturulmuştur. Çökel orta derecede boylanmalıdır. Buradaki çakıllar çoğunlukla mağmatik kayaç parçası (gabro, bazalt, siyenit, dunit) daha az olarak sedimanter kayaç parçası (kireçtaşı, silttaşı, radyolarit vb.), kuvars ve feldispat bileşimlidir.

Orta kalın ve belirgin tabakalanma sunan çakıllı kumtaşı seviyelerinde yer yer çakıllar kum içerisinde yüzer

durumdadır. Bu seviyelerde tabakalanmayı dik-verevine kesen kırık ve çatlaklar ile koğuk-çatlak tipi gözenekler (kumlu kireçtaşı) genelde sparikalsit, nadiren demiroksit dolguludur. Kumtaşlarının tabanlarında biyotürbasyon yapıları ile yer yer aşınma izleri gözlenmekte, ayrıca kumtaşlarında normal derecelenme, dalgalı ve küçük ölçekli çapraz laminalanma gibi sedimanter yapılar da olağandır. Orbitoidesli kumtaşı, yeşilimsi açık gri ve sarımsı gri renkli, orta-iyi dayanımlı, sıkı dokulu ve küt köşeli kırıklıdır. Kuvars, feldispat, radyolarit, çört ve bazik mağmatik kayaç parçaları içeren birim, iyi boylanmış, taneler orta-iyi derecede yuvarlaklaşmıştır. İnce-orta tabakalı kumtaşlarında orbitoidesler boldur. Rudistli-Hippuritesli kumlu kireçtaşı, açık yeşil-sarımsı gri renkli, orta derecede dayanımlı, bazı kesimleri oldukça sıkı dokuludur. Orta-yer yer kalın tabakalı seviyeler daha fazla dayanımlıdır. Bu seviyelerde gelişen çatlak tipi gözenekler genelde kalsit-aragonit dolguludur. Birimde bol miktarda Rudist ve Hippurites gözlenmekte olup, Hippuriteslerin maksimum boyları 35-45 cm.'ye erişmektedir (Çokyatan köyü doğusu) (Foto 3). Birimde aratabaka durumundaki şeyl ve marnlar, koyu yeşilimsi gri-kahverenkli olup, az dayanımlıdır. Kıymıksı kırıklı, şeyller, ince tabakalı-laminalıdır. Marnlar ise, az belirgin orta kalın tabakalı ve küresel ayrışmalıdır. Asmayaylasının kuzeyindeki Kızıltepe dolayında ölçülen stratigrafik kesit (Başlangıç: K 79 575, D 65 875; Bitiş: K 79 800, D 65 650) ile birime ait 150 m'lik bir kalınlık belirlenmiştir (Şekil 5).

Asmaboğazı formasyonu, tabanda Kızıltepe formasyonu ile düşük açılı uyumsuz (Foto 4), üstte ise Karapınar formasyonu ile açısal uyumsuzdur. Çalışma alanındaki kumtaşı ve kireçtaşlarında bol orbitoides ve rudist fosillerine rastlanmıştır. Birimden derlenen kumlu kireçtaşı ve kumtaşı örneklerinden hazırlanan ince kesitlerin Prof.Dr. Niyazi AVŞAR tarafından paleontolojik olarak incelenmesi sonucunda *Omphalocyclus marcoporus*, *Orbitoides medius* (d'Achiac), *Siderolites calcitropoides* (Lamarck), *Asterigerine rotula* (Kaufmann), *Planorbulina* sp *Textularia* sp., Miliolidae, Rotalidae, Rudist, Melobesie, Bryozoa kireçtaşlarında da *Hippurites* sp., *Vaccinites loftusi*, *Hippurites cornucopiae* ve *Cyclolites* gibi tanıtıcı fosiller belirlenmiş ve birime Geç Kretase (Maestrihtiyen)' yaşı verilmiştir.

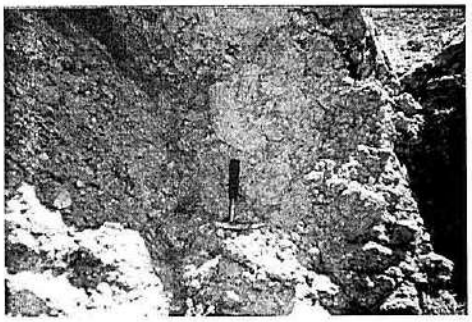
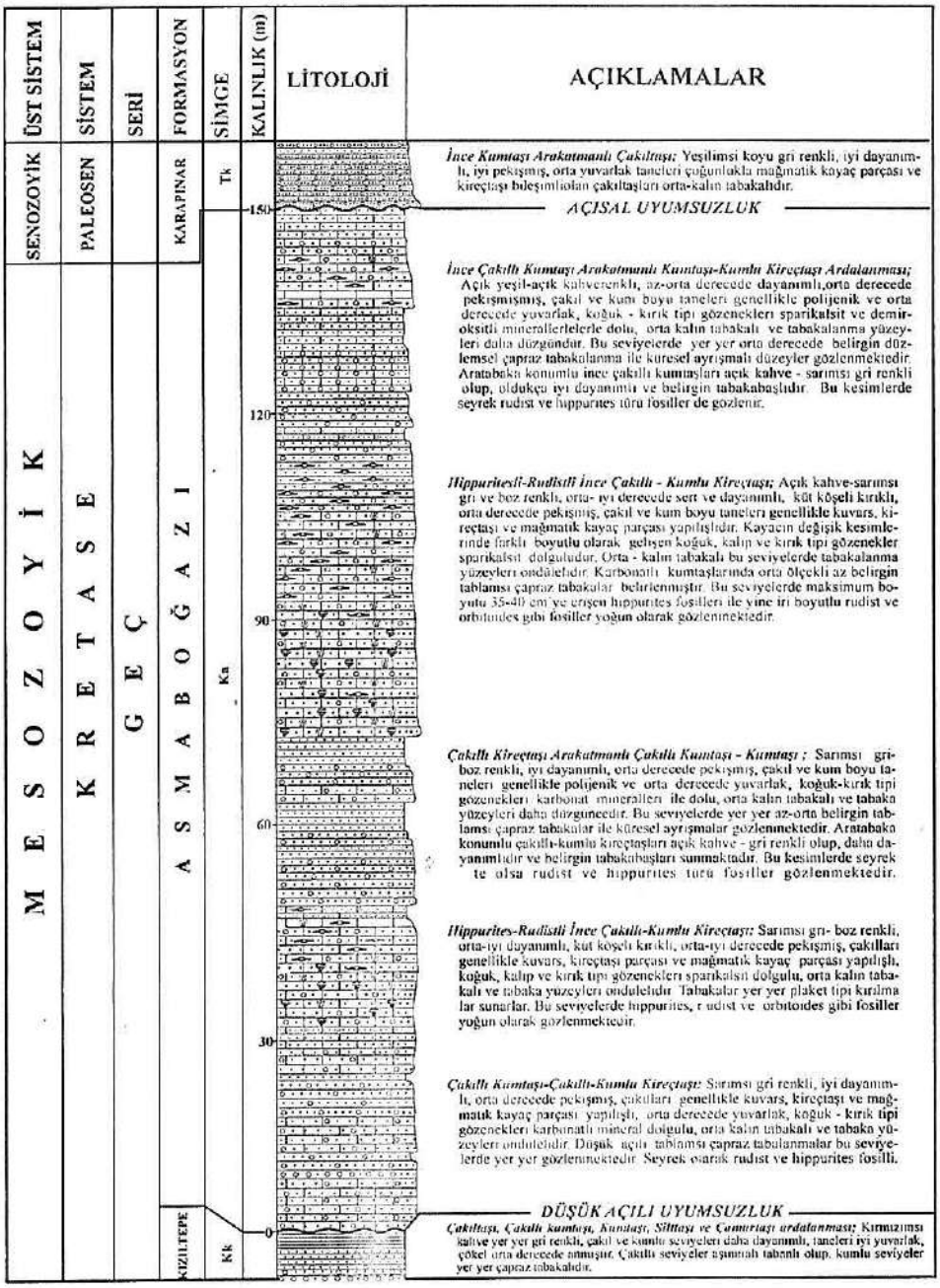


Foto 3. Asmaboğazı formasyonundaki iri boyutlu Hippurites fosilleri (Karapınar GB'sı).

Asmaboğazı formasyonunun, hem



Şekil 5. Kızıltepe'nin kuzeyinde Asmaboğazı formasyonuna ait ölçülü stratigrafik kesit.

litolojik özellikleri, hem içerdiği fosil kapsamı, hemde karasal bir birimin üzerinde yeralması, düşük açılı tablamsı çapraz tabakalanma ve barrow yapılarının varlığı ve glokoni içeriği dikkate alındığında (Odin,1988), sığ denizel ortamda çökelmiş olduğu söylenebilir. Orhan (1997) tarafından da ifade edildiği gibi, fosil-fosil kırıntıları ile zengin ve sparikalsitik çimento ile tutturulmuş kesimlerin dalgalı ortam döneminde, iyi pekişmemiş ve çamur matriksli seviyelerin ise durgun veya az hareketli ortam koşullarında oluştuğu düşünülmektedir.

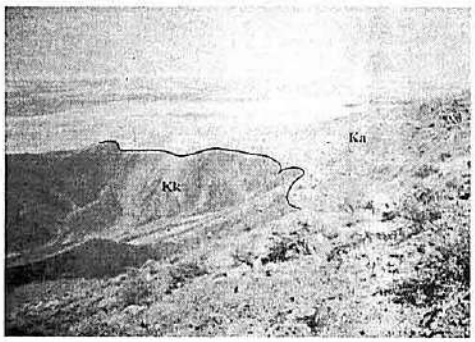


Foto 4. Asmaboğazı (Ka) ile Kızıltepe formasyonları(Kk) arasındaki dokanak ilişkileri (Altınkaya kuzeyi).

2.3. Karapınar Formasyonu (Tk)

Birime ilk kez Dellaloğlu (1997) Karapınaryaylası formasyonu adını vermiştir. Bölgedeki Karapınaryaylası bugün Karapınar köyü olmuştur ve bu yüzden birim için Karapınar formasyonu adı kullanılmıştır. Birim, Asmayaylası, Karapınar köyü ve dolaylarında geniş yüzlekler vermektedir (Şekil 2).

Karapınar formasyonu, kumtaşı ve marn arakatmanlı çakıltaşı, çakıltaşı (Foto 5), çakıllı kumtaşı, çakıllı resifal kireçtaşı bloklu çakıltaşı ve kumtaşı arakatmanlı şeyl-marnlardan oluşmaktadır. Birimdeki çakıltaşı ve çakıllı kumtaşları, yeşilimsi koyu gri renkli, oldukça sert, sağlam ve sıkı tutturulmuştur. Bazik mağmatik kayaç ve nadiren sedimanter kayaç parçası ile kuvars bileşimli tanelerdeki maksimum çakıl boyu 60-70 cm'ye erişmektedir. Az-orta yuvarlak ve orta-iyi derecede küresel olan taneler genellikle tanelerle eş bileşime sahip olan matriks ve nadiren karbonatlı çimento ile bağlanmıştır.



Foto 5. Karapınar formasyonunda gözlenen polijenik ve sıkı tutturulmuş çakıltaşları (Karapınar batısı)

Çökel kötü yer yer orta derecede boylanmıştır. Bazik mağmatik kökenli çakıl tanelerinin çevreleri alterasyonludur. Birimde tanearası ve kırık tipi gözenekler spari-kalsit ve demiroksitli minerallerle doldurulmuştur. Orta-kalın tabakalanma gösteren çakıltaşlarında yer yer az belirgin tane yönlenmesi gözlenmektedir.

Bu seviyelerde maksimum kalınlığı 70-80 cm'ye ulaşan kumtaşı ve marn aratabakaları bulunmakta olup, kumtaşları açık gri renkli, orta yer yer iyi dayanımlı,

belirgin ince-orta tabakalıdır. Marnlar ise açık yeşilimsi gri renkli, az dayanımlı, yer yer dağılgan-küresel ayrışmalı, az belirgin tabakalıdır. Çakıltaşından oluşan bu seviyelerin üst kesimlerindeki çakıllı resifal kireçtaşı blokları olistostromal bir özellik göstermektedir. Buna göre sarımsı gri-bej renkli, oldukça sert, sağlam keskin köşeli kırıklı, resifal (bol alg, mercan ve bryozoa'lı) kireçtaşları içerisinde değişik boyutlu çakıllar yüzer haldedir. Kalıp, koğuk ve kırık tipi gözenekleri spari-kalsit dolguludur. Belirgin bir tabakalanma göstermeyen bu kireçtaşları çok kırıklı-çatlaklı ve karstik erimeli olup, kumtaşı ve çakıltaşı içerisinde değişik boyutlu bloklar halindedir (maksimum boyutu 30-40 m'yi bulmaktadır). Çakıllı kumtaşı arakatmanlı şeyl ve marnlar, koyu yeşilimsi gri–kahverenkli ve az-orta derecede dayanımlıdır. Aratabakalar oldukça dayanımlı, keskin köşeli kırıklı, normal dereceli, taban yapılı, genellikle yatay laminalı olup, bu seviyelerde slump yapıları da gözlenmektedir. Şeyllerde kıymıksı kırıklı yapılar, marnlarda ise, küresel ayrışma ve ince – orta kalınlıklı tabakalar gözlenmektedir.

Karapınar köyü kuzeyinde ölçülen ayrıntılı stratigrafik kesit (Başlangıç: N 83 125, E 64 775; Bitiş: N 83 250, E 64 550) ile 180m.'lik bir kalınlık belirlenmiştir (Şekil 6).

Birimin alt dokanağı Asmaboğazı formasyonu ile (Foto 6), üst dokanağı ise, Mezgit formasyonu ile açılı uyumsuzdur.

Derlenen örneklerin paleontolojik incelemesi sonucunda Nannoplankton olarak (Prof.Dr.Ayşegül YILDIZ)

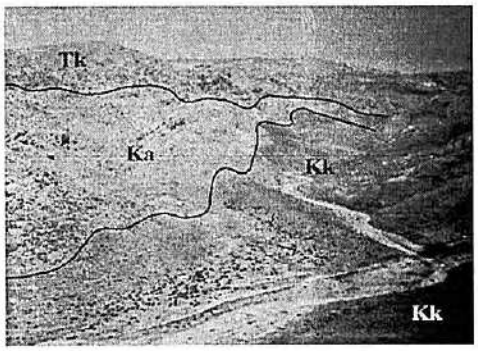
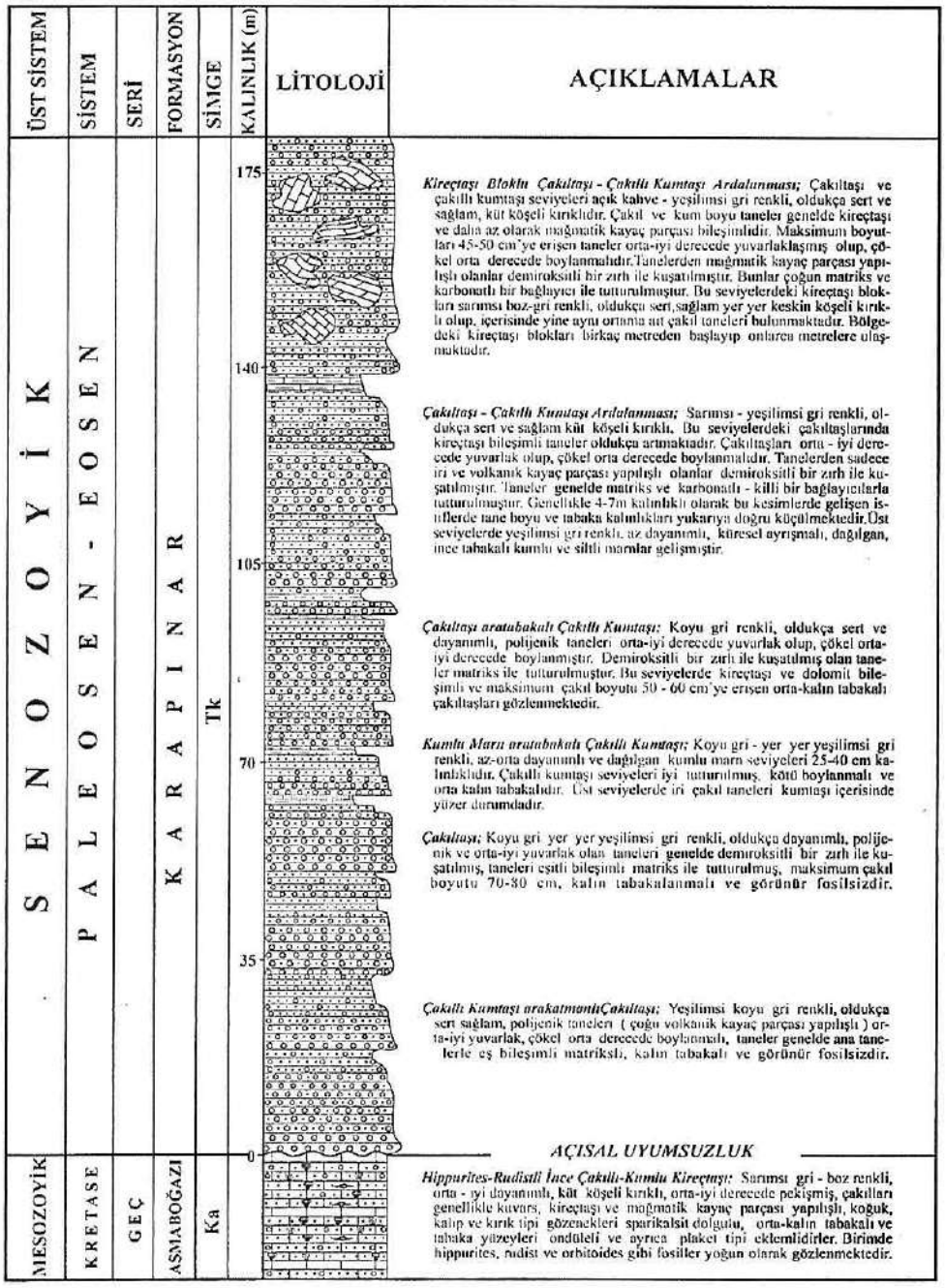


Foto 6. Karapınar (Tk), Asmaboğazı (Ka) ve Kızıltepe (Kk) formasyonları arasındaki dokanak ilişkileri (Asmayayla kuzeyi)

Marcalius inversus, *Watznaueria barnasae*, *Fasciculithus Tympaniformis*, *Ericsonia ovalis*, *Ericsonia robusta*, *Planktik foraminiferlerden Planorotalites compressa*, *Morozovella pseodobuloides*, *Morozovella trinidadensis*, *Acarnina mekannai*, *Quinqueloculina* sp., *Globigerine* sp., türleri ile *Actinasis* sp (mercan)., *Astroenia ramosa* (mercan), Bryozoa, *Ethelya alba* (kırmızı alg), Echinid plakası, Kathina selveri, *Miscellenea* sp., *Rotalidae* sp., *Smoutina cruysi*, *Textularia* sp., *Locazina* sp., *Miscellanea* sp., *Alveolina* sp., *Discocyclina* sp., *Nummulites*, sp., *Shaerogygsina* sp., *Rotalia* sp., Miliolidae, yeşil alg gibi fosiller belirlenerek (fosil tanıtımları Ç.Ü. Prof.Dr. Niyazi AVŞAR, sözlü görüşme, 2003) birime Geç Paleosen (Selandiyen)-Erken Eosen yaşı verilmiştir.

Karapınar formasyonu taban kesimindeki oldukça kalın seviyeli çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı ardalanması ve üzerindeki resifal



Şekil 6. Karapınar ölçülü stratigrafi kesiti.

karakterli olistostromal kireçtaşı bloklarının varlığı ile şelf ortamını karakterize eder. Bununla beraber bu seviyelerin üzerinde türbiditik kumtaşı arakatmanlı çamurtaşı-şeyl-marndan oluşan litolojileri ve bu çamurtaşı ve şeyllerde gözlenen pelajik foraminiferlerin varlığı ile de derin denize geçiş ve derin deniz ortamını işaret etmektedir. Buna göre birim, şelften derin denizele kadar değişen ortamlarda çökelmiştir.

2.4. Mezgit Formasyonu (Tm)

Birim, önceki çalışmalarda Rigo ve Cortesini (1960) tarafından Mezgit formasyonu, olarak adlanmış bu çalışmada da aynı adlama kullanılmıştır. Birim, Altınkaya kasabasının kuzeydoğusunda, Hanobası ve Karapınar köyü dolaylarında yüzlekler vermektedir (Şekil 2).

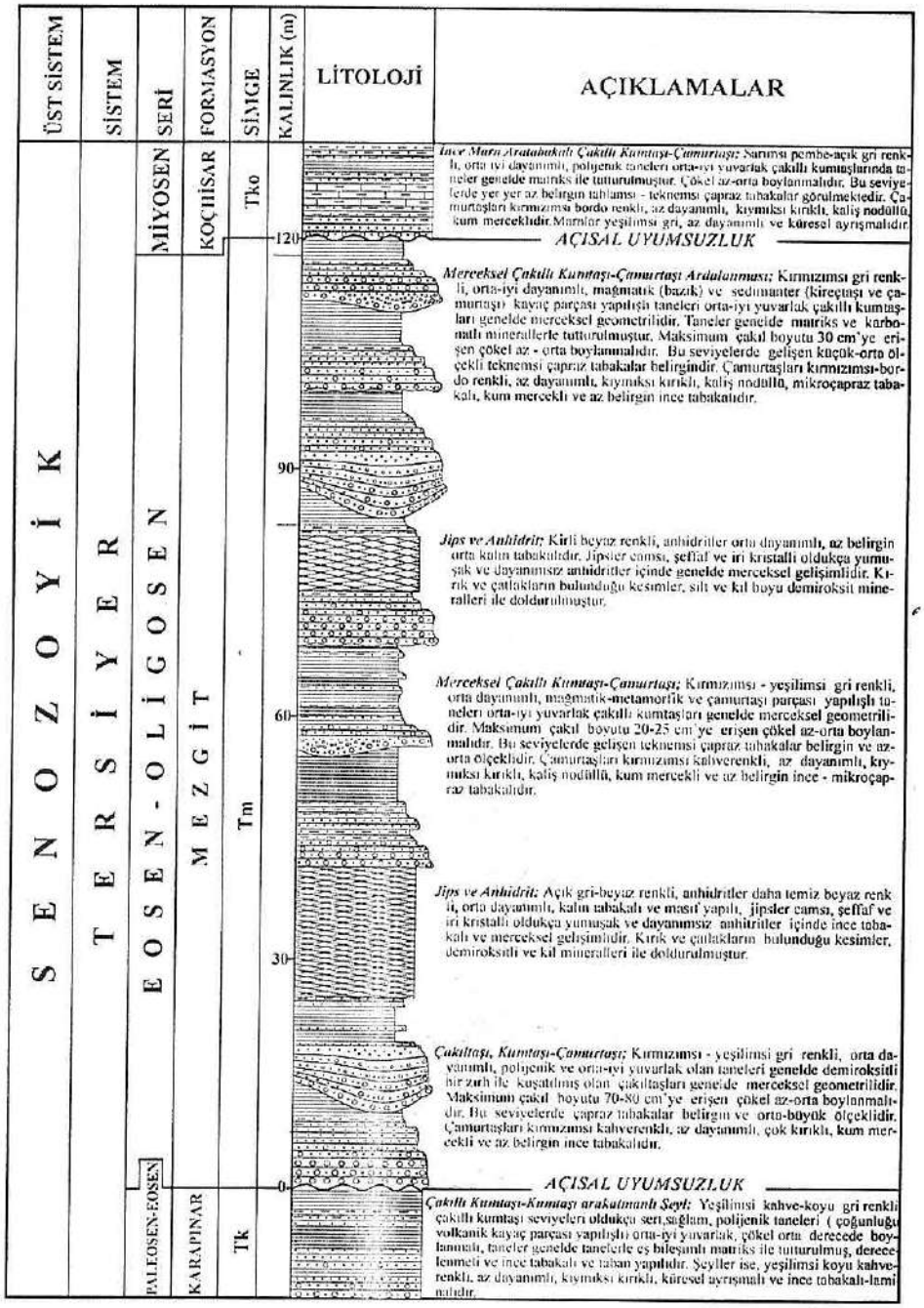
Mezgit formasyonunun genel litolojisini çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanması teşkil eder. Bununla beraber bu seviyenin üzerinde ve arasında üye mertebesinde ayırt edilebilecek olan evaporitler, özellikle çalışma alanının kuzey dışında çok daha geniş yüzlekler vermektedir.

Çakıltaşları bordo-kırmızı renkli, orta-iyi derecede tutturulmuş, orta dayanımlı, az belirgin büyük ölçekli teknemsi çapraz tabakalı ve merceksel geometrilidir. Mağmatik ve metamorfik kökenli kayaç parçalarından türeyen çevreleri çoğun demiroksit sıvamalı çakıllar orta-iyi derecede yuvarlaklaşmış ve matriks ile bağlanmıştır. Çökel kötü yer yer orta derecede boylanmalıdır. Kumtaşları ise, yeşilimsi gri renkli, orta yer yer iyi dayanımlı sert ve küt köşeli kırıklıdır. taneleri daha çok kuvars, mermer, bazik kökenli mağmatik kayaç parçası, radyolarit, çört ve feldispattan oluşan kumtaşlarında çapraz tabakalanma gözlenmektedir.

Çamurtaşı seviyeleri ise, kahverengi-sarımsı boz renkli, az-orta derece dayanımlı, kötü arazi topoğrafyalı (ince dentritik drenaj ağlı) bir görünüm göstermektedir. Genelde kıymıksı kırıklı ve küresel ayrışmalı olan çamurtaşlarında kumtaşı - silttaşı mercekleri ile kaliş nodülleri olağandır. Birimde değişken kalınlıklı olarak gözlenen evaporitik kayaçlar jips ve anhidrit yapılışlıdır. Açık gri ve beyaz renkli olarak gözlenen bu evaporitlerin bazı seviyeleri akarsu çökellerine ait çakıltaşı ve kumtaşlarındaki demirce zengin bileşenlerle boyanmışlardır. Bu seviyelerde genellikle kırmızımsı kahve-bordo renkler hakimdir. Orta kalın tabakalı kesimlerdeki jipsler iri kristalli ve yer yer kırlangıç kuyruğu şekillidir.

İğdeli yayla kuzeyinde Mezgit formasyonundan ölçülen stratigrafik kesit (Başlangıç: K 85 275, D 63 450; Bitiş: K 85 450, D 63 100) ile birime ait yaklaşık 120 m'lik bir kalınlık belirlenmiştir (Şekil 7).

Alt dokanağı Karapınar formasyonu ile açılı uyumsuz olan birimin üzerine Miyosen yaşlı Koçhisar formasyonu yine açılı uyumsuz olarak gelmektedir. Bölgedeki stratigrafik korelasyon ve önceki araştırmacıların (Dellaloğlu ve Aksu, 1984; Atabey ve diğ., 1987; Dellaloğlu, 1997) değerlendirmeleri göz



Şekil 7. İğdeliyayla kuzeyinde Mezgit formasyonuna ait ölçülü stratigrafik kesit.

önüne alındığında birim Geç Eosen-Oligosen yaşlıdır.

Birimde çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı gibi litolojilere sahip olan istiflerin belirgin dönemsellik sunmaları, çakıltaşı seviyelerinin merceksel geometrili olması, teknemsi ve tablamsı çapraz tabakalanmaların belirgin olarak gözlenmesi, birimde kırmızımsı-bordo ve pembe renkli, kalın çamurtaşı seviyelerin varlığı, evaporitik seviyelerin kamalanması ve kırıntılılarla geçişli olması, fosil bulunmayışı gibi kriterler dikkate alındığında Mezgit formasyonunun karasal nitelikli akarsu ortamında çökelmiş olduğu söylenebilir. Ayrıca birimde gözlenen orta - kalın tabakalı jips ve anhidrit bileşimli evaporitik oluşukların ise karalarda gelişen tektonik kontrollü, yoğun tuzlu gölsel alanlarla yer yer geçici göl alanlarında çökelmiş olabileceği düşünülmektedir.

2.5. Koçhisar Formasyonu (Tko)

Birime ilk olarak Dellaloğlu ve Aksu (1984) Koçhisar formasyonu adını vermişlerdir. Bu çalışmada aynı adlama kullanılmıştır. Birim özellikle Çokyatan, Asma yayla, Hanobası ve Acıpınar'ın doğusunda gözlenmektedir. Koçhisar formasyonu, inceleme alanında çamurtaşı, marn ve killi kireçtaşı ardalanması ile başlar üste doğru ise, devirsel çökelimli çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanması ile devam eder. Çamurtaşları kırmızımsı açık gri renkli, az-orta dayanımlı, yer yer kum mercekli, küresel ayrışmalı ve orta kalın tabakalıdır ve içerisinde turba özellikli ince kömür bantları ve mercekleri de görülmektedir. Ayrıca diyajenetik büyümeli jips kristalleri de bulunmaktadır. Marnlar ise, sarımsı yeşilimsi açık kahve ve gri renkli ve orta derecede dayanımlı olup, killi kireçtaşları ile ardalanmalıdır ve içerisinde, orta-iyi boylanmış, çapraz tabakalı, kumtaşı aratabakaları da bulunur. Birimde çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanmasından oluşan seviyeler kırmızımsı pembe-gri ve kahverenkli olup, orta dayanımlı, değişken tabaka kalınlıklı, çapraz tabakalı, çamurlu seviyeler kum mercekli, kömürleşmiş bitki kırıntılı. Küçük kömür mercekli (Foto 7) ve karbonat yumruludur. Hanobası kasabasının güneydoğusunda Koçhisar formasyonundan ölçülen stratigrafik kesit (Başlangıç: K 69 900, D 71 100; Bitiş: K 70 175, D 71 600) ile yaklaşık 137 m'lik bir kalınlık bulunmuştur (Şekil 8).

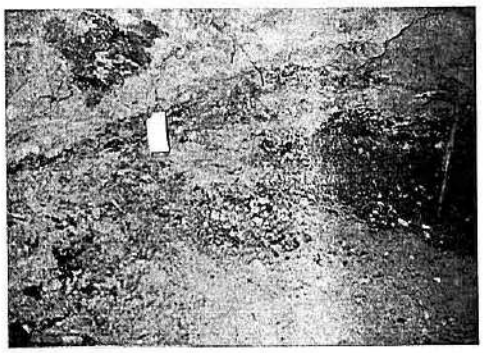
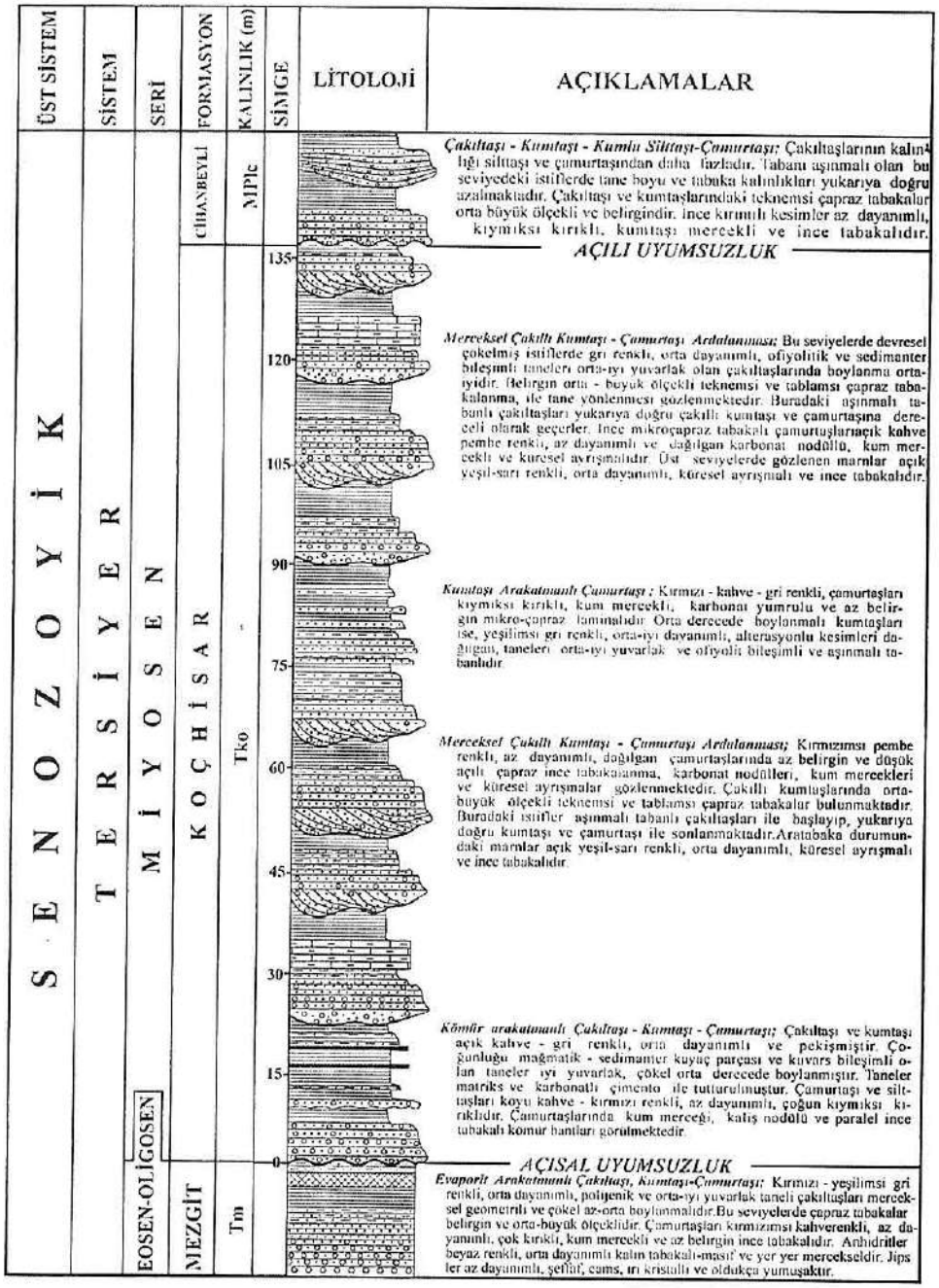


Foto 7. Koçhisar formasyonundaki kömür mercekleri (Acıpınar doğusu)

İnceleme alanında Mezgit formasyonu üzerinde uyumsuz olan birimin üst dokanağı da Cihanbeyli formasyonu ile açısal uyumsuzdur. Çalışma alanında



Şekil 8. Hanobası kasabasının güneydoğusunda Koçhisar formasyonu'na ait ölçülü stratigrafik kesit.

birime ait tüm karakteristik özellikleri gözlemlemek mümkün olmamıştır. Bununla beraber birimin en belirgin olarak gözlendiği Şereflikoçhisar dolayında yeralan kömür bantlarından derlenen örneklerden *Laevigastosporites heardti, Pityosporites microalatus, Triatriopollenites rurensis, Polyporopollenites undulosus, Tricolporopollenites henrici, tetracolporopollenites obscurus ve ovodites ligneolus* gibi palinomorf dağılımı nedeniyle formasyonun yaşı Dellaloğlu (1997) tarafından Miyosen olarak belirlenmiştir. Ayrıca bölgedeki birimlerin stratigrafik korelasyonuna göre Koçhisar formasyonunun Geç Eosen-Oligosen yaşlı Mezgit formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelmesi ve Miyo-Pliyosen yaşlı Cihanbeyli formasyonu tarafından açısal uyumsuz olarak üzerlenmesi de birimin Miyosen'de çökelmiş olduğunu gösterir. Birimin litolojisi, geometrisi, sedimanter yapıları, alt ve üstteki diğer birimlerle olan korelasyonu, kömürlü, marnlı ve killi kireçtaşından oluşan seviyelerin varlığı, kırmızımsı-pembe ve gri renklerin hakimiyeti Koçhisar formasyonunun akarsu ve gölsel ortamda çökeldiğini ortaya koymaktadır.

2.6. Cihanbeyli Formasyonu (MPlc)

Bu formasyon ilk olarak Akarsu (1971) tarafından adlanmıştır. Bu çalışmada da aynı adlama kullanılmıştır. Çalışma alanının kuzey ve kuzey doğusu boyunca geniş yüzleklidir (Şekil 2).

Birim inceleme alanında kırmızımsı-açık kahve ve sarımsı yeşil-gri renklidir. Genellikle çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı ve çamurtaşı yapılışlıdır. Ayrıca iki farklı seviye halinde çökelmiş olan 2-9m. kalınlıklı tüf ara tabakaları da yeralmaktadır. Bu tüfler Yaşar ve diğ (1982) tarafından Göstük tüfü olarak adlandırılmıştır. Çakıltaşı, orta derecede dayanımlı olan bu seviyelerdeki taneler ofiyolit parçası, kireçtaşı, mermer, radyolarit, kuvars, çört, feldispat ve asidik mağmatik kayaç parçası bileşimli olup, orta-iyi yuvarlaklaşmıştır. Maksimum çakıl boyu 50-60cm'ye erişen taneler matriks ve karbonatlı bir çimento ile tutturulmuştur. Az-orta derecede boylanmış çakıltaşları yüzeylendiği alanlarda son derece belirgin tabaka başları vermekte olup, kalınlığı oldukça değişkenlik göstermekte (2-8m.) ve taban kesimleri merceksel bir geometri sunmaktadır (Foto 8). Tanearası gözenekler kil, demiroksit ve karbonatlı minerallerle doldurulmuştur. Özellikle volkanik ve ofiyolitik kayaç parçalarının çeperleri alterasyona bağlı gelişen demirli-manganlı bir sıvanma ile kaplanmıştır. Teknemsi çapraz tabakalanma ile iri çakıl tanelerinde kiremitlenme gibi sedimanter yapılar belirgin olarak gözlenmektedir. Bu çakıltaşlarının arasında yine iyi dayanımlı, sıkı tutturulmuş, ince-orta kalın tabakalı, mikro çapraz ve kama şekilli tabaka ve laminalı, çakıllı kumtaşı ve kumtaşı aratabakaları mevcuttur. Çakıltaşlarının yanal devamlılığı çok fazla değildir. Çamurtaşları ise, kırmızımsı kahverenkli, az dayanımlı ve kıymıksı kırıklıdır. Morfolojik olarak bölgede genellikle kötü arazi topografyası sunan bu seviyelerde

mikro çapraz laminalanmalar da olağandır. Bunlar içerisinde merceksel geometrili kumtaşı ve silttaşı tabakaları ve kaliş nodülleri gözlenmektedir. Çamurtaşlarının kalınlığı değişken olup, 2-6m. arasındadır. Bu seviyelerin kalınlaştığı kesimlerde yer yer yeşilimsi gri, sarımsı boz renkli, kısmi bir yanal devamlılık gösteren, karbonatlı kumlu silttaşı ve ince tabakalı küresel ayrışmalı marnlı seviyeler bulunmaktadır. Birimdeki tüfler, açık gri-sarımsı gri renkli, orta derecede dayanımlıdır (Foto 9).

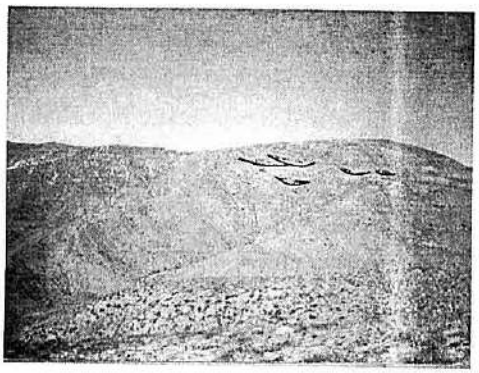


Foto 8. Cihanbeyli formasyonundaki (MPlc) kanal yapıları (Devedüşen tepe)

Birimdeki paleoakıntı izlerinin istatistiksel değerlendirilmesi sonucunda genelde G50-70D ve D ağırlıklı taşınma yönleri ortaya çıkmıştır. Bölgede önceki yıllarda çalışan Özkul ve Türkmen (1998) yaptıkları araştırmalarda benzer sonuçları belirlemişlerdir. Purbaşı tepenin batısında birimden ölçülen stratigrafik kesitin (Başlangıç: K 69 550, D 72 100; Bitiş: N 69 800, D 72 650) kalınlığı yaklaşık 100m olarak belirlenmiştir (Şekil 9).

Birim Koçhisar-Aksaray fayı boyunca yüzeyleyen Geç Kretase-Miyosen aralığında çökelmiş olan birimler üzerine Miyo-Pliyosen dönemi boyunca açısal uyumsuz olarak gelmekte, üst dokanağı ise aynı dönemde çökelmiş olan Sapmaz formasyonu yanal/düşey geçişler gösmektedir. Yer yer tüf ara seviyeleri gözlenmektedir (Foto-10). Birimin diğer birimlerle olan formasyon sınırı ilişkileri son derece açıktır. Bu korelasyon ilişkisi ve önceki araştırıcılardan Dellaloğlu (1997)'nun araştırmalarında belirlemiş olduğu (Composita poleni, Pityosporites spp., ve trilet sporlar) Miyo-Pliyosen yaşı bu çalışmada da kullanılmıştır. Ayrıca birimin farklı seviyelerindeki Pliyosen volkanizması ürünü tüfler de yaşlandırmada etkilidir. Toprak ve Rojay (1997) birimdeki tüf ara seviyelerine radyometrik yaş tayini uygulayarak birimin yaşını Geç Miyosen-Pliyosen (5 – 7 m.y.) olarak bildirmişlerdir.

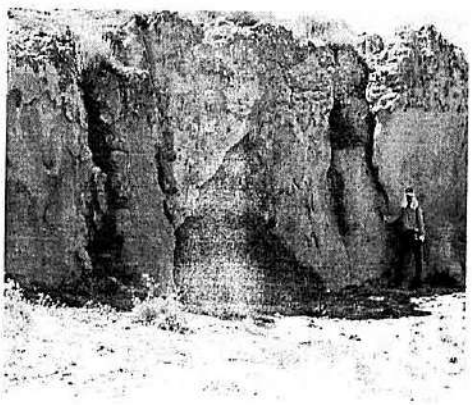
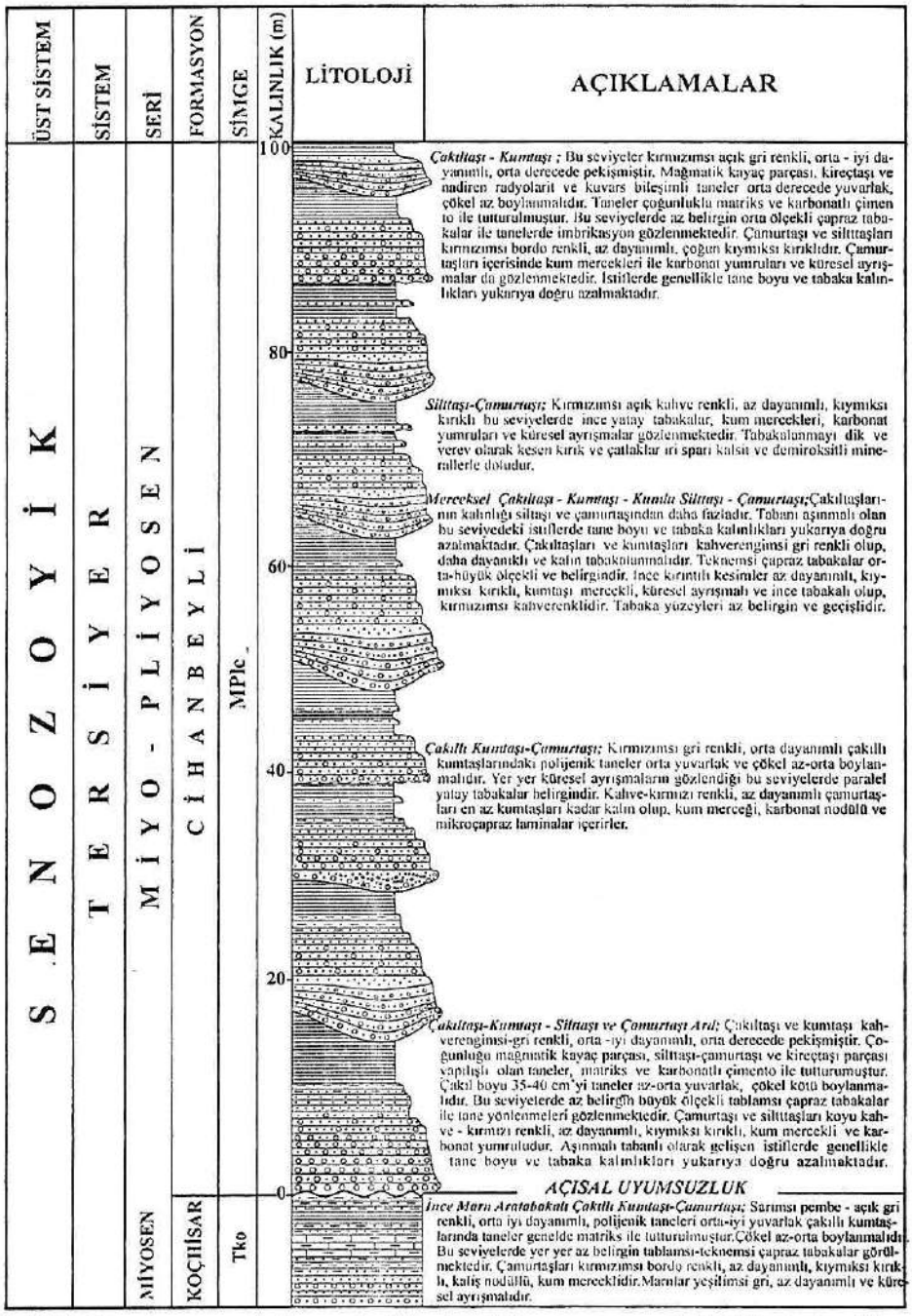


Foto 9. Cihanbeyli formasyonu içerisinde yer alan kalın tüf seviyeleri (Purbaşı tepe güneyi).



Şekil 9. Pınarbaşı tepenin batısında Cihanbeyli formasyonuna ait ölçülü stratigrafik kesit.

Kırmızımsı kahve-gri renkli, çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı litolojili, az belirgin çapraz tabakalı, az yuvarlak, mağmatik ve sedimanter kayaç parçası bileşimli taneleri çakıl-kum boyu taneleri yönlenmeli, kötü boylanmalı çakıltaşı seviyeleri yanal devamsız-merceksel geometrili ve görünür fosilsizdir. Koçhisar-Aksaray yükseliminin doğu ve kuzeydoğusu boyunca yayılım gösteren birim, alüvyal yelpaze ortamında çökelmiştir. Özkul ve Türkmen (1998) çalışmalarında aynı ortamı işaret etmişlerdir.

Cihanbeyli formasyonu, Toprak ve Rojay (1997) ile Özkul ve Türkmen (1998)'in çalışmalarında Peçenek formasyonu olarak inceledikleri birimle eşleştirilebilir.

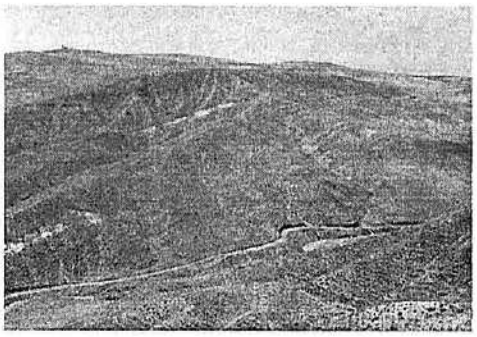
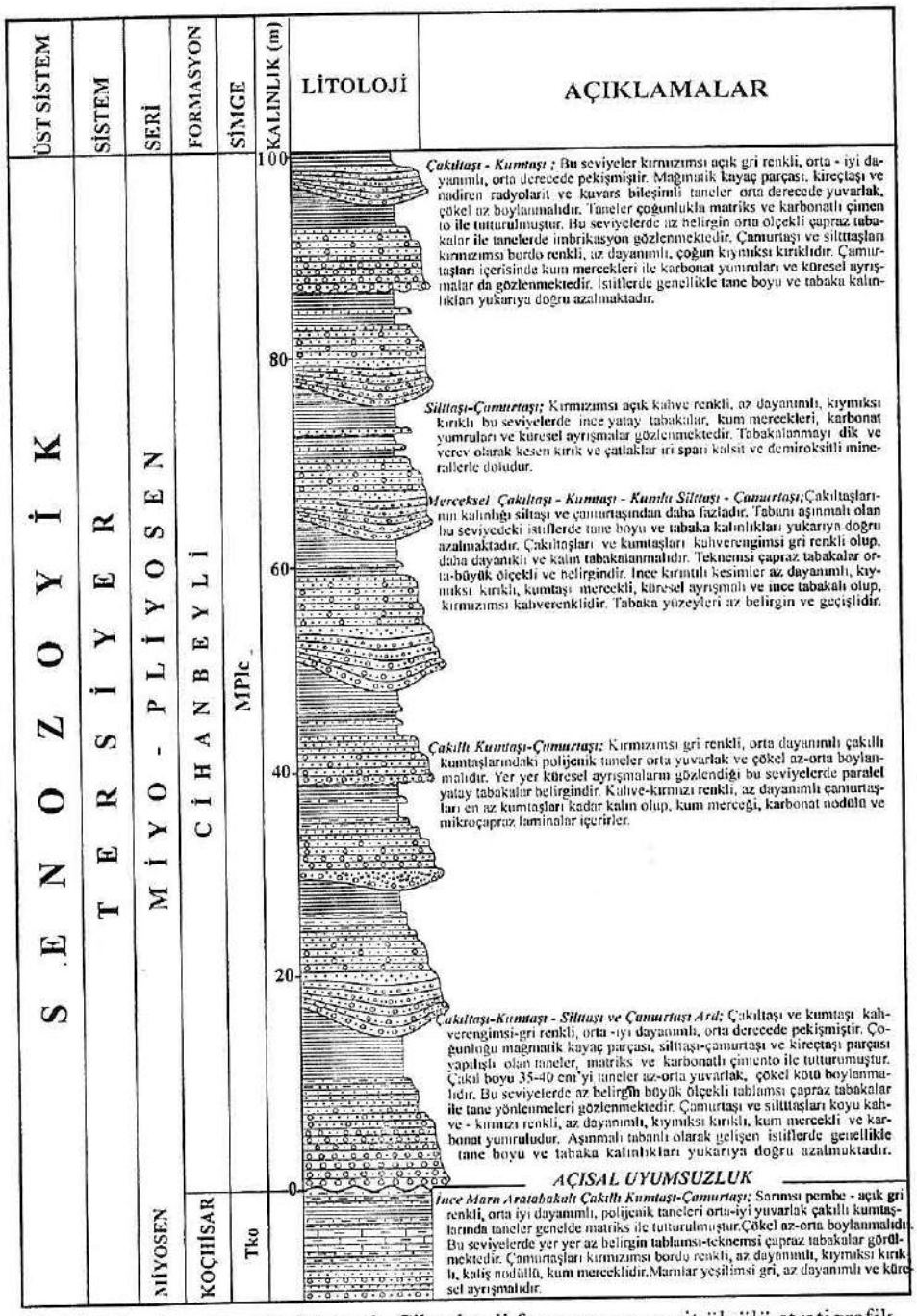


Foto 10. Cihanbeyli formasyonundaki tüf ara seviyeleri.

2.7. Sapmaz Formasyonu (MPls)

İlk olarak bu çalışmada adlanan birim, çalışma alanının doğu ve kuzeydoğusunda geniş yüzlekler verir (Şekil 2).

Birim, çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşından oluşur. Ayrıca marn ve kumlu-siltli-tüflü kireçtaşından oluşan seviyeleri de bulunmaktadır. Çakıltaşı ve kumtaşları açık yeşilimsi gri ve sarımsı gri renkli, orta yer yer iyi dayanımlı ve küt köşeli kırıklıdır. Orta-iyi yuvarlak olan taneler kuvars, feldispat, kireçtaşı parçası, mika ve radyolarit bileşimli olup, matriks ve karbonatlı bağlayıcı ile tutturulmuştur. Orta-iyi boylanmalı birimdeki kırık ve çatlaklar genelde demiroksitli minerallerle ve aragonit dolguludur. Aşınmalı taban, belirgin orta-büyük ölçekli teknemsi ve düzlemsel çapraz tabakalar (Foto 11, 12), asimetrik ripıllar ve az belirgin derecelenme gibi sedimanter yapılar gözlenmektedir. Silttaşı ve çamurtaşları, sarımsı kahve-gri renkli, orta derecede dayanımlı ve çok kırıklıdır. İnce tabakalanma, mikroçapraz laminalanma (Foto 13), asimetrik ripıllar, küçük ölçekli düzlemsel ve teknemsi çapraz tabakalar, kaliş nodülleri, küresel ayrışmalar ve kum mercekleri bu seviyelerdeki en önemli sedimanter yapılardır. Marnlar yeşilimsi gri renkli, az-orta dayanımlı, küresel ayrışmalı ve kumtaşı merceklidir. Kumlu-siltli-tüflü kireçtaşı seviyesi ise, sarımsı kirli beyaz renkli, orta derecede dayanımlı, algli belirgin orta kalın tabakalıdır. Birimdeki paleoakıntı ölçümlerinin istatistiksel değerlendirilmesi sonucunda G20-30B ve G40-50D yönlerinde ağırlıklı akış-taşınma olduğu belirlenmiştir. Çalışma alanında birimin genel kalınlığı güney kesimlerde daha fazla, karakteristik özellikleri de daha belirgindir. Aşağıcerit köyü güneyinde ölçülen stratigrafik kesit (Başlangıç: K 69 225, D 74 350; Bitiş: K 70 250, D 74 450) ile birime ait 142 m'lik bir kalınlık tespit edilmiştir (Şekil 10).



Şekil 9. Pınarbaşı tepenin batısında Cihanbeyli formasyonuna ait ölçülü stratigrafik kesit.

Kırmızımsı kahve-gri renkli, çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı litolojili, az belirgin çapraz tabakalı, az yuvarlak, mağmatik ve sedimanter kayaç parçası bileşimli taneleri çakıl-kum boyu taneleri yönlenmeli, kötü boylanmalı çakıltaşı seviyeleri yanal devamsız-merceksel geometrili ve görünür fosilsizdir. Koçhisar-Aksaray yükseliminin doğu ve kuzeydoğusu boyunca yayılım gösteren birim, alüvyal yelpaze ortamında çökelmiştir. Özkul ve Türkmen (1998) çalışmalarında aynı ortamı işaret etmişlerdir.

Cihanbeyli formasyonu, Toprak ve Rojay (1997) ile Özkul ve Türkmen (1998)'in çalışmalarında Peçenek formasyonu olarak inceledikleri birimle eşleştirilebilir.

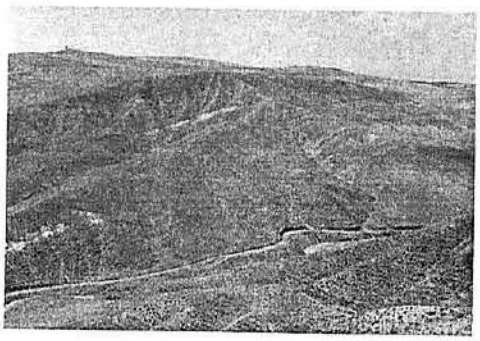


Foto 10. Cihanbeyli formasyonundaki tüf ara seviyeleri.

2.7. Sapmaz Formasyonu (MPls)

İlk olarak bu çalışmada adlanan birim, çalışma alanının doğu ve kuzeydoğusunda geniş yüzlekler verir (Şekil 2).

Birim, çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşından oluşur. Ayrıca marn ve kumlu-siltli-tüflü kireçtaşından oluşan seviyeleri de bulunmaktadır. Çakıltaşı ve kumtaşları açık yeşilimsi gri ve sarımsı gri renkli, orta yer yer iyi dayanımlı ve küt köşeli kırıklıdır. Orta-iyi yuvarlak olan taneler kuvars, feldispat, kireçtaşı parçası, mika ve radyolarit bileşimli olup, matriks ve karbonatlı bağlayıcı ile tutturulmuştur. Orta-iyi boylanmalı birimdeki kırık ve çatlaklar genelde demiroksitli minerallerle ve aragonit dolguludur. Aşınmalı taban, belirgin orta-büyük ölçekli teknemsi ve düzlemsel çapraz tabakalar (Foto 11, 12), asimetrik ripıllar ve az belirgin derecelenme gibi sedimanter yapılar gözlenmektedir. Silttaşı ve çamurtaşları, sarımsı kahve-gri renkli, orta derecede dayanımlı ve çok kırıklıdır. İnce tabakalanma, mikroçapraz laminalanma (Foto 13), asimetrik ripıllar, küçük ölçekli düzlemsel ve teknemsi çapraz tabakalar, kaliş nodülleri, küresel ayrışmalar ve kum mercekleri bu seviyelerdeki en önemli sedimanter yapılardır. Marnlar yeşilimsi gri renkli, az-orta dayanımlı, küresel ayrışmalı ve kumtaşı merceklidir. Kumlu-siltli-tüflü kireçtaşı seviyesi ise, sarımsı kirli beyaz renkli, orta derecede dayanımlı, algli belirgin orta kalın tabakalıdır. Birimdeki paleoakıntı ölçümlerinin istatistiksel değerlendirilmesi sonucunda G20-30B ve G40-50D yönlerinde ağırlıklı akış-taşınma olduğu belirlenmiştir. Çalışma alanında birimin genel kalınlığı güney kesimlerde daha fazla, karakteristik özellikleri de daha belirgindir. Aşağıcerit köyü güneyinde ölçülen stratigrafik kesit (Başlangıç: K 69 225, D 74 350; Bitiş: K 70 250, D 74 450) ile birime ait 142 m'lik bir kalınlık tespit edilmiştir (Şekil 10).

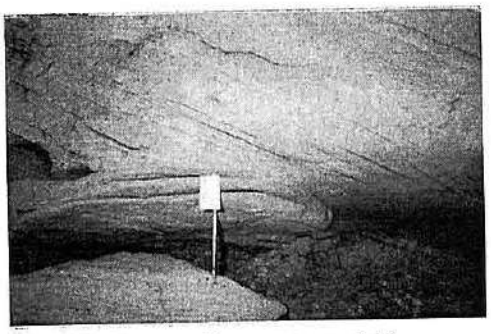


Foto11. Sapmaz formasyonundaki düzlemsel çapraz tabakalanmalar (Purbaşı tepe güneydoğusu)

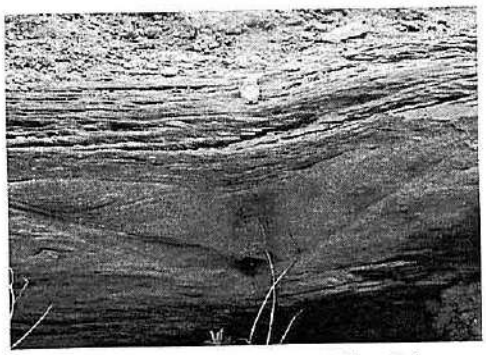


Foto12. Sapmaz formasyonunda gözlenen düzlemsel çapraz tabakalanmalar (Aşağıcerit güneyi)

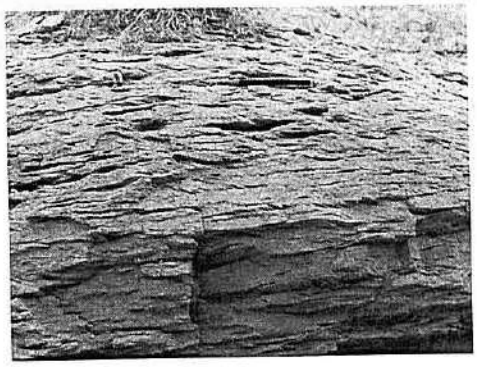


Foto 13. İnce kumtaşı seviyelerindeki çapraz laminalar (Aşağıcerit güneyi)

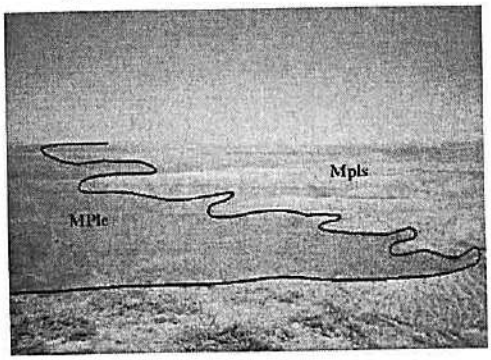
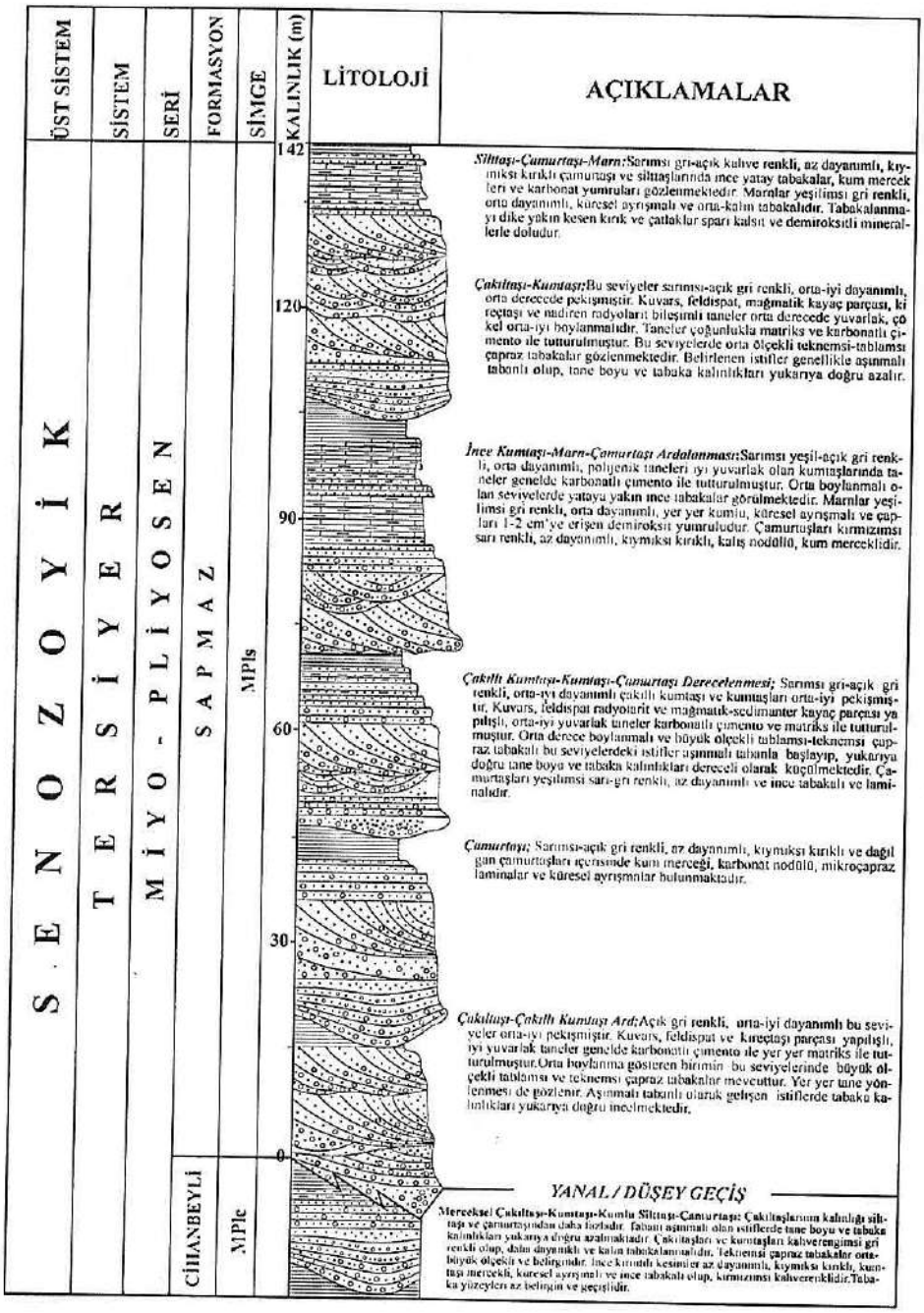


Foto 14. Cihanbeyli (MPlc) ile Sapmaz (MPls) formasyonları arasındaki geçişli dokanak (Aşağıcerit batısı).

Birimin alt dokanağı Cihanbeyli formasyonu ile yanal / düşey geçişli (foto-14), üst dokanağı ise, yamaç molozu ve alüvyonlar ile açısal uyumsuzdur. Yapılan çalışmalarda birime yaş verecek herhangibir fosil gözlenmemiştir. Ancak stratigrafik korelasyon dikkate alındığında birimin Miyo-Pliyosen yaşlı olduğu söylenebilir.

Birimdeki çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı litolojisi, aşınmalı tabanlı ve tabaka kalınlığı ile tane boyu yukarıya doğru küçülen istifler, belirgin büyük-orta ve nadiren küçük ölçekli düzlemsel ve teknemsi çapraz tabakalar, ince mikroçapraz tabakalı, küresel ayrışmalı, karbonat yumrulu, kum mercekli ve nadiren kömürleşmiş bitki kırıntılarının varlığı birimin düşük enerjili örgülü akarsu ortamı ile düşük sinüslü menderesli akarsu ortamlarında çökelmiş olabileceğini göstermektedir. Çalışma alanının yaklaşık 3-5 km güney dışında belirlenen yaklaşık 10-15 m kalınlıklı, merceksel geometrili,



Şekil 10. Aşağıcerit köyü güneyinde Sapmaz formasyonuna ait ölçülü stratigrafik kesit.

kırıntılılarla yanal/düşey geçişli, kumlu-tüflü kireçtaşından oluşan seviyenin birim içerisinde gelişen geçici göl ortamını karakterize ettiği söylenebilir.

2.8.Yamaç Molozu Taraçası ve Alüvyonlar (Qy, Qal)

Çalışma alanında az tutturulmuş köşeli, kötü boylanmalı, masif görünümlü, çakıltaşı yapılışlı yamaç molozu taraçaları yüksek morfolojili ve dik şevli tepelerinin yamaçlarında gelişmiştir. Alüvyonlar ise, inceleme alanının batı ve güneybatısında ve genellikle Koçhisar-Aksaray Fayına dik - dike yakın ve birbirlerine paralel olarak gelişen vadilerin iç kesimindeki derelerde tutturulmamış çakıl, kum, silt ve kil boyu materyallerden oluşmaktadır. Bu vadilerin güneybatıdaki ağızlarında güncel alüvyal yelpazeler gelişmiştir.

3. YAPISAL JEOLOJİ

Çalışma alanı, Koçhisar-Aksaray Fay zonu (Tuzgölü Fayı) içerisinde yeralmakta olup, buna bağlı olarakta önemli yapısal elemanların bölgede geliştiği gözlenmiştir. Geç Kretase döneminde ilk olarak gelişmeye başladığı düşünülen (Derman ve diğ, 2000) Koçhisar-Aksaray Fay Zonu, hem sağ yönlü doğrultu atım, hemde düşey atım bileşenli, yaklaşık K35-45B yönlü bir uzanıma sahip olan en önemli yapısal unsurdur. Tuz Gölü havzasının doğu kenarı Geç Kretase-Kuvaterner zaman aralığında kuzey-güney yönlü sıkışmaların ve doğu-batı yönlü gerilmelerin etkisi altında kalmıştır (Arıkan, 1975). Atabey ve diğ., (1987) çalışmalarında fayın yaşını Geç Miyosen-Erken Pliyosen olarak belirtmişlerdir. Bölgede bu ana fayı yüksek açılarla kesen genellikle birbirlerine paralel doğrultu atımlı ve düşey faylar belirlenmiştir (Şekil 2). Bu çalışmada birkaç bölgedeki eklemlerin istatistiksel değerlendirilmesi sonucunda K36D - G36Byönlü (Asmaboğazı formasyonun ait), K47D – G47B yönlü (Karapınar formasyonuna ait) ve K10D– G10B yönlü kompresyonel kuvvet çiftlerinin bölgede egemen olduğu belirlenmiştir. Bu sonuçlara göre çalışılan bölgede genellikle Paleosen sonuna kadar benzer tektonik rejimin hakim olduğu söylenebilir. Ayrıca Asmayaylası dolayında gözlenen büyük ölçekli antiklinal (K08D / 52KD) ve senklinal (K11D / 39KD) ile Acıpınar köyünün güneydoğusunda Cihanbeyli formasyonu içerisindeki tüflerde gelişen antiklinal de (K15D gidişli) önemli tektonik unsurlardandır. Bölgenin doğu ve kuzeydoğusundaki Peçenek havzasının batı-kuzeybatısında çoğunluğu düşey bileşenli olan faylar havzanın yarı-graben niteliği kazanmasını sağlamıştır. (Havza muhtemelen Miyo-Pliyosen öncesi genişleme tektoniğine bağlı oluşmuştur). Bölgede hem belirtilen fayın hem de Koçhisar-Aksaray fayının arasında ve aynı uzanımda horst geometrili bir yükselim de bulunmaktadır.

4. ÇALIŞMA ALANININ STRATİGRAFİK EVRİMİ

Global ölçekte düşünüldüğünde, Tuz gölü havzasında çökelmiş olan sedimanter birimler iki farklı ve önemli çökelme döneminde bölgeye yerleşmişlerdir. Tuz

gölü havzasının açılmasından sonraki birinci çökelme dönemi ile Geç Kretase'de temel üzerine karasal ve transgresif istifler gelir. Bölgede akarsu ve alüvyal yelpaze ortamlarında çökelim gösteren karasal çökel toplulukları Kızıltepe formasyonu adı altında değerlendirilmiştir. Bunların üzerine ise, sığ denizel çökellerden oluşan Asmaboğazı formasyonu transgresif olarak yerleşir. İnceleme alanında transgresyonu izleyen regresif döneme ait çökel toplulukları muhtemelen aşınma nedeni ile pek gözlenmemektedir. İkinci çökelme dönemi ise, Geç Paleosen döneminde gelişen transgresyon ile başlar. Bu transgresyonun ilk aşamasında sığ denizel ve şelf ortamlarını karakterize eden sedimanlar çökelmiştir. Erken-Orta Eosen'de havza derin deniz konumuna dönüşmüş ve bu çalışmada bu zaman aralığındaki birim Karapınar formasyonu adı ile değerlendirilmiştir. Orta Eosen sonları ile Geç Eosen başlarındaki deformasyon burada bol kırıntılı malzeme gelişi ve ortamın sığlaşması şeklinde kendini göstermiştir. Deformasyonun ve buna bağlı olarak gelişen regresyonun giderek artması sonucu Geç Eosen sonlarına doğru bölge kapalı bir iç deniz veya göl konumu kazanmıştır. Bu ortamda yükselen kesimlerin hızla aşınmasına bağlı olarak çakıl yoğunluklu kırıntılı sedimanter kayaçlar ve giderek daha sakin ve kurak dönemi karakterize eden evaporitler Mezgit formasyonu olarak çökelmiştir. Sonraki dönemlerde bölgede denizel bir istifin olmadığı aşikardır. Şereflikoçhisar ve Aksaray dolaylarında Orta Miyosen döneminde gelişen akarsu ve göl ortamı çökelleri (Koçhisar formasyonu) oluşmuştur. Genişleme tektoniğine bağlı olarak gelişen Peçenek havzasında Miyo-Pliyosen döneminde de farklı gelişimli alüvyal yelpaze, akarsu ve göl ortamına ait çökeller (Cihanbeyli ve Sapmaz formasyonları) bölgede gelişmişlerdir.

Sonuçlar; Yapılan bu stratigrafik çalışmalar sonucunda Hanobası-Karapınar (KB Aksaray) dolayındaki tüm litostratigrafik birimlerin formasyon sınırları ortaya konulmuştur. Çalışma alanında toplam 8 formasyon ayırt edilerek, Kızıltepe'ye ait 103m, Asmaboğazı'na ait 150 m, Karapınar'a ait 180m, Mezgit'e ait 120m, Koçhisar'a ait 137m, Cihanbeyli'ye ait 100m ve Sapmaz formasyonuna ait 142m kalınlık sunan ölçülü stratigrafik kesitler hazırlanmıştır. Bu birimlerin genel stratigrafik, sedimantolojik ve paleontolojik verileri değerlendirilerek sedimanter özellik gösteren tüm formasyonların çökelme ortamları da ortaya konulmuştur. Buna göre, Kızıltepe formasyonu karasal (örgülü akarsu - alüvyal yelpaze)ortamda, Asmaboğazı formasyonu, sığ denizel-şelf ortamında, Karapınar formasyonu şelf-derin denize geçiş ortamında, Mezgit formasyonu lagün-akarsu ortamında, Koçhisar formasyonu akarsu (örgülü-menderesli) ve göl ortamında, Cihanbeyli formasyonu alüvyal yelpaze ortamında ve Sapmaz formasyonu da akarsu ve yer yer geçici göl ortamında çökelmiştir. Bu çalışmada, Sapmaz ve Cihanbeyli

formasyonları farklı geometrileri, farklı sedimanter yapıları, farklı bileşenleri, farklı fasiyes özellikleri, farklı çökelme ortam koşulları ve sahadaki ilişkileri dikkate alınarak iki ayrı formasyon olarak incelenmesinin daha uygun olacağı düşünülmüştür. Koçhisar-Aksaray Fay Zonu çalışma alanında, hem sağ yönlü doğrultu atım, hemde düşey atım bileşenli, yaklaşık K35-45B yönlü bir uzanıma sahip olan en önemli tektonik unsurdur. Bu çalışmada eklemlerin istatistiksel değerlendirilmesi sonucunda Asmaboğazı formasyonun ait, K36D-G36B yönlü, Karapınar formasyonuna ait K47D – G47B yönlü ve K10D – G10B yönlü kompresyonel kuvvet çiftlerinin egemen olduğu belirlenmiştir. Ayrıca Asmayaylası dolayında gözlenen büyük ölçekli antiklinal (K08D / 52KD) ve senklinal (K11D / 39KD) ile Acıpınar köyünün güneydoğusunda Cihanbeyli formasyonu içerisindeki tüflerde gelişen antiklinal de (K15D gidişli) önemli tektonik unsurlardandır. Bölgenin doğu ve kuzeydoğusundaki Peçenek havzasının batı-kuzeybatısında çoğunluğu düşey bileşenli olan faylar havzanın yarı-graben niteliği kazanmasını sağlamıştır ki, Miyo-Pliyosen'e ait sedimantasyona imkan veren havzada özellikle alüvyal yelpaze ve akarsu (örgülü-menderesli) çökelleri birikmiştir (Havza muhtemelen Miyo-Pliyosen öncesi genişleme tektoniğine bağlı oluşmuştur). Bölgede hem belirtilen fayın hem de Koçhisar-Aksaray fayının arasında ve aynı uzanımda horst geometrili bir yükselim de bulunmaktadır.

5. KATKI BELİRTME

Yazar bu çalışmada Ç.Ü. Paleontologlarından Prof.Dr. Niyazi AVŞAR ile N.Ü. Aksaray Müh. Fakültesi Paleontologlarından Prof.Dr. Ayşegül YILDIZ'a katkılarından dolayı teşekkürü bir borç bilir.

6. KAYNAKLAR

Akarsu, İ., 1971, "II. Bölge AR/TPAO/7477 Nolu Sahanın Terk Raporu" Petrol İşleri Genel Müdürlüğü. Ankara (Yayımlanmamış).

Arıkan, Y., 1975, "Tuzgölü Havzasının Jeolojisi ve Petrol Olanakları" MTA dergisi, sayı, 85, s. 17-37 Ankara.

Atabey, E., Tarhan, N., Akarsu, B. ve Taşkıran, A., 1987, "Şereflikoçhisar, Panlı (Ankara) Acıpınar (Niğde) Yöresinin Jeolojisi". MTA Raporu, Derleme no; 8155, Ankara (Yayımlanmamış)

Dellaloğlu, A.A. 1991, "Ankara-Temelli-Haymana-Kulu-Kırıkkale Arasındaki Alanın Jeolojisi ve Petrol Olanakları" TPAO Rapor no; 3006, 166s., Ankara (Yayımlanmamış).

Dellaloğlu, A.A. 1997, "Ankara ili Tuzgölü Arasındaki Neotetis'in Kuzey Kolunun Evrimi (Haymana-Tuzgölü Basenlerinin Stratigrafisi ve Jeotektonik Evrimi)" Ç.Ü Fen Bil Enst. Doktora Tezi, 348s., Adana.

Dellaloğlu, A.A. ve Aksu, R., 1984, "Kulu, Şereflikoçhisar-Aksaray Dolayının Jeolojisi ve Petrol Olanakları" TPAO Rapor no; 2020, 42s., Ankara (Yayımlanmamış)

Derman, A.S.,(1980, "Tuzgölü Doğu ve Kuzeyinin Jeolojisi". TPAO Rapor No; 1512, 41s, Ankara

Derman, A.S., Rojay, B., Güney, H., Yıldız, M., 2000, "Koçhisar-Aksaray Fay Zonunun Evrimi Hakkında Yeni veriler" Haymana – Tuzgölü - Ulukışla Basenlerinin Uygulamalı Çalışması (Workshop) Bildiri Özleri, s.1. Aksaray

Erol, O., 1969, "Tuz Gölü Havzasının Jeolojisi ve Jeomorfolojisi" MTA Derleme rapor no; 4220, Ankara (Yayımlanmamış).

Görür, N. ve Derman, A.S., 1978, "Tuz Gölü-Haymana Havzasının Stratigrafik ve Tektonik Analizi". TPAO Rapor no; 1514, 60s, Ankara (Yayımlanmamış).

Görür, N., 1981, "Tuzgölü-Haymana Havzasının Stratigrafik Analizi" İç Anadolu'nun Jeolojisi Sempozyumu. Türkiye Jeol. Kur. 350 Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Ankara.

Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, İ. ve Şengör, A.M.C., 1984, "Paleotectonic Evaluation of the Tuz Gölü Basin Complex, Central Turkey" Sedimentary Record of a Neo-Tethyan Closure. On Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F (Ed). The Geological Evoluation of the Eastern Mediterranean, Blackwell Sci. Pub., Oxford, s.467-482, England.

Odin, G.S., 1988. Gren Marine Clays Development, Sedimentlogy, 45, Elsevier, Amsterdam 440p.

Oktay, F.Y. ve Dellaloğlu, A.A., 1987. "Tuz Gölü Havzası (Orta Anadolu) Stratigrafisi Üzerine Yeni Görüşler". Türkiye 7.Petrol Kongresi Bildirileri, s 312-321, Ankara.

Orhan, H., 1997. Tuzgölü Havzasındaki (Şereflikoçhisar-Aksaray arası) Üst Kretase yaşlı Asmaboğazı formasyonunun Diyajenetik özellikleri; S.Ü. 20.yıl Jeoloji Semp. Bildiriler, 361-371, Konya.

Özkul, M. ve Türkmen, İ., 1998, "Aktif Tektonik Rejimde Alüvyal Yelpaze ve Menderesli Nehir Çökellerinin Gelişimi", Peçenek Havzası (Pliyosen), İç Anadolu. Fırat Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20.Yıl Sempozyumu Bildirileri, 155-166.

Rigo de Righi, M. and Cortesini, A., 1959, "Regional Studies, Central Anatolia Basin" Progress report 1, Turkish Gulf Oil Ca., Petrol İşleri Genel Müdürlüğü, (Yayımlanmamış).

Rigo de Righi, M. and Cortesini, A., 1960, "Regional Studies, Central Anatolia Basin" Progress report no; 1, Stratigraphy., Petrol İşleri Genel Müdürlüğü,Rapor no;11, 41s., Ankara.

Saltuk, O. ve Saka, K., 1971, "Tuz Gölü Havzası Jeoloji İncelemesi". TPAO Rapor No: 533, 12s.,

Toprak, V. and Rojay, B., 1997, Neojen Peçenek Havzasının Jeolojik Evrimi (Orta Anadolu). Selçuk Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Bölümü 20 yıl Sempozyumu Bildiri Özleri, 125-127. Konya.

Uygun A., 1981. "Tuz Gölü Havzasının Jeolojisi, Evaporit Oluşukları ve Hidrıkaron Olanakları". İç Anadolu'nun Jeolojisi Sepozyumu, Türkiye Jeol. Kur., 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Ankara (1981).

Yaşar, M., Erkan, M.C., Baş, H., Çelik, E., Aygün, M., Bilgiç, T., Kayakıran, Ş., Ayak, F., Uygun, A., 1982, Tuz Gölü Havzası Projesi, Jeoloji Raporu-II, M.T.A.Raporu

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | HAZİRAN JUNE | 2008 | SAYI NO 52 | ISSN 1019-1003

DEREYALAK (İNÖNÜ-ESKIŞEHİR) BÖLGESİ OPAL OLUŞUMLARININ MAKRO ÖZELLİKLERİ VE BÖLGESEL JEOLOJİK KONUMLARI

Mine TEKBAŞ CANDAR
Bayındırlık ve İskan Müdürlüğü, Trabzon/Türkiye
Fikret İŞLER
Ç.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

ÖZET: *Dereyalak (İnönü-Eskişehir) bölgesinde bulunan opal oluşumlarına ait makro özellikler incelenmiştir. Makroskobik incelemeler bazında bölge opallerinde renk ayırdımı yapılmıştır. Bu bağlamda opaller beyaz-süt opal, gri-dendritik opal, mavi opal, yeşil opal ve bal sarısı-turuncu opaller olarak ayırt edilmiştir. Bölge opallerinde dendrit içeriği olabildiği gibi dendrit içermeyen opal oluşumlarıda mevcuttur. Dokanak yüzeylerine yakın olarak yerleşen opal oluşumları daha fazla çatlaklı iken merkeze doğru olanlar daha som bir yapı sunmaktadır. Opallerin dış kısımlarının kremsi, kirli beyaz renkte olan manyezit bir kabuk ile zarf halinde kuşatıldığı belirlenmiştir. Çalışma alanı sınırları içerisinde opal oluşumlarının kiltaşı, silttaşı, tüf seviyeleri ile üzerinde çakıltaşları bulunduran birim içinde yer aldıkları belirlenmiştir.*

CHARACTERISTICS AND GEOLOGICAL SETTINGS OF OPAL FORMATIONS OF DEREYALAK (İNÖNÜ-ESKİŞEHİR) REGION

ABSTRACT: *In this study macro properties of opal formations located in Dereyalak (İnönü-Eskişehir) region are examined. At the base of macroskopic examines colour seperation of region opals is made. Opals are seperated as white-milk opal, gray-dendritic opal, blue opal, green opal and honey yellow –orange opal. Both dendrit contained and non dendrit contained opal formations are found in the region. While opal formations that are close located to boundry surfaces have more crakles. Opal formations that are close to center present more pure bodies. It is determined that opals outer parts are circled with a white coloured magnesite zone like encapsulation. In the study it is determined that region opal formations are located in clay stone, silt stone, tufa levels and places where have gravel stone on the surface .*

1. GİRİŞ

Dendritli opal oluşumları, Eskişehir ili İnönü ilçesine bağlı Dereyalak köyü mevkiinde volkano-sedimanter seviyeler içerisinde yer almaktadır. Dereyalak köyü, Eskişehir ili kuzeyinde, Eskişehir-Kütahya karayolu üzerinde 45. km mesafede yer almaktadır (Şekil 1).

Avustralya, ABD, Meksika ve Brezilya'da çıkarılmaktadır.

Oluşum yeri itibarı ile opal oluşumları iki temel (magmatik, tortul) kaya grubu içerisinde bulunabilir. Kelime olarak opal latince "opalus", yunancada "opallious" tan türediği bilinmektedir. Yunan literatüründe "opallious" renklerin



Şekil 1. Eskişehir-İnönü çalışma alanı yer bulduru haritası.

Opal kuyumculukta kullanılan kıymetli-yarı kıymetli bir taş olarak tanımlanabilir. Farklı renk tonlarında ve bu renk tonlarının karışımını sunabilmektedir. Opal oluşumlarının en çok bulunduğu ülke Avustralya kıtası olarak bilinmektedir. Dünyadaki opallerin yaklaşık yüzde 90'ına yakını burada bulunmaktadır. Dünyadaki gem kalitesi bakımından en kıymetli opaller de, yine

değişiminin görülmesi anlamına gelmektedir. Sanskritçede "upala" olan opal değerli taş anlamına gelmektedir.

Opal, kuvarsın kristalin olmayan bir türüdür. Bileşim bakımından SiO2 bileşiminde bir kıymetli taş olup %3-9 kadar su içerebilir. Opaller sıcak su kaynaklarının yakınında düşük ısıda meydana gelen yataklar ve damarlarda bulunabilirler.

Afyon, Kütahya, Eskişehir, Konya, Erzurum, Bilecik bölgelerinde, farklı renk ve kalitede opal oluşumları mevcuttur.

Bu çalışmada Eskişehir-Dereyalak yöresindeki dendritik opale ait gem kaliteleri araştırılmış, gemolojik irdelemeleri yapılmıştır. Bu bağlamda dendritik opal örneklerine ait makroskopik mineralojik ve gemolojik özellikler, arazide gözlenen yerleşim ve şekillenmeleri ile oluşum mekanizmaları, jeolojik konumları belirlenmeye çalışılmıştır.

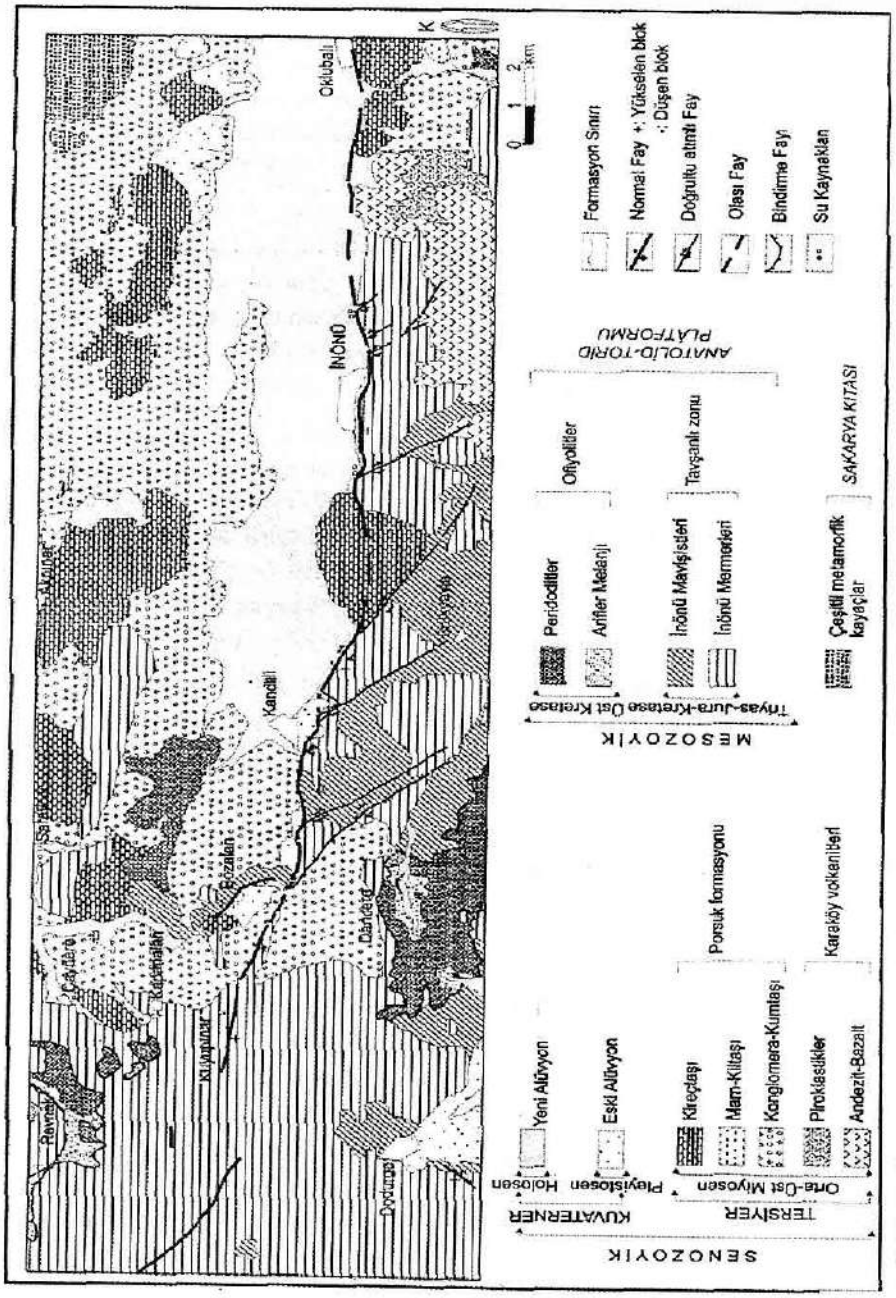
Fritsh ve ark (2002), Araştırmacılar Meksikada volkanik kayaçlardaki opalleri incelemişlerdir. Bu örnekleri kendi içlerinde dört gruba ayırmışlardır. Bunlar fibres, blades, lepisphere, largerspher olarak tanımlanmaktadır. Schellnegger (2002), Araştırmacı çalışmasında, değerli opallerin kalite, değer, tanımlamaları, değerlendirmelerini pratik olarak açıklamaktadır. Tanımlama, değerlendirme sistemi pozitif faktörler olarak tanımlanan renk tonu, parlaklık, renk derinliği gibi bazı özelliklere dayanmaktadır. Çalışmada, kaliteyi düşüren faktörlerin kırıklar, çatlaklar, süstaşı yüzeyinde bulunan kum yada jips parçacıklarının bulunması, zayıf-kötü kesim, şekilsel bozukluklar ve parlatmadaki hatalar şeklinde belirtilmiştir.

2. BÖLGESEL JEOLOJİ

Çalışma bölgesine ait topografya genelde küçük tepeciklerin bulunduğu geniş düzlüklerden oluşmaktadır. Göçek deresi çalışma alanı sınırları içerisinde bulunmaktadır. Bölgede manyezit cevherleşmesi zengindir. Çalışma alanına yakın sınırlarda manyezit ocakları mevcuttur.

Çalişma alanı sınırları içerisinde kiltaşı, silttaşı, marn, tüf seviyeleri ile üzerinde konglomeraları bulunduran ve opal oluşumlarının içine alan birim oldukça geniş yayılımlar sunmaktadır. Birim yer yer sıkı çoğu yerde gevşek yapılışlıdır. Birim rengi krem, sarı ve gridir. Yapılan arazi çalışmalarında birime yaş verebilecek bir fosile rastlanmamıştır. Ancak daha önce yapılan çalışmalara dayanılarak birime Ercan ve diğ. (1978) ve Baş (1983) Üst Miyosen yaşı verilmiştir. Gözler ve ark (1985), çalışmalarında Eskişehir ilini kapsayan bir alanda jeolojik çalışmalarını yapmışlardır. Bölgede derinlik kayacı olarak porfirik dokulu granitleri, volkanik kayaçlar olarakta andezit, tüf ve bazaltların bulunduğunu belirtmişlerdir.

İnceleme alanının temelini Tavşanlı zonuna (Okay, 1984) ait İnönü mermerleri ve İnönü mavişistleri oluşturur (Şekil 2). Bu temel üzerinde Arifler melanjı (Küçükayman ve diğerleri, 1989) ve peridoditler tektonik olarak yer alır. Ayrıca çalışma alanının kuzeydoğusunda Sakarya Kıtasına ait çeşitli metamorfik kayaçlar küçük bir mostra halinde yüzeyler. Tüm bu kayaçları açısal uyumsuzlukla örten Orta-Geç Miyosen yaşlı karasal istif alttan üste doğru andezitik, bazaltik lâv ve piroklastiklerden oluşan Karaköy volkanitleri (Baş ve diğerleri, 1983) ile girik konglomera, kumtaşı, kiltaşı, marn, ve gölsel



Şekil 2. İnönü- Dodurga dolayının jeoloji haritası (Küçükkayman ve diğ. 1987; Gözler ve diğ, 1997'den değiştirilerik) ve Tokay ve Altunel (2005) den 2. kez değiştirilerek alınmıştır.

kireçtaşlarından meydana gelen Porsuk formasyonundan (Gözler ve diğ, 1985) oluşur. Kuvaterner yaşlı eski ve yeni alüvyonlar daha yaşlı birimleri uyumsuzlukla örterler (Şekil 2-3).

2.1 İnönü Mermerleri

Anatolid-Torid plâtformunun en kuzey ucunu oluşturan ve İzmir-Erzincan kenet zonunun en güneyinde yer alan Tavşanlı zonu altta İnönü mermeri ile temsil edilir. Üste doğru yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfizması geçirmiş metaçört ve metaşeyl ardalanmasından oluşan metavolkano-sedimanter istif olan İnönü mavişistlerine geçer (Okay, 1984). Tavşanlı zonuna ait kayaların çökelme yaşının muhtemelen Paleozoyik ve Mesozoyik'in büyük bir kısmını kapsadığı, metamorfizmanın ise Turoniyen-Alt Senomaniyen zaman aralığında geliştiği düşünülmektedir (Okay, 1984). İnönü ovası güneyinde, Kovalca köyü dolaylarında ve Dodurga çevresinde geniş mostra veren İnönü mermerleri orta-kalın katmanlı, beyaz, kirli beyaz, sarımsı, açık gri renkli ve yer yer şist arakatkılıdır. Tokay ve Altunel (2005) İnönü mermerlerinin üzerinde keskince bir dokanakla uyumlu olarak İnönü mavişistieri yer alır. Bu birim İnönü güneyinde, Esnemez ile Yürükyayla arasında ve Dodurga güneyinde mostra verir. Ofiyolitler tarafından tektonik olarak üzerlenen İnönü mavi şistlerinin inceleme alanındaki kalınlığı kesin olmamakla birlikte 700-1000 m arasında değiştiği söylenebilir.

2.2 Ofiyolitler

Çalışma alanı ve yakın çevresinde görülen ofiyolitler, melanj ve peridoditlerden oluşmuştur (Gözler ve diğ, 1997). Genelde koyu yeşil, kahverengi ve kırmızımsı renkli melanj radyolarit, çamurtaşı, kireçtaşı, metadetritik, diyabaz, serpantinit, peridodit, gabro ve büyük bir olasılıkla İnönü mavişistlerine ait metamorfik kayaçların tektonik olarak bir araya gelmesiyle oluşmuştur. İnceleme alanında görünür kalınlığı yer yer 100-150 m'ye ulaşmaktadır. Büyük kütleler halinde gözlenen peridoditlerin % 90'a yakın bölümü harzburgit ve dunitten oluşmaktadır (Okay, 1984; Gözler ve diğerleri, 1997). İnceleme alanında peridoditlerin yaygın olarak bulundukları yerler ise İnönü güneyi, Esnemez, Darıdere ve Çokçapınar köyleri civarıdır. Koyu yeşil, yeşil, açık yeşil gibi yeşilin değişik tonlarında renkler sunan peridoditlerin tektonik zonlarında yaygın serpantinleşmelere ve ofikalsit oluşumlarına rastlanır. Özellikle tektonik zonlarda ve nap karakterli olan peridoditlerin üst kesimlerinde gözlenen lisvenitler; sarımsı kahverengi ve kirli sarı renklerde olup uzaktan bakıldığında renkleri ve sert morfolojileriyle farkedilebilir. Bu birimin yaşı, Küçükayman ve diğerleri (1987)' ne göre Meastrihtiyen sonu-Eosen başı arasındadır.

2.3. Porsuk Formasyonu

Konglomera, kumtaşı, kiltaşı, marn ve gölsel kireçtaşlarından meydana gelen akarsu ve gölsel çökeller Porsuk

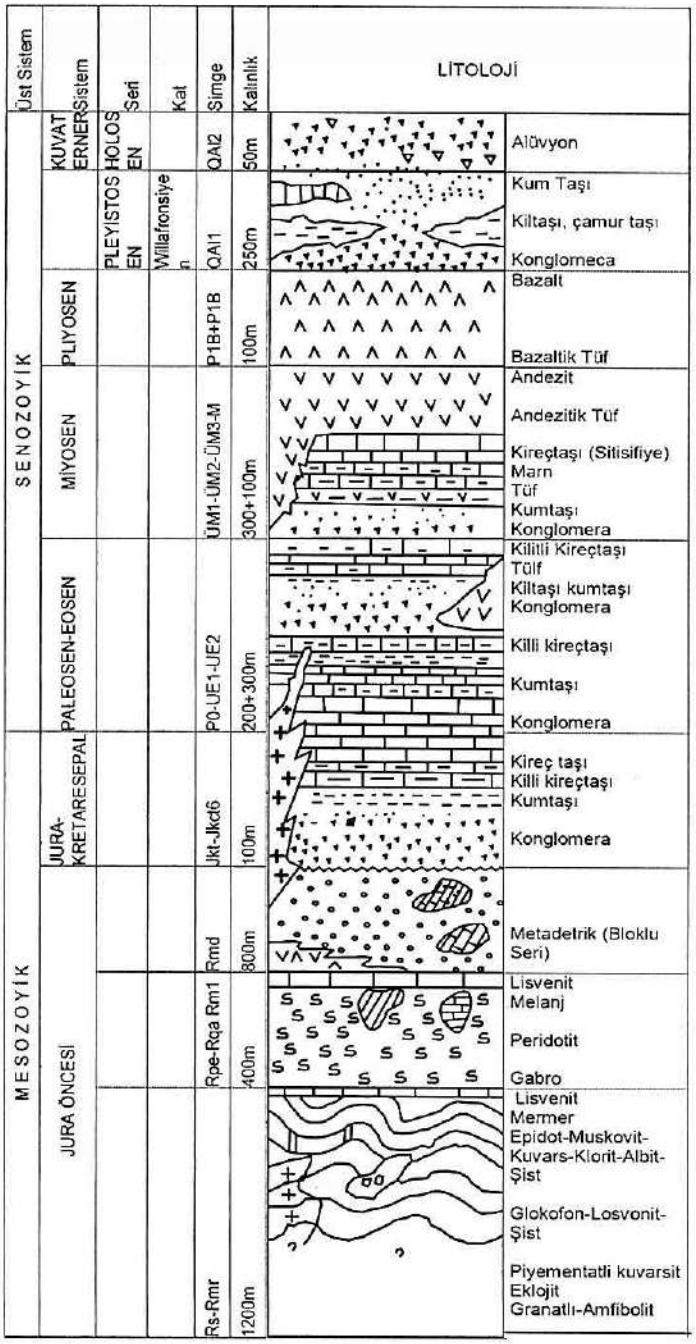
formasyonu olarak ayırtlanmıştır (Gözler ve diğerleri, 1997). Birim çalışma alanında oldukça yaygın mostra vermektedir. Malzeme aldığı kayacın cinsi ve rengi ile ilgili olarak koyu kırmızı, kahverengi, boz, sarımsı boz, gri, yeşilimsi gri renklerde görülmektedir. Konglomeralar arasında bantlar halinde kumtaşları yer alır ve birbirleriyle yanal ve düşey geçişler sunar. Genelde konglomera ve kumtaşlarının üzerinde, kireçtaşlarının alt kesimlerinde nispeten ince bir ara düzey şeklinde, yeşil, sarı, boz gibi renkler gösteren marn-kiltaşı gözlenmektedir. Marn ve kiltaşları arasında da yer yer çok ince bantlar halinde kireçtaşlarını görmek mümkündür. Alttaki konglomera ve kumtaşlarıyla düşey ve yanal geçişli olarak bulunan birimin aralarında bazalt akıntıları görülmektedir (Gözler ve diğerleri, 1997). Beyaz, gri, sarımsı bej renklerde olan gölsel kireçtaşları, orta-kalın ve düzgün tabakalanmalıdır. Daha çok tepelerde korunan birim seyrek çört bantlı, çoğunlukla gözenekli ve yer yer silisifiyedir. Porsuk formasyonunun yaklaşık kalınlığı 100-300 m arasında değişmektedir. Porsuk formasyonunun içerisinde yaş verecek herhangi bir fosile rastlanmamış ancak bölgesel korelasyonla yaşının Orta-Geç Miyosen olabileceği varsayılmıştır (Gözler ve diğerleri, 1997).

2.4. Karaköy Volkanitleri

İnönü İlçesi güneyi ve güneydoğusunda tipik olarak yüzeylenen birim andezitik özellikli lâv ve piroklastiklerle temsil edilir. Genellikle tabanında yaklaşık 1-10 m arasında değişen kalınlıkta Porsuk formasyonuna ait konglomera ve kumtaşlarının yer aldığı birimin kalınlığı 50-100 m arasında değişir. Piroklastikler, tüf arakatkılı aglomeralarla temsil edilir. Gri-koyu gri renkli, orta-kalın katmanlı aglomeralar genelde orta boyda volkanik kayaç parçalarının tüf hamur malzemesiyle çimentolanması sonucu oluşmuştur. Andezitik- bazaltik bileşimli lavlar ise gri-koyu gri renkli, yer yer akma yapılı, üst düzeyleri gözeneklidir.

2.5. Kuvaterner

Çalışma alanında eski ve yeni alüvyon olarak adlandırılan Kuvaterner genellikle dere kıyılarındaki ve sırtlar arasındaki yüzlek çökellerle temsil edilir. Temele ait tüm kayaçların çakıl ve bloklarını içerir, boylanma ve derecelenme göstermez. Eski alüvyon, Kuvaterner öncesi tüm litolojilerin değişik türdeki blok, çakıl ve kumlarıyla çamur ve şiltlerden oluşmaktadır ve renkte buna bağlı olarak değişir. Yer yer çapraz tabakalanma gösteren birim, gevşek tutturulmuş ve kalın tabakalanmalıdır. Temel kaya birimleri ve Orta-Üst Miyosen çökelleri üzerinde uyumsuz olarak bulunan formasyon yeni alüvyonla örtülmektedir. Birimin killi seviyelerinde bulunan omurgalı fosillere göre yaşı Erken Pleyistosen (Willafrankiyen)' dir (Gözler ve diğerleri, 1984). Yeni alüvyon, Sarısu deresi ve diğer akarsuların getirip biriktirdiği genellikle tutturulmamış çakıl, kum, silt, kil gibi materyallerden meydana gelmektedir.



Şekil 3. Çalışma Alanının Stratigrafik Dikme Kesiti.

3. DEREYALAK BÖLGESİ OPALLERİNİN ÖZELLİKLERİ

Eskişehir-Dereyalak bölgesindeki tüf karakterinde volkano-sedimanter birimlerden alınan ve Dendritik Opal adı verilen örnekler bulunmaktadır. Dendritik opal tanımlaması yapılan SEM çalışmalarına ve jeokimya analizlerine dayanılarak yapılmıştır. SEM fotograflarında opal–ct kürecikleri, SiO_2 fazları varlığı ve jeokimya analizleri ile belirlenmiştir.

Çalışma alanımız sınırları içerisinde kiltaşı, silttaşı, marn, tüf seviyeleri ile üzerinde konglomeraları bulunduran birim opal oluşumlarını bulundurmaktadır. Birim oldukça geniş yayılımlar sunmaktadır. Opal oluşumları ile beraber mavi renkli kalsedon yumruları ve küçük kuvarslar bulunmaktadır.

Bazı yan kayaçlarda, geniş boşluklar masif opal malzemesi olan kalsedon ve kristalin kuvars ile doldurulmuştur.

Dendritik yapıya sahip opallerin özellikleri şöyle özetlenebilir.

1- Opaller yatsı yada yuvarlağımsıdır (Resim 1).

2- Opal içindeki dendrit boyları seviyeler bazında farklılaşmış ve yoğunluğu düşmüştür. Bazen ortalama 3 cm büyüklüğündeki mineralde 3 mm boyutunda tek bir dendrit görülebilmektedir (Resim 2).

Bununla beraber Eskişehir- Dereyalak bölgesi opallerinin daha ayrıntılı sınıflandırılmasında, ayrıca opalin içerisinde bulundukları yan kayacın türü ve bu kaya içersinde opallerin yerleşim şekillerine bağlı olarak meydana gelen dış şekillerininde dikkate alınması gereği ön plana çıkmıştır. Dereyalak (Eskişehir) opali aşağıdaki özellikler dikkate alınarak sınıflandırılmaya çalışılmıştır.

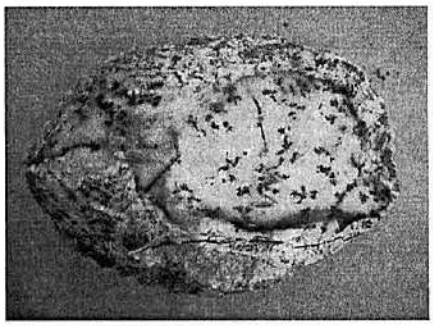
1- Opalin makroskopik dış şekilleri

2- Opalin içerisinde bulunan makroskopik iç yapılar (dendrit şekilleri) ve kapanımlar (yabancı mineral artıkları yada silikat yapıları).

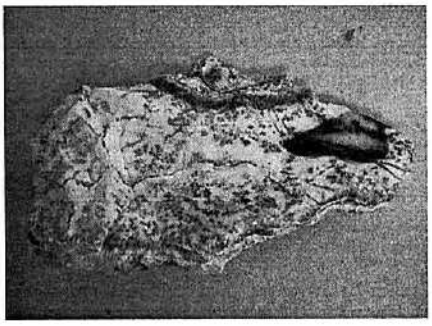
Opallerde gözlenen makroskopik iç yapılar şöyle gruplanabilir;

* Konsantrik (eş merkezli dairesel yada düzensiz şekilli) bantlanma.

* Opal içerisindeki kapanımlar, ışınsal şekilli ornatılma sonucu silisleşmiş başka



Resim 1. Yoğun dendrit içeren yatsı-yuvarlağımsı opal



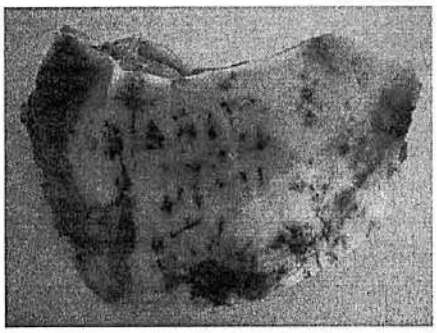
Resim 2. Yoğun dendrit içeren çatlaklı opal

mineraller yada psödomorflar, özgün silikat büyümeleri düzenli yada düzensiz şekillerde gelişmiş farklı boyutlarda dendridler, yosun benzeri yapılar

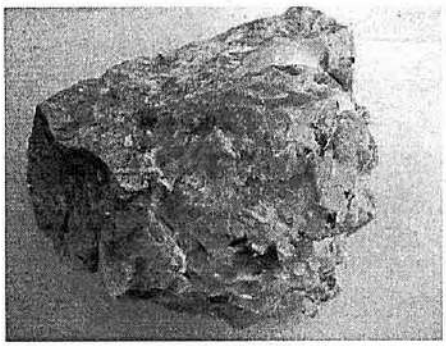
* Kristalin kuvarsın oluşturduğu yumrunun merkezindeki dolgusal yapılar

Arazi çalışmalarında 5 farklı renkte opal tespit edilmiştir. Bunlar;

1- Açık gri, koyu gri renkte dendritik opaller
2- Yeşil renkte opal oluşumları (Resim 4)
3- Mavi renkte opal oluşumları (Resim 5)
4- Beyaz renkte süt opal oluşumları (Resim 6)
5- Bal sarısı, turuncu renkte opaller



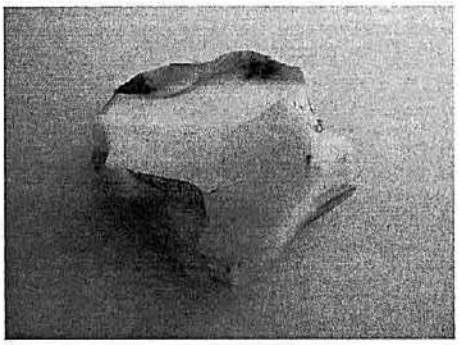
Resim 3. Açık gri, koyu gri renkte dendritik opaller



Resim 4. Yeşil renkte opal oluşumları



Resim 5. Mavi renkte opal oluşumları.

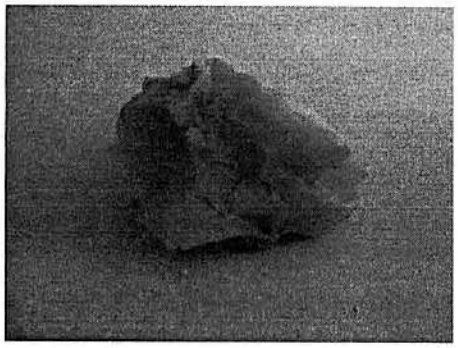


Resim 6. Beyaz renkte süt opal oluşumları

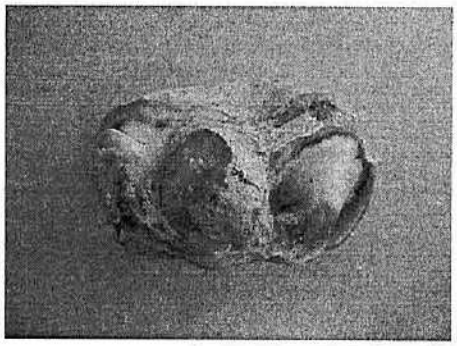
Bölgede bazı kısımlardaki opaller, genelde küçük boyutlu olup irilikleri ancak 5-10 cm civarındadır. Patates yumrularına benzer küçük çıkıntılar içermektedir. Bu opaller özellikle gri, bal sarısı renktedir (Resim 3-Resim 7). Dış kısımları kremsi, kirli beyaz renkte olan manyezit bir kabuk ile zarf halinde kuşatılmıştır (Resim 8- Resim 9).

Opaller dendritleşmemiş ve bantlaşmamış olan masif kısımlar tamamen silis liflerinden meydana gelmiştir.

Dereyalak bölgesinde boşluk dolgularında görülen opal örneklerinin



Resim 7. Bal sarısı, turuncu renkte opaller



Resim 9. Karbonat zarf ile çevrelenmiş, az denditli opal

makroskopik dış görüntülerine göre farklı olarak sınıflamak mümkündür. Buna göre

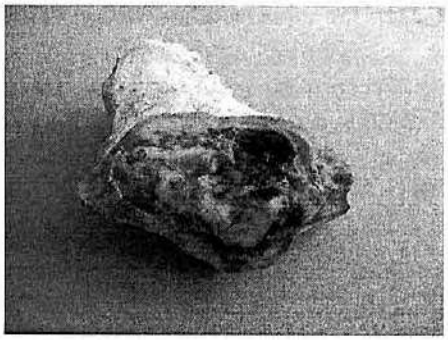
* Keskin köşeli, düzensiz bir şekle sahip opaller

* Dış şekli oval-yumrusal olan opaller

* Dış şekli oval-yumrusal olan, karbonat zarf ile çevrelenmiş opaller

* Dış şekli oval, yumrusal olan ancak yüzeylerinde girinti çıkıntı olan opaller

Dereyalak bölgesinde kayaç boşluklarına yerleşmiş olarak bulunan opallerin dendritik yapıları dışında genel bir özelliğide kuvars kristalleri ile doldurulmuş ya da astarlanmış merkezi bir



Resim 8. Karbonat zarf ile çevrelenmiş gri renkli dendritli opal

boşluk içermeleridir. Boşluklu kısımların polarizan mikroskopu altındaki incelemeler sonucunda silis taneleri ile doldurulduğu görülür.

4. SONUÇLAR

1- Arazide yapılan jeoloji incelenmeleri sonucunda Dereyalak opalleri tüfler, çakıltaşları gibi volkano-sedimanter birimler arasında yataklanma sunmaktadırlar. İnceleme alanımız olan Dereyalak ve Simav –Karamanca bölgelerinde killeşme sözkonusu olmadığı gibi yaygın silisleşme ve sosonitik genç volkanizma söz konusudur. Bu bağlamda incelenmiş olan opaller mağmatik kökenlidir diyebiliriz.

2- Dereyalak bölgesinde kayaç boşluklarına yerleşmiş olarak bulunan opallerin dendritik yapıları dışında genel bir özelliğide kuvars kristalleri ile doldurulmuş yada astarlanmış merkezi bir boşluk içermeleridir. Boşluklu kısımların polarizan mikroskopu ve SEM çalışmaları ile incelemeleri sonucunda silis tanelerince

doldurulduğu belirlenmiştir.

3- Eskişehir Dereyalak bölgesinde opal oluşumları için gerekli olan silis kaynağı olarak, volkanik tüflerin alterasyonu ve/veya çevre litolojilerden iyonik halde Si+4 taşınması ile beraber mağmatik gazların sağladığı silis getirimi olduğu belirlenmiştir.

5. KAYNAKLAR

Baş H., 1983, Domaniç Tavşanlı, Gediz, Kütahya yörelerinin Tersiyer jeolojisi ve volkanitlerinin petrolojisi: MTA Rap, 7293 (yayımlanmamış), Ankara.

Ercan, T., Dinçel, A., Metin, S., Türkcan, A., Erdoğdu, G., 1978, Uşak yöresindeki Neojen havzalarının jeolojisi, TJK Bülteni s. 97-106.

Fritish, G., Ostrooumov, M., Rondeau, B., Barreau, A., Albertini, D., Marie, A.M., Lasnier, B., Wery, J., 2002, Mexican Gem Opals Nano-and Micro-Structure Origin of Color Comparison With Other Common Opals of Gemmological Significance, The Australian Gemmologist Journal Volume 21, Number 6, April-June.

Gözler, Z. M, Cevher, F., ve Küçükkayman, A., 1984-1985, Eskişehir civarının jeolojisi ve sıcak su kaynakları, MTA Dergisi sayı 103-104 s. 40-55.

Gözler, Z. M, Cevher, F., ve Küçükkayman, A., 1985, Eskişehir Civarının Jeolojisi Ve Sıcak Su Kaynakları, MTA Dergisi,

Kadir, S., ve Baş, H., 1996, Koyunağılı (Mihalıççık-Eskişehir) Neoformasyon minerallerinin dağılımı ve oluşumu, MTA Dergisi, sayı 119 s. 93-111

Schellnegger J., 2002, Classification of Natural Opal Type 1, The Australian Gemmologist Journal Volume 21, Number 7, July-September

Tokay, F., ve Altunel, E., 2005, Eskişehir fay zonunun İnönü-Dodurga çevresinde Neotektonik aktivitesi, MTA Dergisi s. 130, s. 1-17.

Okay, A. İ., 1984, Ağvanis metamorfikleri ve çevre kayalarının jeolojisi, MTA dergisi s. 99-100 s. 51-71

Küçükkayman, A., Asutay, J., Gözler, Z.M., 1989, Dağküplü (Eskişehir Kuzeyi) ofiyolit karmaşığının Stratigrafisi, Yapısal Konumu ve Petrografisi, MTA dergisi s. 109, 1-8.

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | HAZİRAN JUNE | 2008 | SAYI NO 52 | ISSN 1019-1003

HUZURKENT (TARSUS) CİVARINDAKİ KUZGUN FORMASYONU'NUN OSTRAKOD TOPLULUKLARI VE ORTAMSAL ÖZELLİKLERİ

Ümit ŞAFAK
Ç.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

Deniz HEYBELİ
Ç.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Adana/Türkiye

ÖZET: *Bu çalışma, Neojen Adana Havzası batısındaki Huzurkent (Tarsus) ve civarında gerçekleştirilmiştir. İnceleme alanında temeli Karbonifer-Permiyen yaşlı Karahamzauşağı Formasyonu oluşturmaktadır. Temel üzerinde Erken-Orta Miyosen yaşlı Kaplankaya-Karaisalı formasyonları ve Geç Miyosen yaşlı Kuzgun Formasyonu açısal uyumsuzlukla yer almaktadır. Bölgedeki en genç çökeller Kuvaterner yaşlı Kaliçi birimleri olup bütün birimler üzerinde uyumsuzlukla yer almaktadır. Bu çalışmada, Kuzgun Formasyonu'nun Neojen'deki stratigrafik düzeyi ve ortamsal özellikleri incelenmiştir. Formasyon, kum mercekli kiltaşı-silttaşı, dereceli tabakalanma gösteren çakıltaşı düzeyleri ile kireçtaşı, killi kireçtaşı, kumtaşı litolojisinden ibarettir.*

Formasyonun ortamsal özelliklerini ve stratigrafik verilerini iyi tanımlayabilmek amacı ile, birimin iyi gözlendiği kesimlerden sık ölçülü kesitler alınmış, bu kesitlerden alınan yıkama örneklerinden elde edilen ostrakodların 28 cinsi ve 49 türü ayırtlanmıştır. Ayırtlanan ostrakod türleri bu birime ait yapılmış önceki çalışmalarla deneştirilmiştir. Birimde Tortoniyen katına ait lagün ve sığ deniz koşullarının egemen olduğu Cyamocytheridea meniscus, Costa tricostata, Cytheridea acuminata acuminata, Neomonoceratina acupicta, Cytherelloidea glypta, Callistocythere montana gibi ostrakod türleri saptanmıştır. Bulunan türler, diğer Akdeniz Havzaları içerisinde yapılmış çalışmalarda tanımlanan ostrakod türleriyle karşılaştırılmıştır.

OSTROCODA ASSOCIATIONS AND ENVIRONMENTAL CHARACTERISTICS OF THE KUZGUN FORMATION IN THE HUZURKENT (TARSUS) DISTRICT

ABSTRACT: *This study has been carried out around Huzurkent (Tarsus) to the the west of the Neogene Adana Basin. Carboniferous-Permian age Karahamzauşağı Formation forms the basement in the forms study area. Early-Middle Miocene age Kaplankaya and Karaisalı formations and Late Miocene age Kuzgun formation rest with angular unconformity on the basement unit. The youngest unit which is represented*

by Quaternary caliche unconformably covers all formations. Stratigraphical position and environmental features of the Kuzgun Formation into the Neojen are investigated in this study. This unit is mainly made up of claystone-siltstone including sand lenses, graded bedded pebblestone, limestone, clayey limestone, and sandstone.

Some measured sections have been taken frequently in order to well define the environmental conditions and stratigraphical aspects. Thus, 28 genera and 49 species of ostracodes determined from washing samples collected from the measured sections. The distinguished ostracoda species have been correlated with the others which was reported in the previous studies. Some of the identifined ostracoda species, which represent lagoon and shallow water environmental conditions, belong to Tortonian stage as follows: Cyamocytheridea meniscus, Costa tricostata, Cytheridea acuminata acuminata, Neomonoceratina acupicta, Cytherelloidea glypta, Callistocythere montana. The identified ostracoda species have been correlated with the other ostracoda forms determined in the some other Mediterranean Basins.

1. GİRİŞ

Çalışma alanı, Huzurkent (Tarsus) ilçesinin K-KB'sı, Ziyaret Tepe, Evci, Sarıibrahimli ve Anadolu Cam Sanayi ocaklarının çevresinde yer almaktadır (Şekil 1).

İnceleme alanı ve çevresinde Ternek (1957) tarafından petrol arama amaçlı; Schmidt (1961); Özer ve diğ. (1974); İlker (1975); Nazik (1993); Tanar (1985); Yetiş ve Demirkol (1986); Ünlügenç ve diğ. (1990); Şafak ve Nazik (1994); Usta (1994); Şafak ve Gökçen (1996); Öğrünç (1996); Öğrünç ve Nazik (1998); Öğrünç (2001); Avşar ve diğ. (2006); Şafak (2006) tarafından genel jeoloji ve paleontolojik incelemeler yapılmıştır.

Bu çalışmada ise Adana Baseninde çok çalışılmış olan Kuzgun Formasyonu'nun genellikle lagüne açık sığ denizel kesimi incelenmiştir.

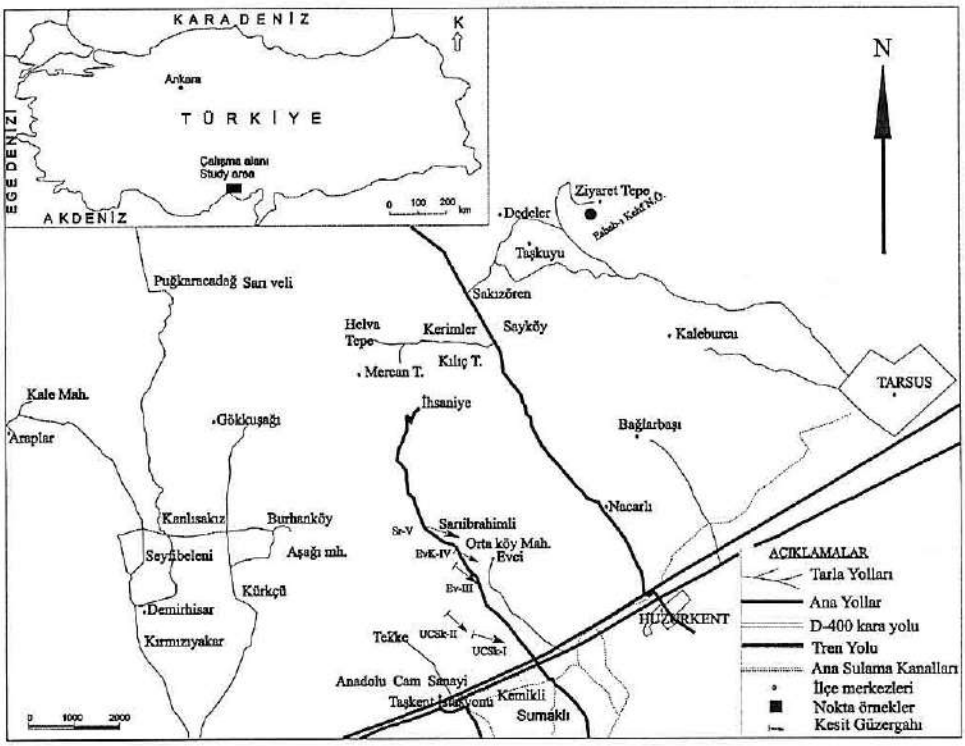
Bu amaçla Tarsus'a bağlı Huzurkent kasabasının K-KB ve Anadolu Cam Sanayi ocaklarının çevresinden 5 ayrı güzergahtan sık ölçülü referans kesitler alınarak ostrakod cins ve türleri derlenmiş ve her kesitin bolluk diyagramları da göz önüne alınarak istifin yer aldığı kesimin ortam koşulları belirlenmiştir (Çizelge 1).

(Levha I) ve (Levha II), çalışmada tanımlanan bazı ostrakod türlerinin SEM görüntülerinden hazırlanmıştır.

Türlerin yazar isimleri için index oluşturulmuştur (Ek-1).

Çizelge 1. Ostrakod türlerinin frekans tablosu (Sissingh, 1972'den değiştirilerek alınmıştır).

FREKANS	SAYI	SEMBOL
Çok nadir	1-2 kapak	o
Nadir	3-5 kapak	●
Yaygın	6-15 kapak	□
Sık	16-25 kapak	■
Çok sık	> 25	+



Şekil 1. İnceleme alanı yer bulduru haritası ve ölçülü kesit yerleri.

2. STRATİGRAFİ

Çalışma alanı içerisindeki yer alan birimler Paleozoyik yaşlı Karahamzauşağı, Erken-Orta Miyosen yaşlı Kaplankaya-Karaisalı formasyonları ve Geç Miyosen yaşlı Kuzgun Formasyonu ile Kuvaterner yaşlı Kaliçi birimidir.

İnceleme alanının Kuzeyi Ziyaret Tepe Mevkiinde kahvemsi- nefti yeşil renkli şeyl ve şist litolojisinde gözlenen Karahamzauşağı Formasyonu'na Ünlügenç ve Demirkol (1988) tarafından Karbonifer-Permiyen yaşı verilmiştir. Bu birim Karaisalı Formasyonu'na ait kireçtaşı ile faylı dokanaklı izlenmiş olup, yayılımı gözlenememiştir.

Çalışma alanının K-KB kesiminde çakıllı kumtaşı, kumtaşı, çakıllı kumlu kireçtaşı, killi-kumlu kireçtaşı litolojisinde gözlenen Kaplankaya formasyonu geniş alanda yüzeylemektedir. Kaplankaya Formasyonu'ndan alınan nokta örneklerden elde edilen *Cytherella vulgata, Callistocythere intricatoides, Cytheridea acuminata neapolitana, Chrysocythere paradisus, Celtia rugosa, Keijella dolobrata, Keijella hodgii, Aurila* sp. *B., Aurila soummamensis, Pokornyella deformis minor, Tenedocythere prava, Urocythereis favosa, Cytheretta semiornata, Loxoconcha punctatella, Loxocorniculum quadricornis,*

Xestoloberis glabrescens, Paracypris polita gibi ostrakod türleri ayırtlanmıştır. Önceki çalışmalar ışığında (Şafak ve Ünlügenç, 1992) tanımlanan bu fauna ile birlikte birime Erken-Orta Miyosen yaşı verilmiştir.

Kaplankaya Formasyonu ile yanal geçişli bulunan Karaisalı Formasyonu resifal nitelikli kireçtaşı ve mikritik kireçtaşı litolojisinde gözlenmekte olup, önceki çalışmalarda Erken –Orta Miyosen olarak yaşlandırılmıştır (Schmidt, 1961; Yalçın ve Görür, 1984; Yetiş ve Demirkol,1986; Ünlügenç ve Demirkol, 1988). Birim üzerinde yer alan Kuzgun Formasyonu ile uyumludur.

Kuzgun Formasyonu, çalışma alanında sarımsı renkli ince taneli tutturulmamış, kum mercekli kiltaşı, silttaşı, sarımsı bej renkli kırıntılı kiltaşı, karbonatı fazla olan, dereceli tabakalanma gösteren çakıltaşı, silttaşı arasında Ostrea kavkıları, kalsit kırıntıları ve pelesipod kavkıları içeren kireçtaşı, killi kireçtaşı, kiltaşı-silttaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Birimin üstü Kuvaterner yaşlı Kaliçi oluşukları ile uyumsuz olarak örtülmektedir. Huzurkent Kasabası'nın K-KB'sı ile Anadolu Cam Sanayi civarında yüzeyleyen birimin sığ denizel özelliği gösteren seviyeleri bu çalışmada ayrıntılı olarak incelenmiştir. Kuzgun Formasyonu'nu en iyi yansıtan referans kesitlerden elde edilen, yıkama örneklerinde *Cytherelloidea glypta, Neomonoceratina acupicta, Neomonoceratina mouliana, Callistocythere montana, Cytheridea acuminata acuminata, Cytheridea acuminata neapolitana, Cyamocytheridea meniscus, Cyprideis torosa, Cyamocytheridea polygona, Hermanites haidingeri minor, Aurila convexa, Caudites genuculatus* gibi ostrakod türleri tanımlanmış ve birime Tortoniyen yaşı verilmiştir.

Araştırmaya konu olan birimin ortamsal yorumu için genellikle Morkhoven (1963); ayrıca Sissingh (1972), Doruk (1973) ve Bassiouni (1979) çalışmalarından ayrıntılı olarak yararlanılmıştır.

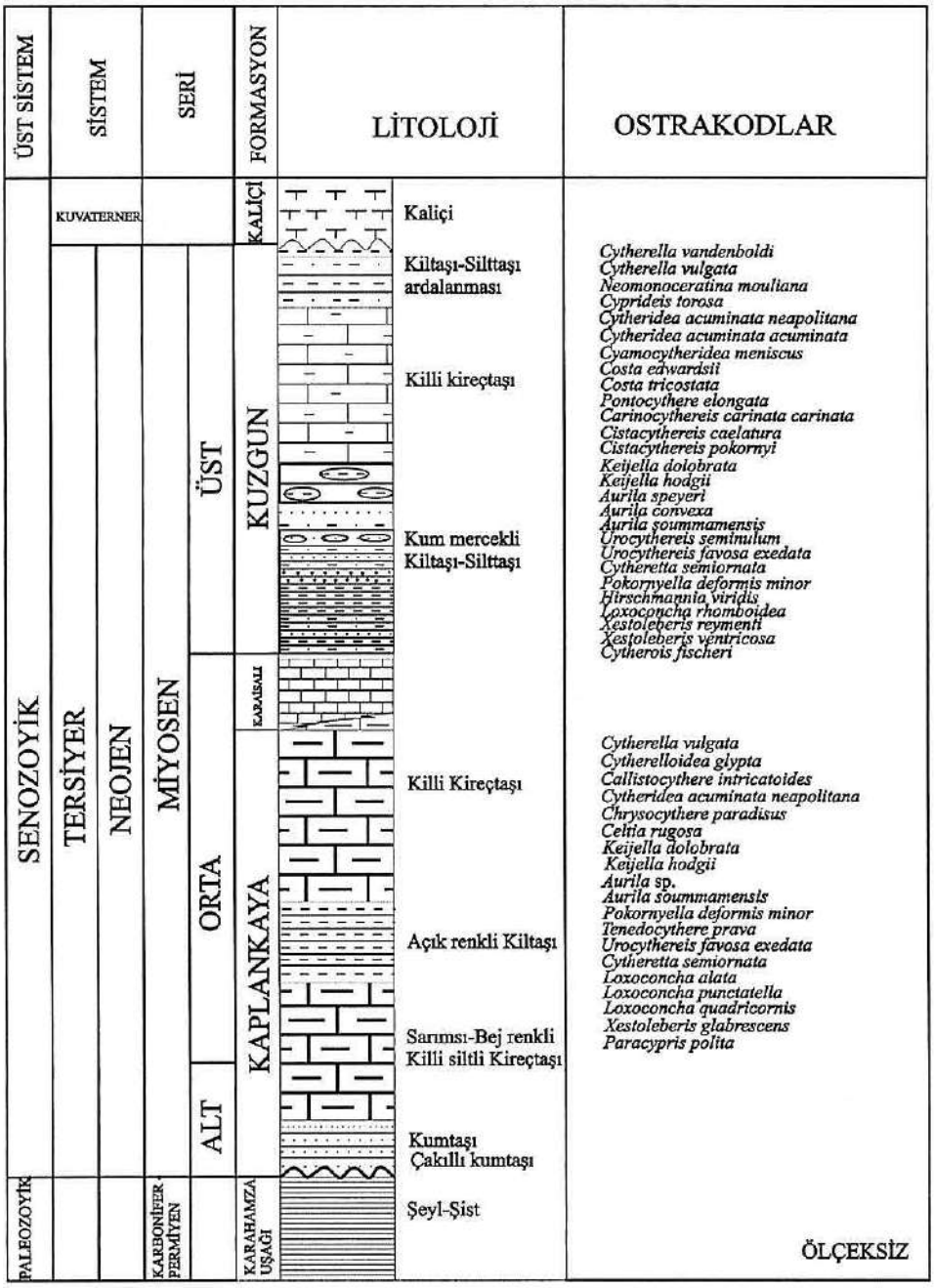
Bu çalışmada tanımlanan *Neomonoceratina, Aurila, Cytherois, Pontocythere, Carinocythereis, Caudites, Cytheretta, Pokornyella, Hermanites, Tenedocythere, Urocythereis* gibi ostrakod cinsleri ile Kuzgun Formasyonu'nda epi-neritik ortamın egemen olduğu söylenebilir.

Ancak, Kuzgun Formasyonu içerisinde ağırlıklı olarak epi-neritik ortamı karakterize eden ostrakod cinslerin yanında; *Loxoconcha, Hirschmannia* gibi lagünden litorale geçiş gösteren; *Cytheridea, Cyamocytheridea* gibi lagünden epineritik ortama dek değişim sunan ve *Cyprideis* gibi lagüner ortamı karakterize eden cinsler de tayin edilmiştir. Bu durum, deniz seviyesinde alçalıp yükselmelerin ve çalkantılı bir dönemin varolduğu şeklinde açıklanabilir.

Referans Kesitlerin Tanıtımı

ÜCSk. I. (Anadolu Cam Sanayi Civarı) kesitinin fosil içeriği, litolojik ve ortamsal özellikleri :

ÜCSk. I Kesiti 1/25 000 ölçekli Mersin O33-b1 paftasında, x: 57750, y:83800 koordinatlarında başlamakta ve x:57500,



Şekil 2. İnceleme Alanının Genelleştirilmiş Stratigrafik Kesiti.

Çizelge 2. Kuzgun Formasyonu'nda tanımlanan ostrakodların diğer Akdeniz Havzalarıyla ve önceki çalışmalarla deneştirilmesi.
* Kuzgun Formasyonu içerisinde tanımlanan ostrakodlar.

OSTRAKODLAR / DİĞER ÇALIŞMALAR	Ege adaları; (Sissingh, 1972)	Cezayir; (Yassini, 1979)	Mut Havzası; (Tanar, 1989)	Tunus; (Bonaduce ve diğ., 1992)	K Adana; (Şafak, Ünlügenç, 1992)	K-KD Adana; (Şafak, 1993a)*	Gözne-Mersin; (Nazik, 1993)	KB Mersin; Şafak, 1993b)	Antakya; (Şafak, 1993c)	İskenderun; (Nazik, 1994)	İncirlik-Adana; (Usta, 1994)*	Eshab-ı Kehf (Tarsus-Mersin); Şafak - Nazik, 1994*	Adana Baseni ve Misis; Nazik-Gökçen, 1995 *	Mut- Ermenek; (Şafak ve Gökçen, 1996)	Salbaş-Adana; (Nazik, 1996)*	İncirlik (Adana Güneydoğusu);Şafak vd., 1995*	Yenice (Tarsus) kuzeyi; Öğrünç,1996*	Adana Baseni; Öğrünç,2001*	Adana Havzası; Avşar vd., 2006*	G Adana; Şafak, 2006*
Cytherella vandenboldi	x		x	x	x			x	x		x	x		x		x				x
Cytherella vulgata	x		x		x			x	x		x			x		x				x
Cytherelloidea glypta									x		x	x			x					x
Microcytherura sp.																x	x	x		x
Microcytherura angulosa		x																		
Neomonoceratina mouliana	x		x		x				x		x	x		x		x	x		x	x
Neomonoceratina acupicta				x																x
Leptocythere levis									x											
Leptocythere festiva				x	x															
Leptocythere sp.																				
Callistocythere montana				x					x					x		x		x	x	x
Callistocythere intricatoides																				x
Callistocythere mediterranea																				x
Cyprideis seminulum											x			x		x	x		x	x
Cyprideis torosa		x														x		x	x	x
Keijella hodgii			x		x	x	x		x		x	x			x	x	x	x	x	x
Aurila speyeri						x			x		x						x			x
Aurila sp. (B.)			x	x							x						x			x
Aurila convexa	x	x							x	x	x			x		x	x	x		x
Aurila soummamensis			x		x	x	x	x	x		x	x			x		x			x
Aurila ducasseae					x	x		x	x	x	x	x					x			x
Cyprideis sohni												x					x			x
Cytheridea ac.ac	x										x	x	x		x	x	x	x	x	x
Cytheridea ac. nea.		x								x	x	x	x		x					
Cyamocytheridea miniscus						x			x			x	x							
Cyamocytheridea polygona									x											
Tegmenia rugosa										x										
Celtia quadridentata		x										x	x			x	x		x	x
Pontocythere elongata									x											
Carinocythereis antiquata		x							x	x	x	x			x		x	x	x	
Costa edwardsii	x								x		x	x								
Costa tricostata											x	x				x	x			x
Cistacythereis pokornyi								x	x		x	x		x	x					x
Cistacythereis caelatura									x	x	x	x	x			x				x
Caudites geniculatus																				
Cytherella semiornata									x	x	x					x			x	x
Hirschmannia viridis																				x
Hermanites haidingeri minor					x	x		x	x		x				x					
Tenedocythere prava									x	x	x									
Loxoconcha rhomboidea		x		x	x			x	x	x	x	x	x		x	x	x	x	x	x
Loxoconcha tumida		x			x			x	x											
Loxoconcha alata								x												x
Pokornyella deformis minor			x		x	x	x	x	x	x										x
Urocythereis seminulum									x			x	x		x					
Urocythereis favosa								x	x	x	x	x				x				
Xestoleberis communis		x		x					x					x						x
Xestoleberis reymenti	x								x			x				x	x			x
Xestoleberis ventricosa				x					x		x									x
Xestoleberis glabrescens			x		x	x	x	x	x		x	x	x	x			x			x
Xestoleberis depressa										x										
Cytherois fischeri																				x
Paracypris polita			x		x	x	x		x		x	x		x		x	x		x	x

y:83700 koordinatlarında bitmekte olan ölçülmüş bir referans kesittir. Kesit 20 m olarak ölçülmüş olup 8 örnek derlenmiştir. Tabakalar K 28 D doğrultulu olup 150 GD'ya eğimli olarak bulunmaktadır.

Ölçülen bu kesitte killi kireçtaşı hakim olarak gözlenmektedir. Bu killi kireçtaşlarının içerisinde yer yer ara katmanlı kumtaşlarından oluşan kesit kumtaşı-kireçtaşı ve killi kireçtaşı ile son bulmaktadır.

Kesitte derlenen ostrakod türlerinden; *Carinocythereis carinata carinata, Keijella hodgii, Aurila speyeri, Urocythereis favosa, Xestoleberis reymenti, Cytherois fischeri kapak sayısı yaygın; Cyamocytheridea meniscus, Costa edwardsii, Costa tricostata, Cistacythereis pokornyi, Urocythereis seminulum, Cytheretta semiornata, Hirschmannia viridis, Loxoconcha rhomboidea, Xestoleberis ventricosa kapak sayısı nadir; Cytherella vandenboldi, Cytheridea acuminata acuminata, Pontocythere elongata, Aurila ducasseae, Loxoconcha alata, Xestoleberis glabrescens* ise kapak sayısı çok nadir olarak gözlenmektedir (Şekil 3).

Bu kesitin içerdiği *Cytherella, Pontocythere, Cistacythereis, Aurila, Urocythereis, Cytheretta, Cytherois, Xestoleberis, Costa, Keijella,* gibi ostrakod cinsleri genellikle sığ deniz ortamını karakterize etmektedir ve istif Tortoniyen katına aittir.

ÜCSk. II. (Anadolu Cam Sanayi Civarı) kesitinin fosil içeriği, litolojik ve ortamsal özellikleri:

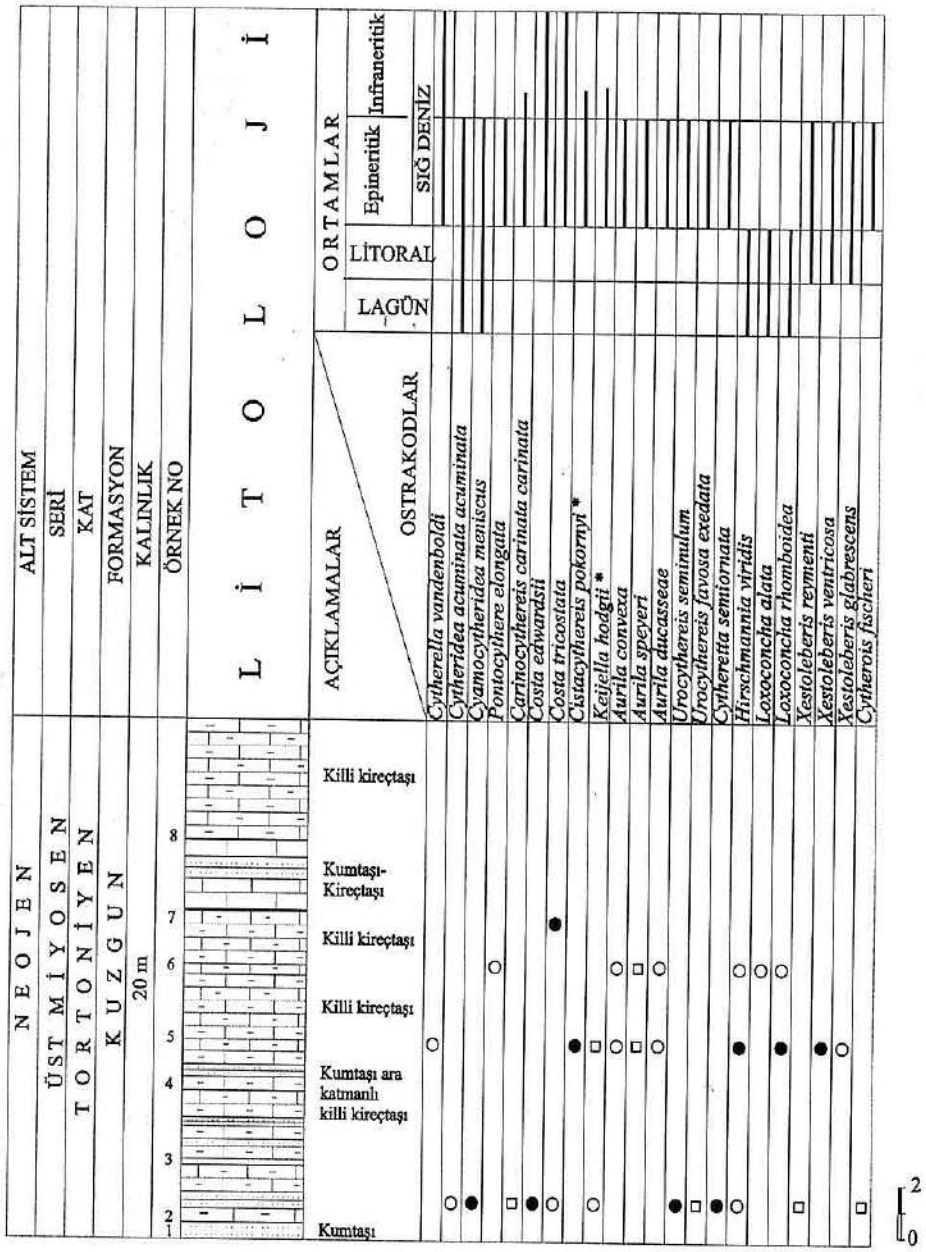
ÜCSk. II Kesiti 1/25 000 ölçekli Mersin O33-b1 paftasında x: 57900, y:83800 koordinatlarında başlamakta ve x:57600, y:83700 koordinatlarında bitmekte olan ölçülmüş bir referans kesittir. Kesit 20 m olarak ölçülmüş olup 7 örnek derlenmiştir. Tabakalar K 32 D doğrultulu olup 220 GD'ya eğimli olarak bulunmaktadır.

Ölçülen bu kesitin alt seviyesinde 6m kalınlıkta yumuşak sarımsı renkli – fosilli killi kireçtaşı yer almaktadır; üzerinde 8 m kalınlıkta killi kireçtaşı – silttaşı ardalanmasını 3m kalınlıkta yumuşak krem-sarı renkli kil taşı izlemektedir. Kesitin üst seviyesi kaliçi ile son bulmaktadır.

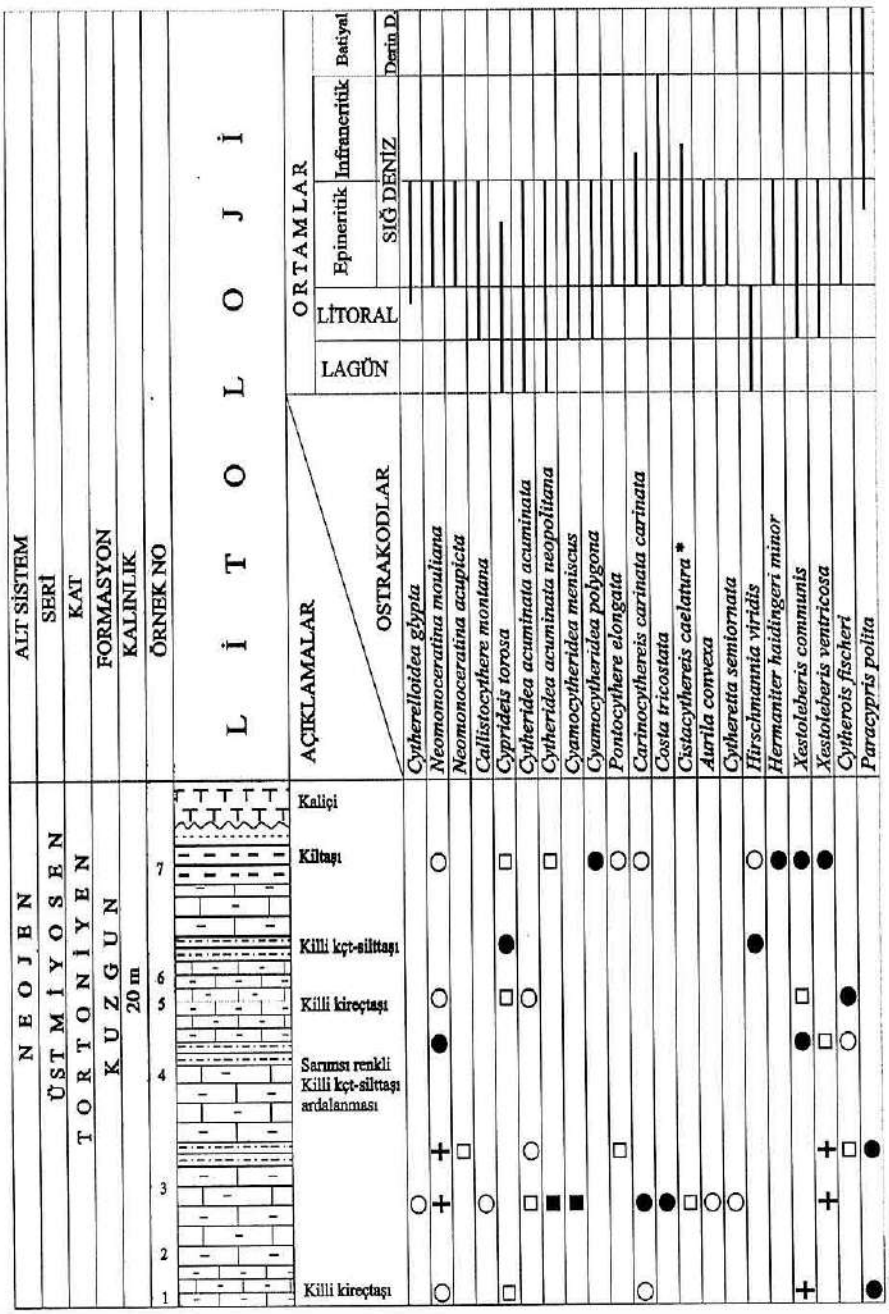
Kesitte derlenen ostrakod türlerinden; *Neomonoceratina mouliana, Xestoleberis communis, Xestoleberis ventricosa* kesitin alt seviyelerinde kapak sayısı çok sık; üste doğru ise kapak sayısı nadir olarak gözlenmektedir.

Ayrıca *Cytheridea acuminata neapolitana, Cyamocytheridea meniscus* genellikle kapak sayısı sık; *Neomonoceratina acupicta, Cyprideis torosa, Cytheridea acuminata acuminata, Pontocythere elongata, Cistacythereis caelatura, Cytherois fischeri genellikle kapak sayısı yaygın; Cyamocytheridea polygona, Costa tricostata, Hirschmannia viridis, Hermanites haidingeri minor, Paracypris polita* genellikle kapak sayısı nadir; *Cytherelloidea glypta, Callistocythere montana, Aurila convexa, Cytheretta semiornata* kapak sayısı çok nadir olarak gözlenmektedir (Şekil 4).

Bu kesitin içerdiği ostrakod cinsleri genellikle sığ deniz ortamını karakterize



Şekil 3. UCSk-I Stratigrafik kesiti ve ortam tablosu
(Ostrakodların yaşam ortamları için Morkhoven, 1963'den yararlanılmıştır).
* (Sissingh, 1972 ve Doruk, 1973'den yararlanılmıştır).



Şekil 4. UCSk-II Stratigrafik kesiti ve ortam tablosu.

etmektedir ve Tortoniyen katına ait olduğu sonucuna varılmıştır.

Ev-III (Evci) kesitinin fosil içeriği, litolojik ve ortamsal özellikleri:

Ev-III kesiti 1/25 000 ölçekli Mersin O33-b1 paftasında x: 58197, y:84244 kordinatlarında başlamakta ve x:58030, y:84240 koordinatlarında bitmekte olan ölçülmüş bir referans kesittir. Kesit 4,5 m olarak ölçülmüş olup 7 örnek derlenmiştir. Tabakalar K 41 D doğrultulu olup 140 GD'ya eğimli olarak bulunmaktadır.

Evci köyü GB'sında ölçülen bu kesitte fosilli kiltaşları hakim olarak gözlenmektedir. Kesit alt seviyede 60 cm kalınlığında $CaCO_3$ çimentolu kiltaşı ile başlar, üste doğru fosilli kiltaşı ile devam etmektedir. Fosilli kiltaşları üzerinde 1 m kalınlığında tabakalar arasında bant halinde yumrucuklar içeren sertleşmiş kiltaşları bulunmaktadır. Kesit en üstte kaliçi ile son bulmaktadır.

Kesitte *Cytheridea acuminata neapolitana, Pokornyella* deformis minor gibi ostrakod türlerinin kapak sayısı çok sık; *Neomonoceratina mouliana, Carinocythereis carinata carinata, Aurila speyeri, Aurila soumamensis gibi türlerin kapak sayısı sık; Cytherella vandenboldi, Cytherella vulgata, Cyprideis torosa, Cistacythereis caelatura, Xestoleberis reymenti, Xestoleberis ventricosa gibi türlerin kapak sayısı yaygın;, Pontocythere elongata, Keijella dolobrata gibi türlerin kapak sayısı nadir; Aurila convexa, Hirschmannia viridis, Loxoconcha rhomboidea* gibi türlerin ise kapak sayısı çok nadir olarak gözlenmektedir (Şekil 5).

Kesitte litoral ortamı karakterize eden ostrakod türleri nadir olarak gözlenmektedir. Çok sık ve sık olarak gözlenen ostrakod türleri ortamın genellikle epineritik olduğuna işaret etmekte ve Tortoniyen katına aittir.

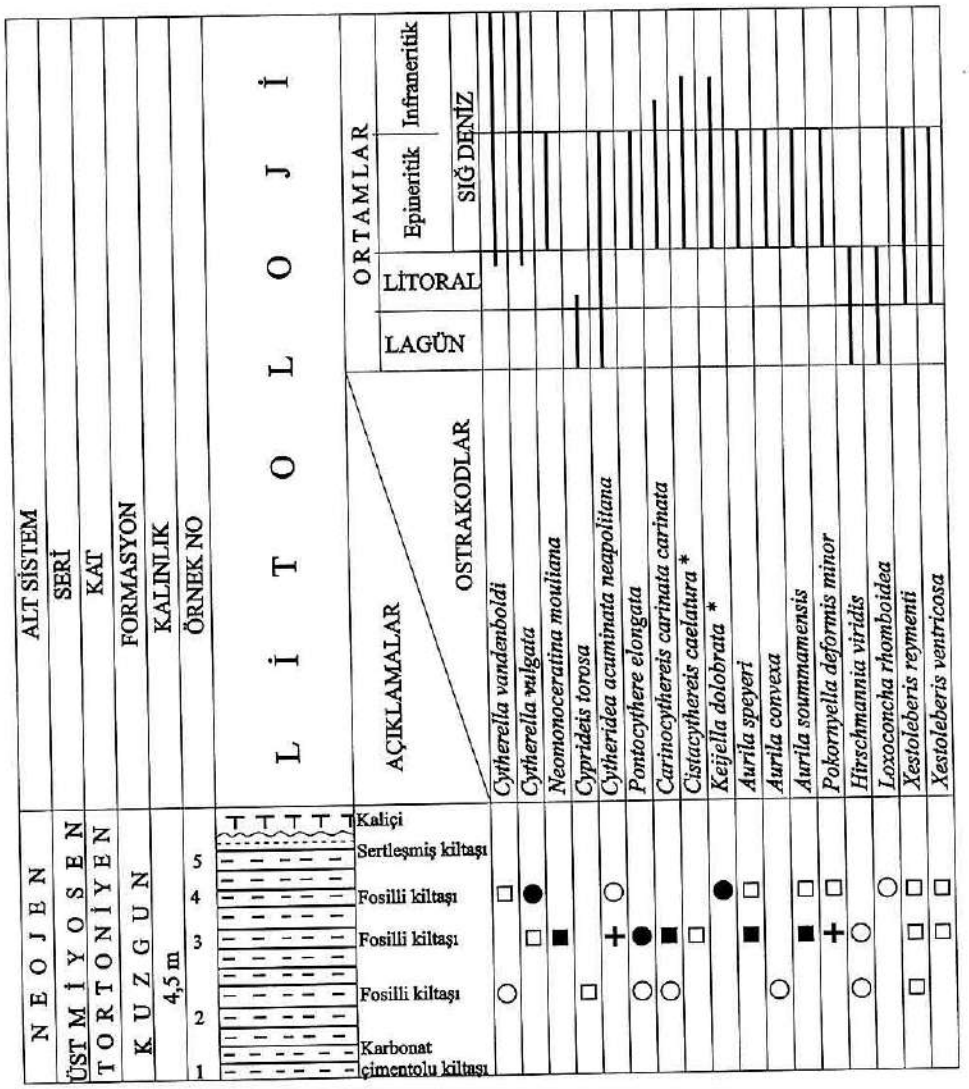
Ev- IV (Evci-Katran ocağı) kesitinin fosil içeriği, litolojik ve ortamsal özellikleri :

Ev-IV kesiti 1/25 000 ölçekli Mersin O33-b1 paftasında x: 57991, y:84776 koordinatlarında başlamakta ve x:57850, y:84700 koordinatlarında bitmekte olan ölçülmüş bir referans kesittir. Kesit 14,5 m olarak ölçülmüş olup 20 örnek derlenmiştir. Tabakalar K 41 D doğrultulu olup 320 GD'ya eğimli olarak bulunmaktadır.

Evci köyünün kuzeyi Katran ocağı mevkiden ölçülen bu kesit Kuzgun Formasyonu'nun en iyi sekansı olarak gözlenmektedir.

Kesit alt seviyede kumtaşı-kil-silttaşı, bantlarıyla başlamakta ve silttaşı, kiltaşı, ile devam etmektedir. Kiltaşı üzerinde üste doğru tane buyu incelen çakıltaşı-kumtaşı-silttaşı ile kiltaşı mercekleri bulunmaktadır. Kiltaşı mercekleri üzerinde kiltaşı-siltaşı-kumtaşı bulunmaktadır ve kesit kiltaşı kumtaşı ardalanması arasında karbonat çimentolu sert kumtaşı ile devam etmektedir. Üste doğru klavuz seviye olan Ostrea'lı kumtaşı ve hemen üstünde kumtaşı bulunmaktadır ve kesit en üstte kaliçi ile son bulmaktadır.

Kesitte tane buyu kabalaşıp incelen bir istifin ve kiltaşı merceklerinin bulunması su seviyesindeki sürekli çalkantının işaretidir.



Şekil 5. Ev-III Stratigrafik kesiti ve ortam tablosu.

Kesitin içerdiği ostrakod cins ve türlerinden *Cytherella vandenboldi, Cyprideis torosa, Cytheridea acuminata neapolitana, Pontocythere elongata, Carinocythereis carinata carinata, Aurila* sp. *B., Xestoleberis reymenti kapak sayısı yaygın; Neomonoceratina mouliana, Cyprideis seminulum, Cyamocytheridea meniscus, Loxoconcha tumida, Xestoleberis ventricosa* kapak sayısı nadir; *Microcytherura* sp., *Leptocythere* sp., *Leptocythere levis, Leptocythere festiva,*

Callistocythere montana, Tegmenia rugosa, Celtia quadridentata, Aurila speyeri, Aurila convexa, Aurila ducasseae, Aurila soumamensis, Pokornyella deformis minor, Urocythereis favosa, Xestoleberis glabrescens, Paracypris polita kapak sayısı çok nadir olarak gözlenmektedir (Şekil 6).

Kesitin içerdiği ostrakod türlerine göre genellikle epineritik koşullardaki bir sığ denizden, litoral ortama daha sonra lagüner ortama geçiş gösteren bir istif gözlenmektedir ve Tortoniyen katını belirtmektedir.

Sr-V (Sarıibrahimli) kesitinin fosil içeriği, litolojik ve ortamsal özellikleri :

Sr-V ölçülü stratigrafi kesiti 1/25 000 ölçekli Mersin O33-b1 paftasında x: 57275, y:85250 koordinatlarında başlamakta ve x:57440, y:85200 koordinatlarında bitmekte olan ölçülmüş bir referans kesittir. Kesit 4,5 m olarak ölçülmüş olup 18 örnek derlenmiştir. Tabakalar K 14 D doğrultulu olup 50 GD'ya eğimli olarak bulunmaktadır.

Kesit alt seviyede sarımsı renkli kiltaşı yer almakta, üzerinde siltaşı, kumtaşı ve çimentosu az kiltaşı bulunmaktadır. Çok ince kumtaşı-siltaşı bandıyla devam eden kesiti çok ince bantlı sarımsı-krem renkli kiltaşı ve kumtaşı izlemekte, kesitin üst bölümlerini kumtaşı, $CaCO_3$ 'lı merceksi kiltaşı oluşturmaktadır. Kesit en üstte bitkisel toprak ile son bulmaktadır.

Kesitin içerdiği ostrakod türlerinden Cyprideis torosa genellikle kapak sayısı çok sık ve yaygın olarak değişen bollukta gözlenmektedir.

Ayrıca *Cytherella vandenboldi, Cyprideis seminulum, Cyprideis sohni, Pontocythere elongata, Xestoleberis reymenti, Xestoleberis depressa* gibi türlerin kapak sayısı yaygın; *Cytherella vulgata, Cytherelloidea glypta, Neomonoceratina mouliana, Cyamocytheridea meniscus, Cytheridea acuminata neapolitana, Costa edwardsii, Aurila convexa, Tenedocythere prava, Xestoleberis ventricosa,* gibi türlerin kapak sayısı nadir; Microcytherura angulosa, *Leptocythere levis, Callistocythere montana, Callistocythere intricatoides, Callistocythere mediterranea, Carinocythereis carinata carinata, Cytheridea acuminata acuminata, Keijella hodgii, Urocythereis seminulum, Caudites geniculatus, Hirschmannia viridis,* gibi türlerin ise kapak sayısı çok nadir olarak gözlenmektedir (Şekil 7).

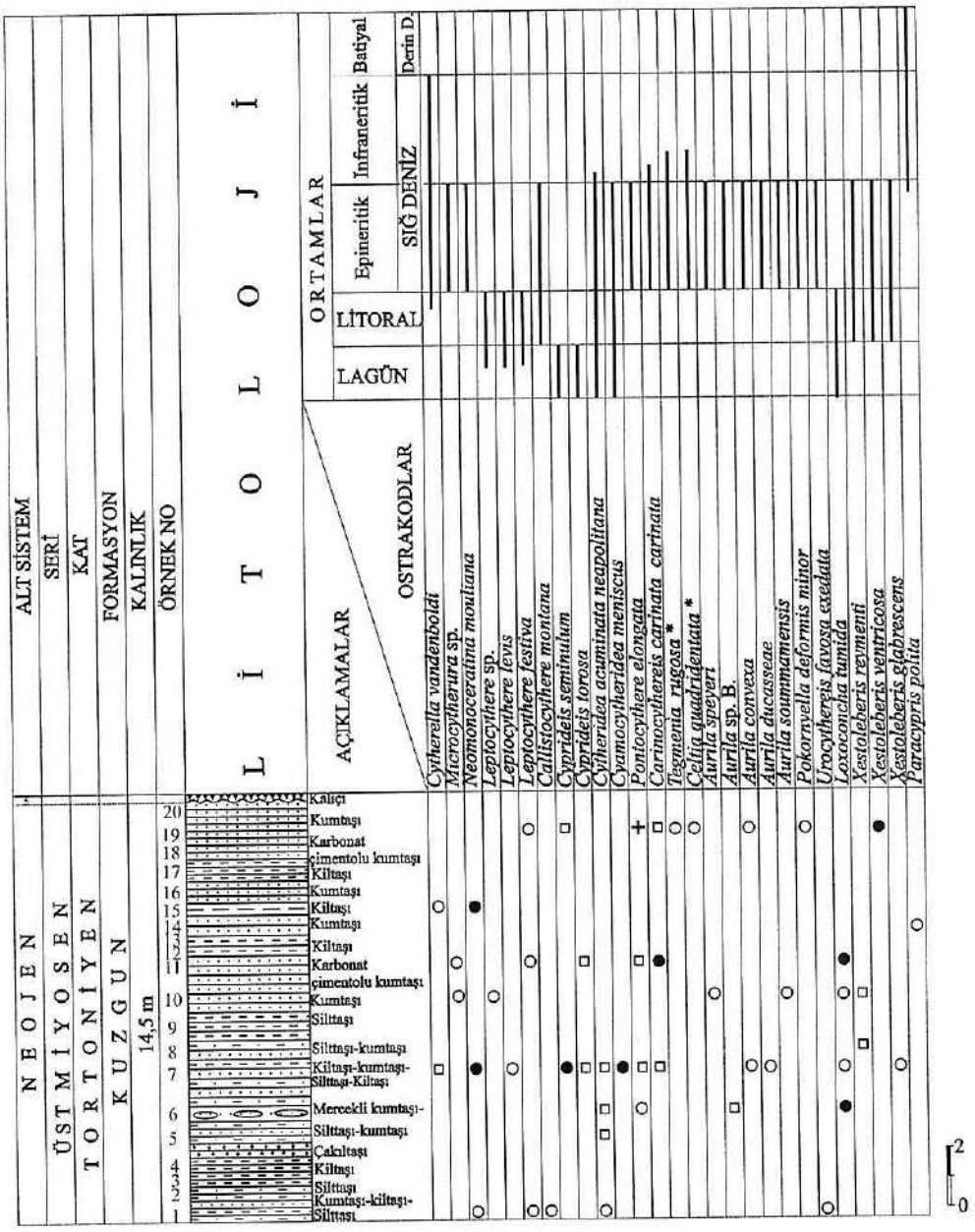
Kesitte *Cyprideis* gibi brahik ortam topluluklarının bol bulunmasına rağmen beraberinde epineritik- infraneritik ortamı ifade eden sığ denizel türler de az bulunmaktadır. Ayrıca yer yer *Leptocythere, Callistocythere, Xestoloberis* türlerinin varlığı ile ortamın iyice sığlaştığı lagün ortamına geçtiği söylenebilmektedir.

İstif Tortoniyen çağında oluşmuştur.

3. SONUÇLAR

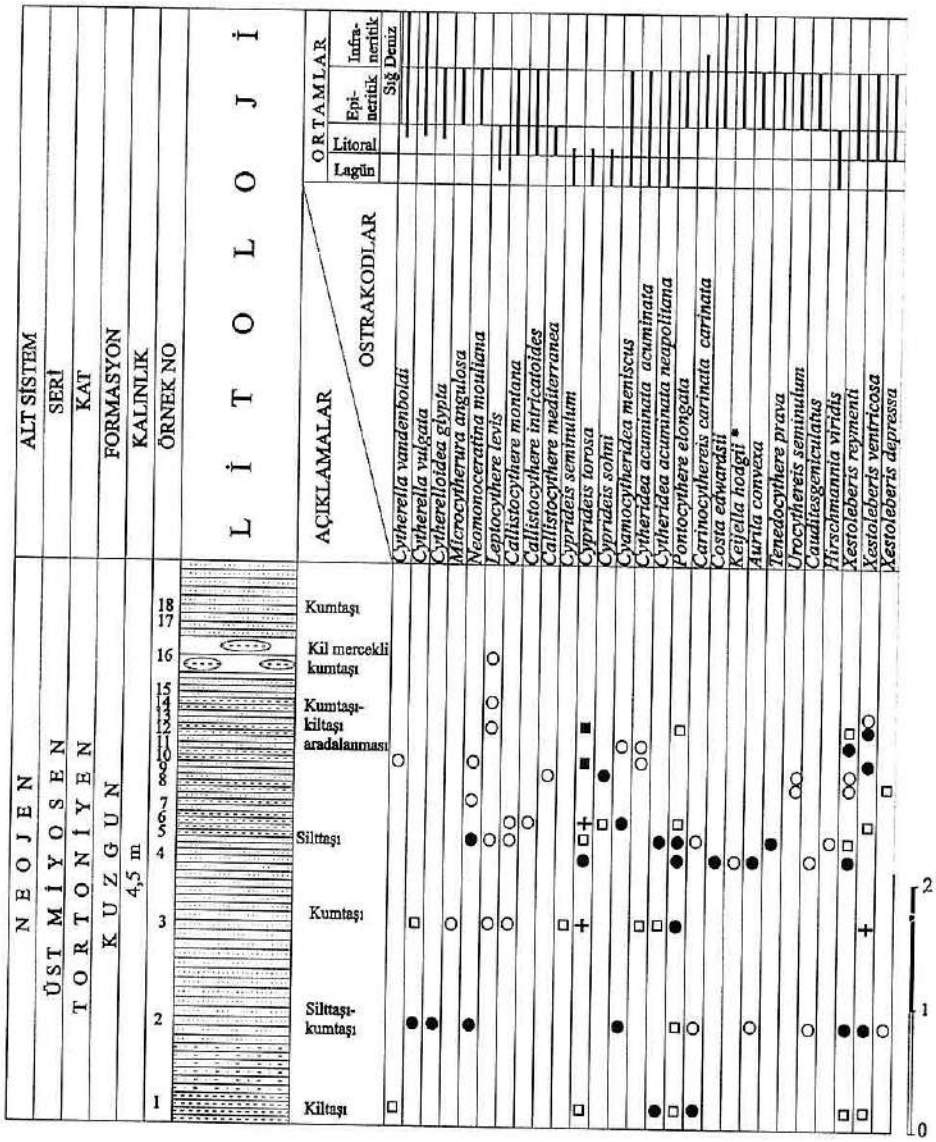
Daha önceki yıllarda yapılmış çalışmalarda özellikle Kuzgun Formasyonu'na ait detaylı sedimenter kesitleri oluşturulmuş, formasyona ait mikrofosil grupları araştırılarak değerlendirilmiştir.

Birimin özellikle sığ deniz seviyelerini



Şekil 6. Ev-IV Stratigrafik kesiti ve ortam tablosu.

içeren bölümleri de bu çalışma ile detaylandırılmış ve deniz seviyesindeki sık değişimle gelişen ostrakod topluluğu tanımlanmıştır.



Şekil 7. Sr-V Stratigrafik kesiti ve ortam tablosu.

Bu amaçla Kuzgun Formasyonu'nu en iyi yansıtan yerlerden (Anadolu cam sanayi civarı, Evci, Sarıibrahimli) 5 adet sık ölçülü referans kesit alınarak, birimin stratigrafik, paleontolojik ve paleoekolojik değerlendirilmesi yapılmıştır.

Kesitlerden elde edilen 58 yıkama örneğinden, 39 örnekte ostrakod bulunmuştur. Ayırtlanan ostrakodların 28 cinsi ve 49 türü tanımlanmıştır.

Kuzgun Formasyonu içerisinde ağırlıklı olarak *Neomonoceratina, Aurila, Cytherois, Pontocythere, Carinocythereis, Caudites, Cytheretta, Pokornyella, Hermanites, Tenedocythere, Urocythereis* gibi epi-neritik ortamı karakterize eden ostrakod cinslerin yanında; *Loxoconcha, Hirschmannia* gibi lagun-litoral ortam ile *Cyprideis* gibi lagüner ortamı karakterize eden cinsler de tanımlanmıştır. Bu durum, deniz seviyesinde alçalıp yükselmelerin ve çalkantılı bir dönemin varolduğu şeklinde açıklanmıştır.

Bu çalışmada tanımlanan ostrakod türleri (*Cytherelloidea glypta, Neomonoceratina acupicta, Neomonoceratina mouliana, Callistocythere montana, Cytheridea acuminata acuminata, Cytheridea acuminata neapolitana, Cyamocytheridea meniscus, Cyprideis torosa, Cyamocytheridea polygona, Hermanites haidingeri minor, Aurila convexa, Caudites genuculatus* gibi) ile; önceki çalışmalarda dikkate alınarak birimin Tortoniyen katına ait olduğu sonucuna varılmıştır.

EK-1

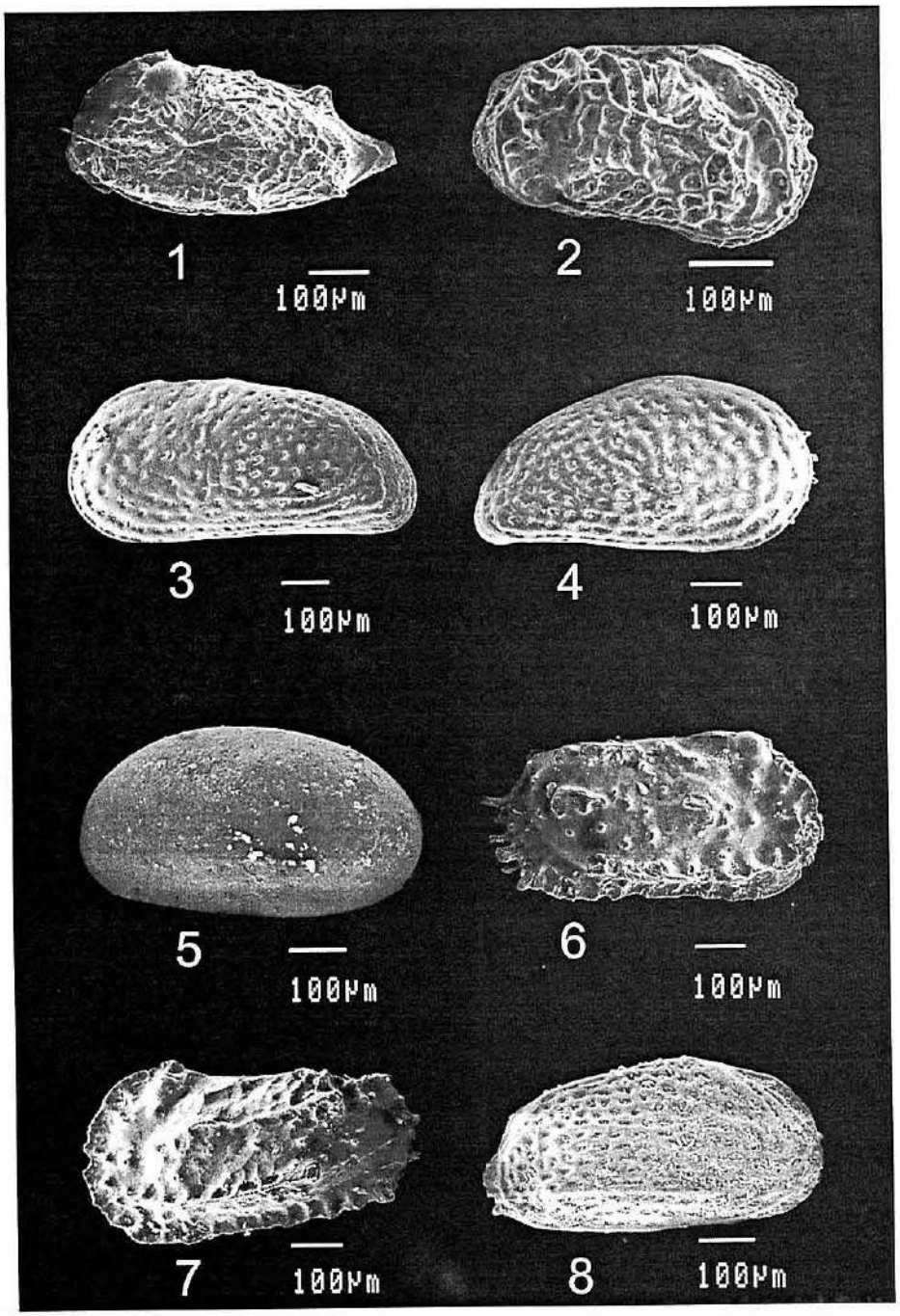
İndex

Cytherella vandenboldi Sissingh
Cytherella vulgata Ruggieri
Cytherelloidea glypta Doruk
Microcytherura angulosa (Sequenza)
Neomonoceratina mouliana Sissingh
Neomonoceratina acupicta Bonaduce, Ruggieri, Russo, ve Bismuth
Leptocythere levis G.W. Müller
Leptocythere festiva Bonaduce, Ruggieri, Russo ve Bizmuth
Callistocythere montana Doruk
Callistocythere intricatoides (Ruggieri)
Callistocythere mediterranea Doruk
Cyprideis seminulum (Reuss)
Cyprideis sohni Bassiouni
Cyprideis torosa (Jones)
Keijella hodgii Brady
Keijella dolobrata Doruk
Aurila speyeri (Brady)
Aurila convexa (Baird)
Aurila soumamensis Coutelle ve Yassini
Aurila ducasseae Moyes
Aurila sp. B.Bassiouni
Cytheridea acuminata acuminata Bosquet
Cytheridea acuminata neapolitana Kollmann
Cyamocytheridea meniscus Doruk
Cyamocytheridea polygona Doruk
Tegmenia rugosa Costa
Celtia quadridentata (Baird)
Pontocythere elongata (Brady)
Carinocythereis carinata carinata (Roemer)
Costa edwardsii (Roemer)
Costa tricostata (Reuss)
Cistacythereis caelatura Uliczny
Cistacythereis pokornyi Ruggieri
Cytheretta semiornata (Egger)
Pokornyella deformis minor (Moyes)
Hirschmannia viridis O.F.Müller
Hermanites haidingeri minor Ruggieri
Tenedocythere prava (Baird)
Caudides geniculatus Bonaduce, Ruggieri, Russo, ve Bismuth
Loxoconcha rhomboidea (Fischer)
Loxoconcha tumida Brady
Loxoconcha alata Brady
Urocythereis seminulum Sequenza
Urocythereis favosa exedata Uliczny
Xestoleberis reymenti Ruggieri
Xestoleberis communis Müller
Xestoleberis ventricosa Müller
Xestoleberis glabrescens (Reuss)
Xestoleberis depressa Sars
Cytherois fischeri (Sars)
Paracypris polita Sars

LEVHA 1

Şekil 1. *Neomonoceratina mouliana*
Sol kapak, dış görünüm, Ucsk II Kesiti, 5 nolu örnek.
Şekil 2. *Callistocythere intricatoides*
Kabuk, sağ yan görünüm, Sr V kesiti, 9 nolu örnek.
Şekil 3. *Cytheridea acuminata neopolitana*
Sol kapak, dış görünüm, Sr V Kesiti, 3 nolu örnek.
Şekil 4. *Cytheridea acuminata acuminata*
Sağ kapak, dış görünüm, Sr V Kesiti, 3 nolu örnek.
Şekil 5. *Cyamocytheridea meniscus*
Kabuk, Sağ yan görünüm, Ev IV Kesiti, 7 nolu örnek.
Şekil 6-7. *Carinocythereis carinata carinata*
6. Sağ kapak, dış görünüm, Ev III Kesiti, 3 nolu örnek.
7. Sol kapak,dış görünüm, UCSk II Kesiti, 3 nolu örnek.
Şekil 8. *Tegmenia rugosa*
Kabuk, sağ yan görünüm, Ev-IV kesiti, 19 nolu örnek.

LEVHA 1



4. KATKI BELİRTME

Yazarlar, Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanlığına, araştırmanın çeşitli aşamalarında yardımlarını gördükleri sayın Prof. Dr. Ulvican Ünlügenç'e (Ç.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü), Sayın Yrd. Doç. Dr. Alican Kop'a (Kahramanmaraş Sütçü İmam Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü), ostrakodların Scanning Elektron Microskop'ta çekimlerini sağlayan TPAO (Ankara)'na içten teşekkür ederler.

5. KAYNAKLAR

Avşar, N., Nazik, A., Dinçer, F. ve Darbaş, G., 2006, Adana Havzası Kuzgun Formasyonunun mikro fosiller ile ortamsal yorumu, Hacettepe Yerbilimleri Dergisi, 27 (1), 1-21.

Bassiouni, M.A., 1979, Brackische und marine Ostrocoden (Cytherideinae, Hemicytherinae, Trachyleberidinae) aus dem Oligozaen und Neogen der Turkei, Geol. Jb. Reihe B, Heft 31, Hannover, 1-200.

Bonaduce, G., Ruggieri, G., Russo, A. and Bismuth, H., 1992, Late Miocene from the Ashtart 1 well (Gulf of Gabes, Tunisia), Bollettino della Societa Paleontologica İtaliana, 31 (1), 3-93,26 pls, Modena.

Doruk, N., 1973, A stereo-atlas of ostracod shells, Puplished by the department of Geology in the University of Leicester, volume 1, part 1, England.

Doruk, N., 1979, Neogene and Quaternary Ostracoda of Adana and Antakya Basins (Turkey), Proceedings of the VII International Symposium on Ostracodes, Beograd, 165-172.

İlker, S., 1975, Adana basen kuzeybatısının jeolojisi ve petrol olanakları, Türkish

Petroleum Corporation. Report no: 973, 63p.

Morkhoven, F.P.T., 1962, Post Paleozoic Ostracoda, Elsevier edit., 1:1-244.

Nazik, A., 1993, Gözne (Mersin) yöresi kırıntılı istifinin ostrakod biyostratigrafisi ve ortamsal yorumu, Doğa-Türk Yerbilimleri Dergisi, 2:167-173, Ankara.

Nazik, A., 1994, İskenderun Körfezi Holosen ostrakodları, MTA Dergisi, sayı 116, s.15-20, Ankara.

Nazik, A., 1996, Salbaş-İmamoğlu (Adana) bölgesi Geç Tersiyer ostrakodları, Ç.Ü. Geosound Dergisi, sayı 29, s.213, Adana.

Nazik, A. and Gökçen, N., 1995, Ostracods of the uppermost Tertiary srquence of the North Adana Basin and Misis area, in Ostracoda and Biostratigraphy, J. Riha, ed: A. A. Balkema, Rotterdam, p. 251-260, Balkema-Rotterdam.

Öğrünç, G., 1996 Yenice (Tarsus) kuzeyi Neojen istifinin mikropaleontolojik incelenmesi ve ortamsal özellikleri,Ç.Ü. Fen Bilimleri Ens. Yüksek Lisans Tezi, 115s., eylül, 5lev., Adana.

Öğrünç, G. ve Nazik, A., 1998. Yenice (Tarsus) kuzeyi (Adana Baseni) Üst Miyosen-Pliyosen istifinin ostrakod faunası, Türkiye Jeoloji Bülteni, C:41,No:1, 63-84, Ankara.

Öğrünç, G., 2001, Messiniyen tuzluluk krizi sırasındaki ve sonrasındaki

Çökellerin stratigrafisi ve Paleoekolojisi. Bir örnek ;Adana Baseni, Ç.Ü. Fen Bilimleri Ens. Doktora Tezi, 218s., 27kas., 9lev., Adana.

Özer, B., Biju-Duval, B., Courrier, P. ve Letouzey, J.,1974, Antalya-Mut-Adana Neojen Havzaları Jeolojisi, Türkiye ikinci Petrol Kongresi Tebliğleri, 57-84, Ankara.

Schmidt, G.C., 1961, Stratigraphic Nomenclature for the Adana Region Petroleum District., 7. Petroleum Administration Bull., 6, 47-63, Ankara.

Sissingh, W., 1972, Late Cenozoic Ostracode of the South Aegean Island, Arc.Bull. Utrecht. Micropaleont., 6: 1-187.

Şafak, Ü., 1993a, Karsantı yöresinde (KKD Adana) yüzeyleyen Tersiyer istifinin ostrakod dağılımı ve ortamsal özellikleri, Türkiye Jeoloji Bülteni, c.36, s.1, 95-111, Adana.

Şafak, Ü., 1993b, Işıktepe-Dalakdere (KB Mersin) civarının Miyosen biyostratigrafisi, Ç.Ü. Geosound Dergisi, sayı 30, s.255, Ankara.

Şafak, Ü., 1993c, Antakya Havzası ostrakod biyostratigrafisi, Türkiye Jeoloji Bülteni, c.36, s.2, 115-137, Ankara.

Şafak, Ü. ve Nazik, A., 1994, Eshab-ı Kehf (Tarsus-Mersin) dolayı Neojen istifinin ortamsal yorumu, Ç.Ü. Yerbilimleri Dergisi, 15. Yıl Sempozyumu, 291-300, Adana.

Şafak, Ü. ve Ünlügenç, U.C., 1992, Environmental Interpretation of the Early Miocene depositys (Kaplankaya Formation) in the Adana Basine, Yerbilimleri Dergisi, sayı 20, s.363, Adana.

Şafak, Ü., Ünlügenç, U.C. ve Şenol, M., 1996, İncirlik (Adana güneydoğusu) çevresinde yeralan Geç Miyosen resifinin stratigrafisi ve mikropaleontolojisi, T.J.K. Bülteni, 11, 138-153, Ankara.

Şafak, Ü. ve Gökçen, N., 1996, Die Tertiäre ostrakodenfauna des Mut-Ermenek Gebietes (Türkei), Ç.Ü. Geosound Dergisi, sayı 29, s.9, Adana.

Şafak, Ü., 2006, Adana güneyinde yer alan Geç Miyosen Resif çökellerinin Sondaj karotlarındaki Ostrakodlarla ortamsal analizi, ÇukurovaYerbilimleri Dergisi, 48-49, 179-210, Adana.

Tanar, Ü., 1985, Körlü (Tarsus-Mersin) Bölgesi "Karaisalı, Kuzgun, Memişli" Formasyonlarının Molluska Faunası, Jeoloji Müh. Dergisi, 24, 17-31, Adana.

Tanar, Ü., 1989, Mut Havzası Tersiyer istifinin stratigrafisi ve mikropaleontolojisi, MTA Dergisi, sayı:110, s.175-180, Ankara.

Ternek, Z., 1957, Adana havzasının Alt Miyosen (Burdi-galiyen) formasyonları, bunların diğer formasyonlarla olan münasebetleri ve petrol imkanları, MTA Dergisi, Ankara, 49, 48-66.

Usta, M., 1994, İncirlik Köyü G'i (Adana) dolayının jeolojik incelemesi, Ç.Ü. Fen Bilimleri Ens. Jeol. Müh. Böl. Yüksek Lisans Tezi, 112s., Haziran, 4lev., Adana.

Ünlügenç, U.C. 1986, Kızıldâğ Yayla (Adana) Dolayının Jeoloji İncelemesi, Ç.Ü, Fen Bilimleri Enst, Jeoloji Müh. Bölümü Yüksek lisans Tezi, Adana. 77 s.

Ünlügenç, U.C. ve Demirkol, C, 1988, Kızıldağ Yayla (Adana) dolayının stratigrafisi, Jeoloji Mühendisliği Dergisi,

Sayı: 32-33,17-25, Ankara.

Ünlügenç, U.C., Kelling, G., Williams, G.D., Demirkol, C., 1990, Aspects of Basin Evolution in the Neogene Adana Basin, SE Turkey, International Earth Sciens Congress on Aegean Regions (IESCA), 1-6 October, Edit: Savaşçın, M.Y. and Eronat, A.H., p. 353-369, İzmir.

Yalçın, M.N. ve Görür, N., 1984, Sedimantological evolution of the Adana Basin, International symposium on the Geology of the Taurus Belt, Ankara, 165-172.

Yassini, I., 1979, The littoral system Ostracodes from the bay of Bou-İsmail, Algiers, Algeria., National Iranian Oil Company, Revista Espanoia de Micropaleontologia vol. XI, üm.3, pp 353-416, Tehran, Iran.

Yetiş, C. ve Demirkol, C., 1986, Adana Baseni batı kesiminin detay jeolojik etudü, MTA Rapor No:8037, 187 s., Ankara.

DİNAR (AFYON) YÖRESİ EOSEN (LÜTESİYEN) BENTİK FORAMİNİFERLERİNDE BİYOFABRİK BULGULAR

Muhittin GÖRMÜŞ
Süleyman Demirel Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Isparta/Türkiye
Niyazi AVŞAR, Feyza DİNÇER
Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye
Kubilay UYSAL, Suveyla KANBUR
Süleyman Demirel Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Isparta/Tükiye
Sibel YEŞİLOT-KÖSE
Isparta Kooperatifler Birliği, ISKOP, Isparta/Türkiye
Zümra İÇ
Karayolları 8. Bölge Müdürlüğü, Elazığ/Türkiye

ÖZET: *İnceleme alanı, Dinar (Afyon) ilçesinin merkez ve çevresinde yer almaktadır. Dinar ve yakın çevresindeki stratigrafik istif; temelde Mesozoyik yaşlı birimlerle başlayıp, daha sonra Senozoyik yaşlı kırıntılı ve karbonatlı kayaçlarla devam etmektedir. Bu çalışma, kireçtaşı, kumlu-killi kireçtaşı litolojisine sahip olan Garipçe formasyonu içerisinde gerçekleştirilmiştir. Garipçe formasyonuna ait çökeller içerisindeki iri bentik foraminiferlerin biyofabrik dokularını ve ortamsal yorumlarını ortaya koymak için, Dinar ilçesi merkez ve çevresindeki üç stratigrafik kesit verileri ile arazi gözlemleri değerlendirilmiştir. Özellikle nummulit ve assilinid bireylerinin kayaç içerisindeki (1) konum, (2) A, B istiflenme özellikleri, (3) zenginlik ve (4) baskınlık özellikleri dikkate alınmıştır. Sahadaki Eosen kayaçları içerisinde (1) Nispeten yerinde oluşmuş topluluklar, (2) Yarı otokton topluluklar, (3) Artık topluluklar ve (4) Allokton topluluklar olmak üzere dört topluluk belirlenmiştir. Sahadaki Eosen yaşlı jeolojik ünitelerin nummulit setleri ile ilgili farklı sığ denizel fasiyesleri biyofabrik verilerle tartışılmıştır.*

BIOFABRIC FINDINGS OF THE EOCENE (LUTETIAN) BENTHIC FORAMINIFERA OF THE DINAR (AFYON) REGION

ABSTRACT: *The study area is located at the center of Dinar (Afyon) town and surrounding area. The stratigraphic sequence of Dinar and surrounding area has Mesozoic units at the base and Senozoic aged clastics and carbonate from bottom to top. The study is mainly realized in the Garipçe formation containing the lithology of limestone, sandy and clayey limestone. Three measured stratigraphic sections were*

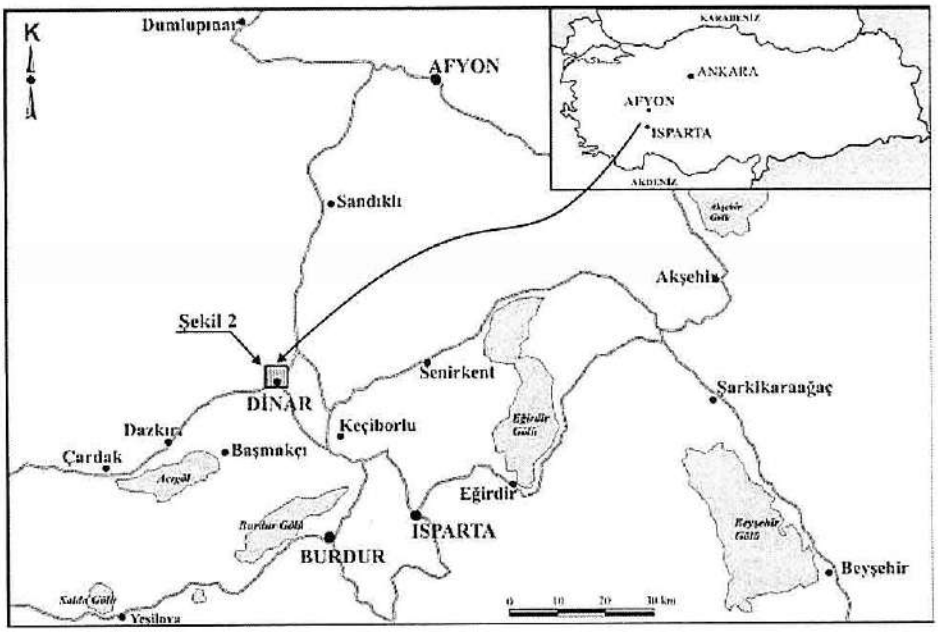
taken from the center of Dinar town and surrounding area for the biofabric and paleoenvironmental interpretations of the larger benthic foraminifera in the sediments of the Garipçe formation. The followings have been taken into consideration for the interpratation of biofabric structures of individuals of nummulit and assilinid; (1) configuration, (2) A, B occurrences, (3) richness and (4) dominance. Based on the obtained data, four main biofabrics were identified from the Eocene sediments as (1) Relatively undisturbed assamblage, (2) para-autochthonous assemblage, (3) residual assemblage and (4) reworked assemblage. Various facieses of shallow water paleoenvironments related to nummulitic banks are under discussion based on the biofabric data.

1. GİRİŞ

İri bentik foraminiferlerin iskeletsel elamanlarının kayaç içerisindeki özelliklerinin incelenmesini konu edinen biyofabrik çalışmaları son yıllarda sedimantolojik ve ortamsal yorumlar açısından önem kazanmaktadır. Türkiye'de biyofabrik konusu üzerinde az oranda rastlanılmaktadır (Görmüş ve Yeşilot-Köse, 1999; Parlar vd. 2006). Bu çalışmanın amacı, Dinar (Afyon) yöresindeki Eosen (Lütesiyen) istifinin iri bentik foraminiferlerinin biyofabrik dokularını ortaya koymak ve bu özelliklerin ortamsal yorumlardaki önemini tartışmaktır. Araştırma, Afyon iline bağlı Dinar ilçesi merkez ve civarında yeralan Garipçe formasyonunda gerçekleştirilmiş olup, inceleme alanı Dinar ilçesinin merkez ve kuzeyinde yer almaktadır (Şekil 1). Saha ve çevresinde farklı jeolojik amaçlı birçok araştırma gerçekleştirilmesine rağmen (Blumental 1947; Gutnic vd. 1979; Koçyiğit, 1982, 1984; Yalçınkaya vd. 1986; Görmüş ve Özkul, 1995; Görmüş ve Yeşilot-Köse, 1999; Yeşilot-Köse, 2000) iri bentiklerin dokusal özellikleri ayrıntıda ortaya konulmamış ve ortamsal özellikler açısından tartışılmamıştır. Saha ve çevresindeki Eosen (Lütesiyen) yaşlı çökellerin bentik foraminifer içeriğinin, çökelme ortamlarının ve yaşlarının ortaya konulması Eosen dönemi jeolojik tarihçenin açıklanması açısından önemlidir. Bu amaç doğrultusunda daha önceden gerçekleştirilen üç adet stratigrafi kesiti örnekleri yeniden gözden geçirilmiş (Görmüş vd. 2007), Keçiborlu ve Uluborlu çevrelerindeki Eosen kayalarındaki saha gözlemleriyle biyofabrik doku değerlendirilmiştir. İri bentik foraminifer el örnekleri ve ince kesitleri Süleyman Demirel Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde saklanmaktadır.

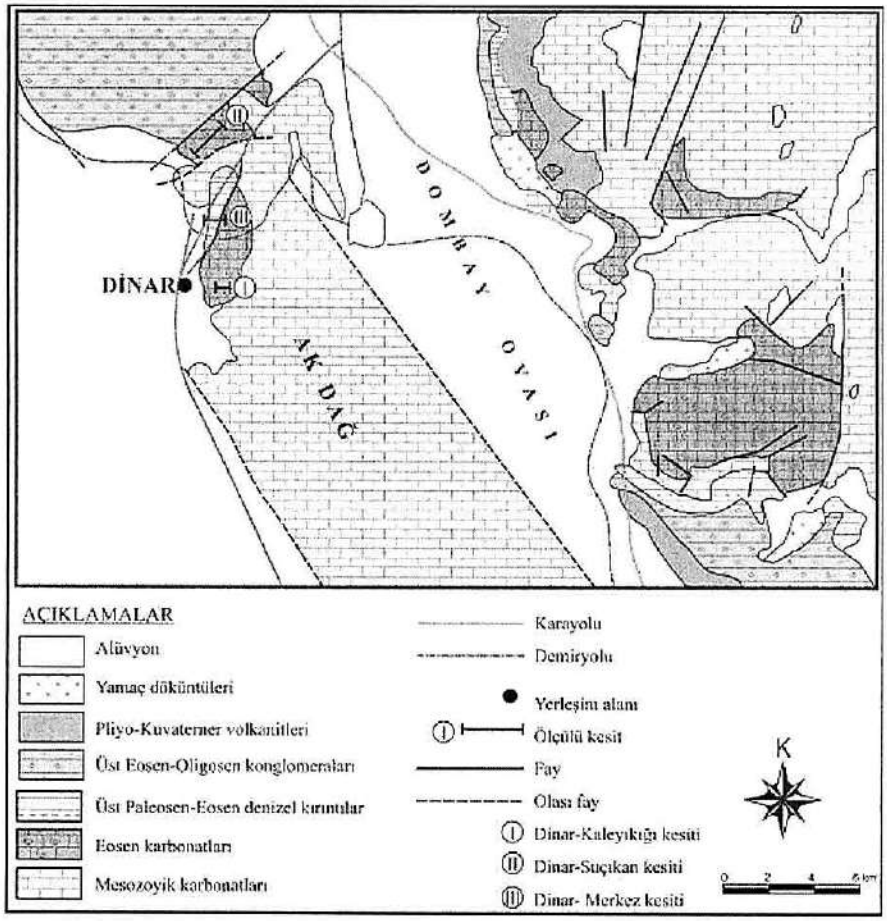
2. STRATİGRAFİ

İnceleme alanı ve yakın civarındaki istifler allokton ve otokton jeolojik birimlerden oluşmaktadır. Tektono-stratigrafik istif, alttan üste doğru; Mesozoyik melanjı, Mesozoyik karbonatları, Eosen karbonatları (Garipçe formasyonu), Üst Paleosen-Eosen denizel kırıntılıları, Üst Eosen-Oligosen



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.

konglomeraları, Pliyo-Kuvaterner volkanikleri, Pliyo-Kuvaterner karasal çökelleri ve güncel sedimanlar olarak ayrılmıştır (Şekil 2 ve 3). Çalışma, Eosen (Lütesiyen) yaşlı Garipçe formasyonunun yüzlek verdiği Dinar ilçesi civarında Eosen karbonatlarının bentik foraminifer içeriği üzerinde gerçekleştirilmiş olup, Garipçe formasyonu ilk kez Yalçınkaya vd. (1986) tarafından en iyi yüzlek verdiği Dinar ve çevresinde tanımlanmıştır. Formasyon genelde karbonatlı kayalarla temsil edilmektedir. Bununla birlikte, tabanda kalın - orta tabakalı kireçtaşı litolojisi üste doğru killi kireçtaşlarına geçer. Tabandaki kireçtaşları içerisinde iri bentik foraminiferlerden alveolinidler ve ayrışmış kumlu-killi kireçtaşları içerisinde ise bol miktarda nummulit türleri bulunmaktadır. Formasyonun alttaki allokton kütlelerle birlikte taşındığını belirten çalışmalar bulunmaktadır. Bununla birlikte bu ilişkinin net bir şekilde açıklanamadığı düşünülür. Üste doğru ise yanal geçişli olarak Eosen yaşlı ince – orta taneli kırıntılılar gelmektedir. Kalınlık 20-100 metre arasında değişmektedir. Dinar-Suçıkan, Kaleyıkığı ve Dinar-Merkez'de birmin çeşitli seviyelerinden alınan örneklerden aşağıdaki bentik formlar tayin edilmiştir. Bunlar sırasıyla; *Textularia* sp., *Quinqueloculina* sp., *Alveolina* gr. *elliptica* (Sowerby), *Alveolina* cf. *prorrecta* Hottinger, *Alveolina* sp., *Orbitolites* cf. *complanatus* Lamarck, *Fabiania cassis* (Oppenheim),

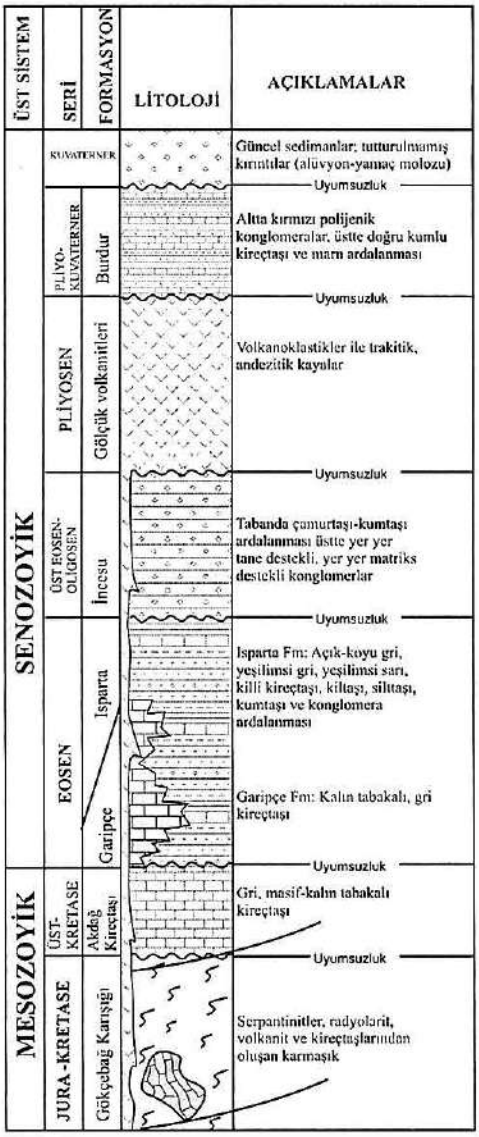


Şekil 2. Dinar yöresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Görmüş vd. 2007).

Gyroidinella magna le Calvez, *Sphaerogypsina globula* (Reuss), *Rotalia trochidiformis* Lamarck, *Chapmanina gassinensis* Silvestri, *Assilina exponens* (Sowerby), *Nummulites aturicus* Joly ve Leymerie, *N. beaumonti* d'Archiac ve Haime, *N. millecaput* Boubée ve *N. praeaturicus* Schaub ve *Discocyclina* sp.'dir (Görmüş vd. 2007). Tayin edilen bu fosil topluluğuna göre Garipçe formasyonunun yaş aralığı orta-geç Lütesiyen'dir.

3. İRİ BENTİKLERDE BİYOFABRİK

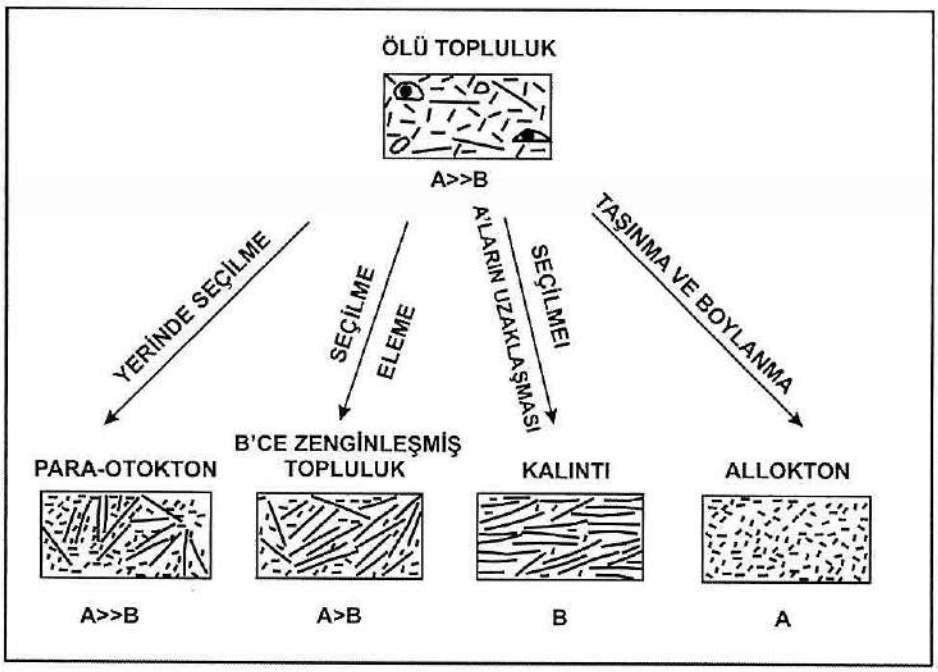
Eosen nummulitleri üzerine ilk biyofabrik çalışmalar Mısır'da Aigner (1985, 1986) tarafından gerçekleştirilmiştir. Genel olarak, biyofabrik foşilleşme ile bağlantılı dokusal bir özelliktir. Biyolojik olarak organizmaların toplu ölümleri birçok nedene dayandırılabilir. Örneğin bir



Şekil 3. Dinar yöresinin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (Görmüş vd. 2007'den değiştirilmiştir).

tsunami felaketi toplu ölümlere neden olabilirken, kimyasal bir değişim, parasitik bir etki de toplu yok olumlara neden olabilmektedir. Keza, değinilen nedenler arttırılabilir. Fakat neden ne olursa olsun, iskeletsel elamanların çökelimi sırasında çökelmeyi kontrol eden akıntı gibi fiziksel etkenler yığışımın farklılaşmasını sağlamaktadır. Fiziksel etkilerle aynı ve farklı zamanlardaki taşınmalar, kayaçtaki kimyasal değişimler olarak rekristalizasyon vb. gibi olaylar bu tip dokuları tanımlamada önemli oldukları ortaya çıkmaktadır. Özellikle, toplu yok olumlar bentik organizmaların yaşadıkları ortamı terketme olanağı vermemektedir. Bununla beraber ölüm sonrasında akıntı gibi fiziksel aktiviteler, gel-git zonlarındaki yıkanmalar, dalgalanma etkileri ile oluşan dip akıntılar bentik organizmaların taşınmasını sağlamaktadır. Bu taşınma sırasında iri foraminiferlerin boyut ve şekilleri de önemlidir. Yaşam yerleri dikkatlice incelendiğinde iri foraminiferlerin basık ve daha açıklarda yaşadıkları (Hallock ve Glenn, 1986), güncel foraminiferlerde bu derinliğin 50-100 m olduğu belirtilmektedir (Ross, 1972). Dolayısıyla güncel iri bentikleri inceleme olanağı varken fosil yığışımlarda tüm olayların aydınlatılmasında güçlüklerin bulunduğu açıktır. Tüm bunlara rağmen Aigner (1985) tarafından yapılan biyofabrik doku çalışmalarında tanımlanan nummulit topluluklarındaki iki önemli özellik (A/B oranı ve konum) dikkat edilmesi gereken gözlemlerdir. Bunların yanı sıra, Dinar çevresinde bu iki nedenle birlikte aşağıda belirtilen diğer özelliklerinde önemli olduğu gözlenmiştir.

a) A/B oranı: A ve B formlarının



Şekil 4. İri bentik foraminiferlerde biyofabrik dokuların Dinar örnekleri ile değerlendirilmesi (Aigner, 1985'den değiştirilerek). (1) Yarı-otokton topluluk, (2-3) Artık topluluk, (4) Allokton topluluk

oluşumları foraminiferlerin üremesiyle ilişkilidir. Dimorfizm olarak bilinen A ve B formlarının bir topluluk içerisindeki beraberliklerinin yerli bir toplulukta eşit olabileceği düşünülebilir. Fakat, taşınmaların bu oranı etkileyebileceği açıktır. Şöyle ki iri olanlar akıntılara mukavemet göstereceklerinden yerlerinde kalıp ya da çok az uzaklaştırılıp fosilleşebilirken, küçük A bireylerinin akıntı ile ortamdan kolaylıkla götürülüp yığıştırılabileceği görülür. Dinar örneklerinde A bireylerinin baskın olduğu örnekler olduğu gibi, B bireyleri ile farklı oranlara sahip düzeylerin de varlığı dokusal anlamda farklı biyofabrik dokuları yansıtmaktadır. Örneğin B formlarının baskın olduğu bir toplulukta A formlarının ortamdaki akıntı gibi fiziksel aktivitelerle uzaklaşması bir artık topluluğu oluştururken, A formlarının gelişigüzel sık dağılımlarının gözlendiği topluluğun da yarı-otokton topluluklar oluşturması gibi (Aigner, 1985).

b) İri bentiklerin konumları: İri bentik foraminiferlerin yaşadıkları ortamda ya da farklı bir ortamdaki konumları da toplulukların belirlenmesinde önemlidir. Örneğin, yönlenme / derecelenme gösteren ya da kırılmış, parçalanmış formları olan bir toplulukların taşınmış bir topluluk olarak yorumlanması gibi.

c) Baskınlık: Bazı düzeylerde assilinid türlerinin, diğer düzeylerde nummulitlerin

farklı türlerinin egemenliği dikkat çekicidir. Şöyleki, alt sert kireçtaşı seviyelerinde *Nummulites aturicus* ve *N. millecaput* egemenliğinin üstünde killi kireçtaşlarında *Assilina exponens* egemenliği toplu yok olumlarla birlikte yanal değişime sahip litolojilerde çok az farklı ortam özelliklerinin değişiminin farklı tür egemenliği ile sonuçlandığı düşüncesi uyandırmaktadır.

d) Zenginlik: Kayaç bağlayıcısı ile iskeletsel elaman arasındaki oranın da ortamsal yorum ve biyofabrik yorumlarında önemi büyüktür. Şöyle ki % 90 dan daha fazla iskeletsel elaman içeren bir taşın farklı ortamlarda oluşabileceği düşünülse de resif bağlantılı bir ortam akla gelmektedir. Nummulitlerin zengin olduğu böyle ortamların nummulit setlerini oluşturdukları açıktır. Fakat, setin önü, arkası ve set çatısında ne gibi nummulit türlerinin yaşadığı ve biyofabrik doku açısından ne gibi özellikler sundukları da tartışılabilecek konular arasındadır.

Yukarıda değinilen dört önemli özellik ve diğer fosilleşme özellikleri (aynı zaman-farklı zaman) dikkate alındığında Dinar-Isparta çevresinde çoğunluğu nummulitlerde olmak üzere Aigner (1985) tarafından tanımlanan dört topluluğunda oluştuğu gözlenmiştir (nispeten yerinde çökelmiş topluluklar, yarı-otokton topluluklar, artık topluluklar ve allokton topluluklar) (Levha 1-3, Şekil 4).

3.1. Nispeten Yerinde Oluşmuş Topluluklar

Aigner (1985) tarafından nummulitlerde A/B oranının 10/1 ya da daha fazla olduğu, A formlarının çok egemen bulunduğu topluluklar bu topluluk içerisinde düşünülmüştür. Bu tip toplulukların matriks destekli olarak geliştiği ve resif gerisi ortamlarda yaygın olabileceği vurgulanmıştır. Bununla birlikte, biyolojik döngü gereğince bir toplulukta A ve B oranının eşit ya da eşite yakın olması beklenir. Dolayısıyla yerinde oluşmuş topluluk yorumunda a) matriks desteği, b) havza içi ortokem ve allokem tanelerin incelenmesi, c) iri bentiklerdeki sağlamlık dikkate alındığında Garipçe formasyonunun temelinde bulunan, Dinar-Suçıkan ve Dinar-Merkez çevresindeki *Alveolina*'ların bol olarak gözlendiği mikritik kökenli seviyelerin nispeten yerinde oluşmuş topluluklar olduğu düşünülür. *Alveolina*'lar gelişigüzel dağılmış olup, bağlayıcı kökeni mikrittir. Alveolinidler küçük boylu ve yer yer nummulitlerle beraberdir. *Orbitolites* sp, *Opertorbitolites* sp. *Quinqueloculina* sp diğer miliolid formlarda görülür. Set önlerinde gelişmiş *Assilina*' lı bazı düzeylerin de (Levha 2, Şek. 5) nispeten yerli düzeyler olması muhtemel gözükmektedir. Çünkü *Assilina* A bireyleri bol, B bireyleri de mevcut killi ve formlar matriks içerisinde gelişigüzel dağınıktırlar.

3.2. Yarı-Otokton Topluluklar

Aigner (1985) bu topluluğu A formlarının egemenliğinde olan topluluk olarak vermiş ve A/B oranını ise 7/1 olarak belirtmiştir. Set fasiyeslerinde oluşan istif taşlarında zayıf boylanmalı,

LEVHA 2

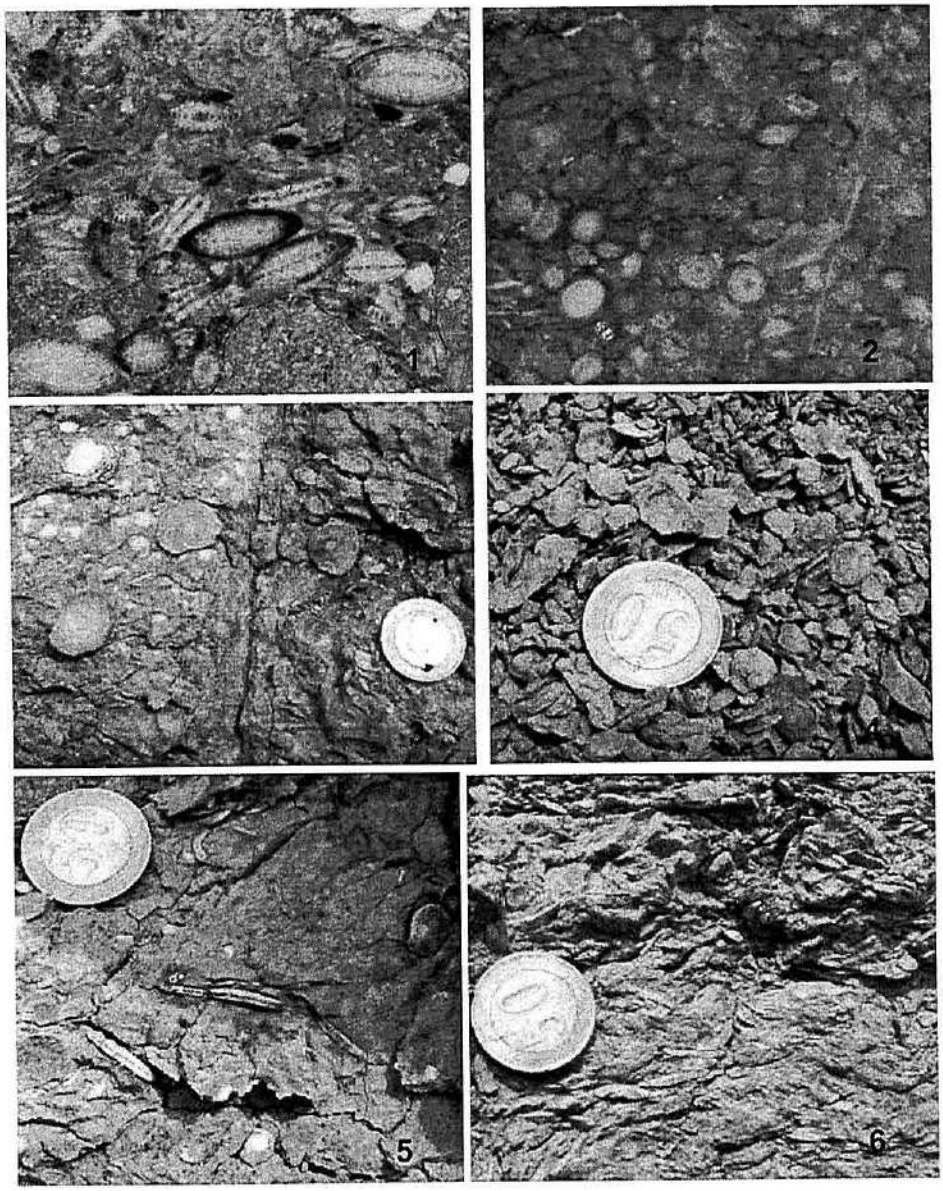
Şekil 1-2. Para-otokton toplulukların tabakalanmaya dik olarak alınmış ve parlatılmış örnekler üzerinde görünümleri, *N. aturicus, A. exponens* birlikteliği, i. intraklast (kırılmalara dikkat ediniz), çizgisel ölçek 1 cm.

Şekil 3-4. Killi kireçtaşı seviyelerindeki ve set önlerindeki *A. exponens* zenginliğindeki topluluk, Kaleyıkığı.

Şekil 5. Killi kireçtaşı seviyelerindeki ve set önlerindeki *A. exponens* zenginliğindeki nispeten yerinde oluşmuş topluluk, Kaleyıkığı.

Şekil 6. ***A.*** *exponens* zenginliğindeki para-otokton topluluk, Kaleyıkığı.

LEVHA 2



LEVHA 3

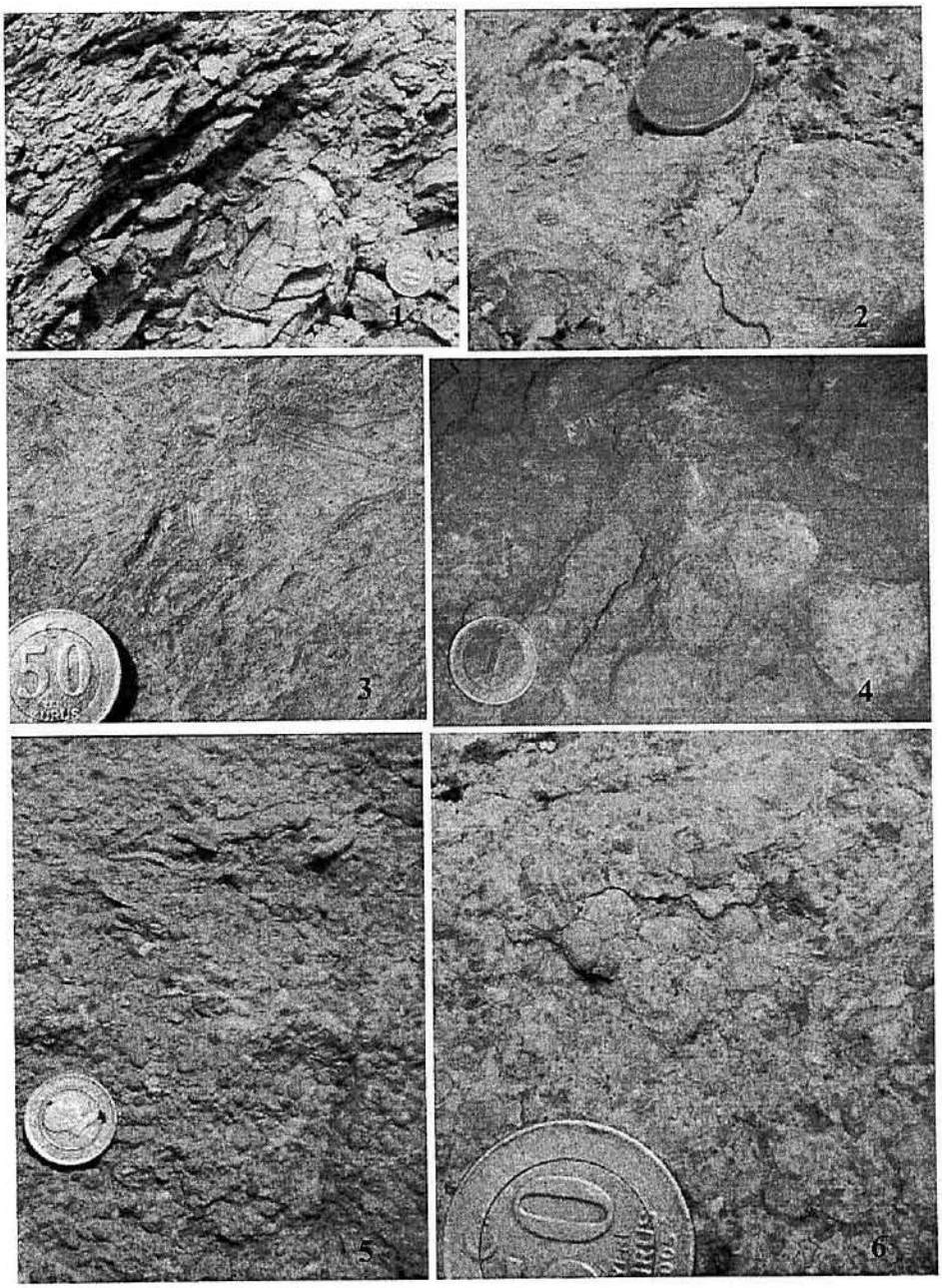
Şekil 1. Killi kireçtaşı seviyelerindeki ve set önlerindeki *A. exponens* zenginliğindeki topluluk, Kaleyıkığı, *E. ekinid.*

Şekil 2-3. Para-otokton topluluk (A formlarının egemenliğinde, B formlarının da gözlendiği topluluk), Kaleyıkığı çevresi (*N. aturicus ve N. millecaput*'lu).

Şekil 4. *N. millecaput*'lu artık topluluk, Dinar-Suçıkan

Şekil 5-6. Allokton topluluk, Kaleyıkığı

LEVHA 3



dağılmamış nummulit toplulukları deniz dibi akıntılarından etkilenebilirler. Yerinde yığışım bulunmaktadır. Fakat akıntı karbonat çamurunu uzaklaştırmada etkili ise de A formlarını uzaklaştırmada yetersizdir. Tek yönlü akıntılardan daha çok, karışık tip titreşimli akıntıların varlığı aynı çalışmada vurgulanmıştır. Değişik yönlenmeler (Futterer, 1982; Aigner, 1985) ve dalga etkisi (Aigner, 1985) yarı-otokton topluluklarda dikkate alınması gerekir. Dinar-Suçıkan ve Kaleyıkığı çevresindeki sert kireçtaşları içerisindeki A formlu düzeyler (40-50 m kalınlıktaki), özellikle *N. aturicus*'lu olan kireçtaşları bu tip özellikteki topluluklara dahil edilmiştir (Levha 1-3).

3.3. Artık Topluluklar

B formlarınca zengin, A formlarının da görüldüğü topluluklardır. Nummulit setlerinde, set önlerinde iki alternatifli olarak gözlenirler.

Artık c1 topluluğu (A ve B formlu, B egemenliğindeki artık topluluklar): A formları seçilerek uzaklaşmış, B formları zenginleşmiştir. Akıntı hızı artık c2 topluluğuna nazaran daha azdır. Karışık yönlenmelerde görülebilir. Kırılma ve parçalanmalar da olağandır. Mikritik bağlayıcı ve fosillerde kırılmalar gözlenir. Dinar-Suçıkan dolaylarındaki Garipçe formasyonunun en üst düzeylerinde A ve B formlarının beraberce görüldüğü, B formlarının biraz daha baskın olduğu topluluklar artık nummulit topluluğuna dahil edilmiştir (Levha 1, Şek. 3).

Artık c2 topluluğu (B formlarının çok egemen olduğu artık topluluklar): Akıntı daha etkili olmuş A formları uzaklaştırılıp götürülmüş, B formlarınca topluluk zenginleşmiştir. Garipçe formasyonunun en üst düzeylerinde *N. millecaput*'lu düzeyler bu topluluk olarak düşünülmüştür (Levha 3, Şek. 5).

3.4. Allokton Topluluklar

Kayaç A formlarından oluşmaktadır. B formları nadirdir (Levha 3, Şek. 4). Taşınmada A formları kolay taşındıklarından çökelmede A formlarının egemenliği, derecelenmeler de gözlenebilir.

4. ORTAMSAL YORUM

Alveolinidli nispeten yerinde oluşmuş topluluk set gerisi ortamı işaret etmektedir. Şöyle ki set ve set önüne göre daha sakin bu ortamda formlar killi düzeylerde kayaç içerisinde gelişigüzel dağılmışlardır. 'Normal Tuzlulukta Sınırlı Şelf'e ait sedimanlar genellikle düşük ortamsal enerjiyi gösterir ve alveolinid kavkıları mikritik sedimanlar içerisinde hafif akıntılar ile yoğunlaştırılmış ve taşınmışlardır (Hottinger, 1960; Romero vd., 2002; Cosovic vd., 2004). Set ve set önünde ise yarı otokton, allokton ve artık topluluklar gözlenir. Artık topluluğun ve yarı-otokton topluluğun sete yakın kesimlerde geliştiği, *N. aturicus* ve *N. millecaput*'lu toplulukla temsil edildiği söylenebilir. Set önlerinde *Assilina exponens* zenginliğindeki topluluk yarı-otokton topluluk özelliği gösterir. Çünkü A formları çok fazladır ve oransal olarak Aigner (1985) tarafından önerilen oranlar çerçevesindedir. Bununla birlikte killi

düzeylerin fazlalaşması ve B formlarının da gözlenmesi set önlerinde akıntı hızının sete nazaran daha az olduğunu düşündürtmektedir. "Açık Deniz İç Şelf " fasiyesinin varlığına işaret eden bu topluluk temel kayalardan uzakta çökelmişlerdir. Bölgedeki kumlu kireçtaşlarındaki nummulit toplulukları ise allokton topluluğa dahil edilebilir. Keza, bu düzeyler kumtaşı, çakıltaşı, marn ardalanmasındaki Eosen kayaçları içerisinde yaygındır.

5. SONUÇLAR

Bu çalışmada, iri bentiklerin fosilleşme ile ilişkili biyofabrik özellikleri irdelenmiştir. Saha verilerinin çoğu, *Nummulites*, *Assilina* ve *Alveolina* içeren Garipçe formasyonuna ait karbonatlı kayalara aittir. Bu kayaçlar içerisindeki iri bentik foraminiferlerin (1) bollukları, (2) A/B oranı, (3) kayaç içerisindeki konumları ve (4) egemenlikleri dikkate alınarak farklı biyofabrik dokular tanımlanmıştır. Aigner (1985, 1986) tarafından tanımlanan dört tip topluluğunda oluştuğu gözlenmiştir. Bunlar sırasıyla; (1) Nispeten yerinde oluşmuş topluluklar, (2) Yarı otokton topluluklar, (3) Artık topluluklar ve (4) Allokton topluluklardır. Nispeten yerinde oluşmuş toplulukların set gerisi ortamlarda, artık topluluğun set ve set önlerinde, yarı-otokton ve allokton toplulukların ise da set önlerinde daha fazla geliştiği gözlenmiştir. Bu gelişiminde fiziksel olarak havza içi akıntı ile ilişkili olduğu açıklanmıştır.

6. KAYNAKLAR

Aigner, T., 1985. Biofabrics as dynamic indicators In: Nummulitic accumulations. Journal of Sedimentary Petrology, 55 (1), 131-134.

Aigner, T., 1986. Biofabrics as dynamic indicators In: Nummulitic accumulations. Discussion. Journal of Sedimentary Petrology, 56 (2), 317-320.

Blumental, M., 1947. Geologie der Taurusketten in Hinterland von Seydişehir und Beyşehir. Maden Tetkik Arama Yayını, seri D, 2, p. 242.

Cosovic, V., Drobne, K., and Moro, A., 2004. Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula). Facies, 50, 61-75.

Futterer, E., 1982. Experiments on the distinction of wave and currents influenced shell accumulation, in Einsele, G., and Seilacher, A., Cyclic and Event Stratification: Berlin-Heidelberg-New York Springer-Verlag, p. 175-179.

Görmüş, M. ve Özkul, M., 1995. Gönen-Atabey (Isparta) ve Ağlasun (Burdur) arasındaki bölgenin stratigrafisi. Süleyman Demirel Üniversitesi. Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi 1, 43-64.

Görmüş, M. ve Yeşilot-Köse S., 1999. Dinar-Isparta arasındaki Eosen bentik foraminifer ve Nummulit'lerin biyofabrik incelemesi. 11. Mühendislik Haftası, Bildiriler, 90-100, Isparta.

Görmüş, M., Avşar, N., Dinçer, F., Uysal, K., Köse-Yeşilot, S., Kanbur, S., İç, Z., 2007. Dinar (Afyon) yöresi Eosen (Lütesiyen) sedimanlarının bentik foraminifer biyostratigrafisi. H.Ü

Yerbilimleri, 28(1), 1-13.

Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A., and Dumont, J. F., 1979. Geologie des Taurides occidentales (Turquie). Mémoires Société Géologie de France, 137, 112 pp.

Hallock, P. and Glenn, E., 1986. Larger foraminifera: A tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies. Palaios, 1 (1), 55-64.

Hottinger, L., 1960. Recherches sur les Alveolines du Paleocene et de l' Eocene. Mémoires Suisses de Paléontologie. 75/76, 243, 117.

Koçyiğit, A., 1982. Isparta Büklümü'nde (Batı Toroslar) Toros karbonat platformunun evrimi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 24, 15-23.

Koçyiğit, A., 1984. Tectono-stratigraphic characterisrics of Hoyran Lake region (Isparta Bend). In: O. Tekeli ve M. C. Göncüoğlu, (eds.), Geology of the Taurus Belt. Proceedings. International Symposium, 53-68.

Parlar, Ş., Görmüş, M. ve Eren, Y., 2006. Çamardı (Niğde) çevresinde Paleosen-Eosen yaşlı kayaların stratigrafisi, iri bentik foraminifer sayısal verileri ve biyofabriği. İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi, 19 (1), 1-25.

Romero, J., Esmeralda, C., and Rosell, J., 2002. A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the South Pyrenean basin (NE Spain). Palaeoceography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 179, 43-56.

Ross, C. A.,1972. Biology and ecology of Marginopora vertebralis (Foraminiferida), Great Barrier Reef: Journal of Protozoology, 19, 181-192.

Yalçınkaya, S., Ergin, A., Afşar, Ö. P. ve Taner, K., 1986. Batı Torosların jeolojisi. Isparta projesi raporu, Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Raporu (yayımlanmamış).

Yeşilot-Köse, S., 2000. Dinar Isparta arasındaki Eosen bentik foraminiferlerinin sistematik ve biyofabrik incelemesi. Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi (yayınlanmamış).

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | HAZİRAN JUNE | 2008 | SAYI NO 52 | ISSN 1019-1003

MALKARA (TEKİRDAĞ) YÖRESİ ERKEN / ALT OLİGOSEN ÇÖKELLERİNİN OSTRAKOD FAUNASI VE ORTAMSAL ÖZELLİKLERİ

Ümit ŞAFAK

Ç.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

ÖZET: *Bu çalışmada Tekirdağ-Malkara yöresinde kömür arama amaçlı yapılmış sondajlardan alınan örneklerin mikropaleontolojik değerlendirilmesi yapılmıştır.*

Araştırma Hasköy, İbrice ve Batkın yerleşim merkezleri içerisinde açılmış 3 sondaj kuyusunun karot örnekleri üzerinde gerçekleştirilmiştir. Marn, siltli kumtaşı, kiltaşı ve linyit damarlarından oluşan karotların örnek elde edilebilen düzeylerinden tanımlanan ostrakod faunası yanısıra mikro mollüskler de bollukla gözlenmiştir. Bu üç sondaj karot örneklerinin içerdiği mikrofauna ile çalışmayı oluşturan istifin yaşı Erken Oligosen olarak belirlenmiştir.

Örneklerde Cytherelloidea jonesiana jonesiana (Bosquet), C. jonesiana crassata Keen, Cytheromorpha sp., Cladarocythere apostolescui (Margerie), Neocyprideis apostolescui (Keij), N. williamsoniana (Bosquet), Hemicyprideis montosa (Jones & Sherborn), H. elongata Keen, H. helvetica (Lienenklaus), Cytheridea pernota Oertli & Keij, Cyamocytheridea punctatella (Bosquet), Krithe bartonensis (Jones), Thracella apostolescui Sönmez, Leguminocythereis sp., Cytheropteron sp., Ilyocypris sp., Argilloecia conoidea Sars, Paracypris sp., Candona (Pseudocandona) sp. gibi zengin ostrakod faunası ile Viviparus, Valvata, Melanopsis, Hydrobia, Pirenella, Planorbis gibi gastropod, Congeria, Dreissensia, Avimactra gibi pelesipod ve Chara mikrofosil grupları tanımlanmıştır.

Cytherella, Cytheridea, Cyamocytheridea, Krithe, Thracella, Leguminocythereis, Cytheropteron, Argilloecia, Paracypris denizel; Cladarocythere, Neocyprideis, Hemicyprideis brahik-litoral; Ilyocypris, Candona oligohalin tuzluluk-tatlısu koşullarını belirten ostrakodlardır. Melanopsis, Pirenella, Congeria, Avimactra brahik koşulları, Viviparus, Valvata, Hydrobia, Planorbis, Dreissensia ise tatlı su koşullarını yansıtan gastropod ve pelesipodlardır.

Çalışma bu bölgede ve ayrıca Avrupa'nın kuzeybatısı ve Paris Havzası'nda Oligosen yaş aralığında yapılmış diğer çalışmalar ile deneştirilmiştir.

ENVIRONMENTAL PROPERTIES AND OSTRACOD FAUNA OF EARLY / LOWER OLIGOCENE SEDIMENTS IN THE MALKARA (TEKIRDAĞ) REGION

ABSTRACT: *The borehole log samples, recovered from the purpose of the coal*

research in the Malkara (Tekirdağ) region, have been micropaleontologically evaluated.

The study is carried on the samples of 3 borehole logs at Hasköy, İbrice and Batkın area. Ostracod fauna found together with micro mollusca is abundantly observed at the samples on the level of marl, silty sandstone, siltstone and lignite veins: The age the sequence, composed of the samples of 3 boreholes, is Early Oligocene.

The following fossil assemblages Cytherelloidea jonesiana jonesiana (Bosquet), C. jonesiana crassata Keen, Cytheromorpha sp., Cladarocythere apostolescui (Margerie), Neocyprideis apostolescui (Keij), N. williamsoniana (Bosquet), Hemicyprideis montosa (Jones & Sherborn), H. elongata Keen, H. helvetica (Lienenklaus), Cytheridea pernota Oertli & Keij, Cyamocytheridea punctatella (Bosquet), Krithe bartonensis (Jones), Thracella apostolescui Sönmez, Leguminocythereis sp., Cytheropteron sp., Ilyocypris sp., Argilloecia conoidea Sars, Paracypris sp., Candona (Pseudocandona) sp. from ostracods; Viviparus, Valvata, Melanopsis, Hydrobia, Pirenella, Planorbis from gastropods; Congeria, Dreissensia, Avimactra from pelecypods and Chara are described from the samples.

The sequence contains ostracod, gastropod and pelecypod indicating various conditions like; (Cytherella, Cytheridea, Cyamocytheridea, Krithe, Thracella, Leguminocythereis, Cytheropteron, Argilloecia, Paracypris) marine; (Cladarocythere, Neocyprideis, Hemicyprideis) brakish-littoral; (Ilyocypris, Candona) oligohaline-fresh water ostracods; Melanopsis, Pirenella, Congeria, Avimactra brakish, Viviparus, Valvata, Hydrobia, Planorbis, Dreissensia fresh water gastropod and pelecypod.

This study is correlated to the other studies carried out between Oligocene in the region, northwest Europe and Paris Basin.

1. GİRİŞ

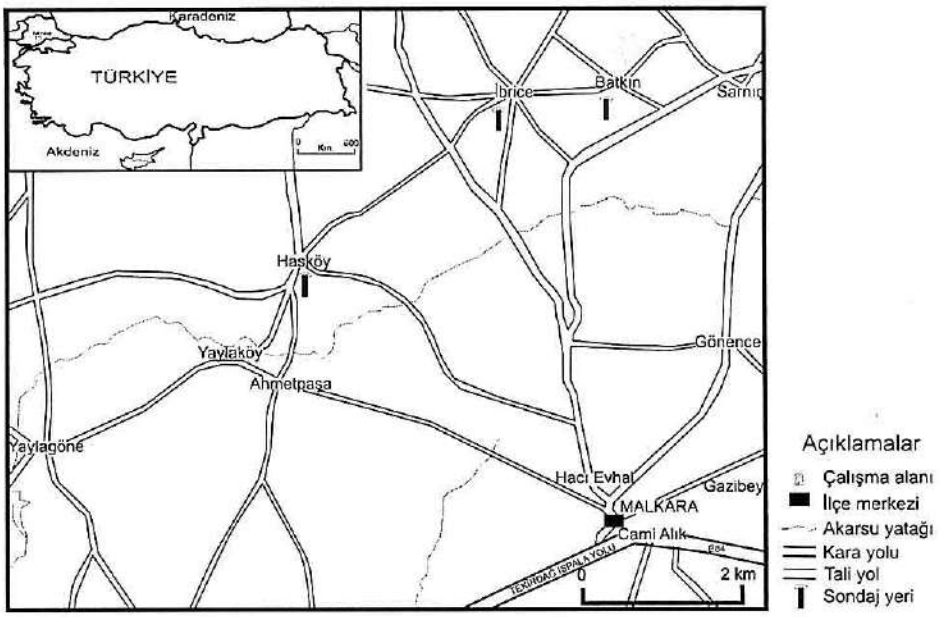
İnceleme alanı Tekirdağ İli'nin yaklaşık 50 km batısında bulunan Malkara ilçesi ve civarıdır (Şekil 1).

Çalışma alanı ve yakın civarında Sönmez (1963), Sönmez-Gökçen (1964), Gökçen (1973), Lebküchner (1974), Keskin (1974), Sirel ve Gündüz (1976), Gökçen (1975), Şenol (1980), Sümengen ve Terlemez (1991), İslamoğlu ve Taner (1995), Aksoy (1998) gibi araştırmacılar genel jeoloji ve paleontoloji ağırlıklı çalışmalar yapmışlardır.

Bu çalışma, Tekirdağ İli batısında yeralan Malkara yöresi ve civarında, kömür arama amaçlı açılmış karotlardaki istiflerin mikropaleontolojik değerlendirilmesi için yapılmıştır.

Bu amaçla MTA Genel Müdürlüğü'nün Tekirdağ- Malkara yöresinde kömür arama amaçlı yapmış olduğu karot çalışmalarının örnekleri MTA'nın Ankara'da tasnifli bulunan karot depolarından resmi izinle alınmıştır.

Açılmış ve tasnifli olan 3 sondaj kuyusundan 289 karot örneği derlenmiş,



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası

bu örneklere incelemenin ağırlıklı konusu olan ostrakod faunasını elde etmek için laboratuarda yıkama yöntemi uygulanmış ve ostrakod cins ve türleri tayin edilmiştir. Çalışmada 15 cins ve 13 tür ostrakod, 9 mollüsk cinsi ve chara mikrofosili tanımlanmıştır.

Tanımlanan cins ve türler sayılmış, ostrakodların yanal ve düşey yayılımları hesaplanmış ve sayısal bollukları belirlenmiştir. Bu dağılım tablosunda ostrakodların frekansını açıklayan simgeler kullanılmıştır (Çizelge 1). Çizelgenin hazırlanmasında Sissingh (1972) çalışmasından geniş ölçüde yararlanılmıştır.

İstatiksel ve göreceli değerlendirilen bu veriler baz alınarak, inceleme alanının paleoortam yorumu Morkhoven (1963) ve Remane (1958) ortam ve tuzluluk ölçütlerinden yararlanılarak yapılmıştır.

Çizelge 1. Ostrakodların frekans tablosu (Sissingh, 1972'den değiştirilerek).

Frekans	Sayı	Sembol
Çok nadir	1-2 kapak	+
Nadir	3-5 kapak	_
Yaygın	6-15 kapak	_
Sık	16-25 kapak	_
Çok sık	> 25	_

(Levha I) ve (Levha II), çalışmada tanımlanan ve iyi fotoğraflanabilen bazı ostrakod tür ve cinslerinin SEM görüntüleri içerisinden seçilerek hazırlanmıştır.

2. STRATİGRAFİ

İnceleme alanında yüzeylenen birimler tabandan tavana doğru Yeni Muhacir,

Danişmen, Ergene Formasyonları ve alüvyondur.

2.1. Litostratigrafi

İnceleme alanında yapılan önceki çalışmalarda tabanda Yeni Muhacir Formasyonu gözlenmektedir. Bu birimin üzarinde Danişmen Formasyonu yer alır. Danışmen Formasyonu üzerinde Ergene Formasyonu ve alüvyon bulunur (Gökçen, 1967; Kellog, 1973; Lebküchner, 1974).

İnceleme alanında mikropaleontolojik örneklemenin yapılıp çalışmanın gerçekleştiği birim Erken Oligosen yaşlı Danişmen Formasyonu'dur.

Bu birim Ternek (1949) ve Lebküchner (1974) tarafından linyitli kumtaşı; Beer&Wright (1960) tarafından Malkara klastik Grubu'nun bir formasyonu; Boer (1954), Gökçen (1967), Kellog (1973), Sümengen ve Terlemez(1991) tarafından Danişmen Formasyonu olarak belirtilmiştir.

Bu formasyon Malkara kuzeyinde, İbrice, Batkın, Hasköy civarında geniş yayılım göstermektedir. Çalışma alanında bu birime ait yüzleklerden üç adet sondaj karotu çalışılmış ve mikropaleontolojik değerlendirilmesi yapılmıştır.

Bu formasyon kömür düzeyleri ile ardalanım gösteren kahverenkli, yeşilimsi gri renkli kumtaşı, kiltaşı, gri renkli marn, silttaşı litolojisi sunmaktadır. İstifte kömürlü seviyeler üzerinde yer yer tüf bantları da gözlenmektedir.

Bu birimin kalınlığı için önceki çalışmacılardan Şenol(1980) tarafından 200-250m, Beer&Wright (1960) tarafından 670m. kalınlık açıklanmıştır. Birimin bu çalışmadaki sondajlardan edinilen ortalama kalınlığı 150 m.dir.

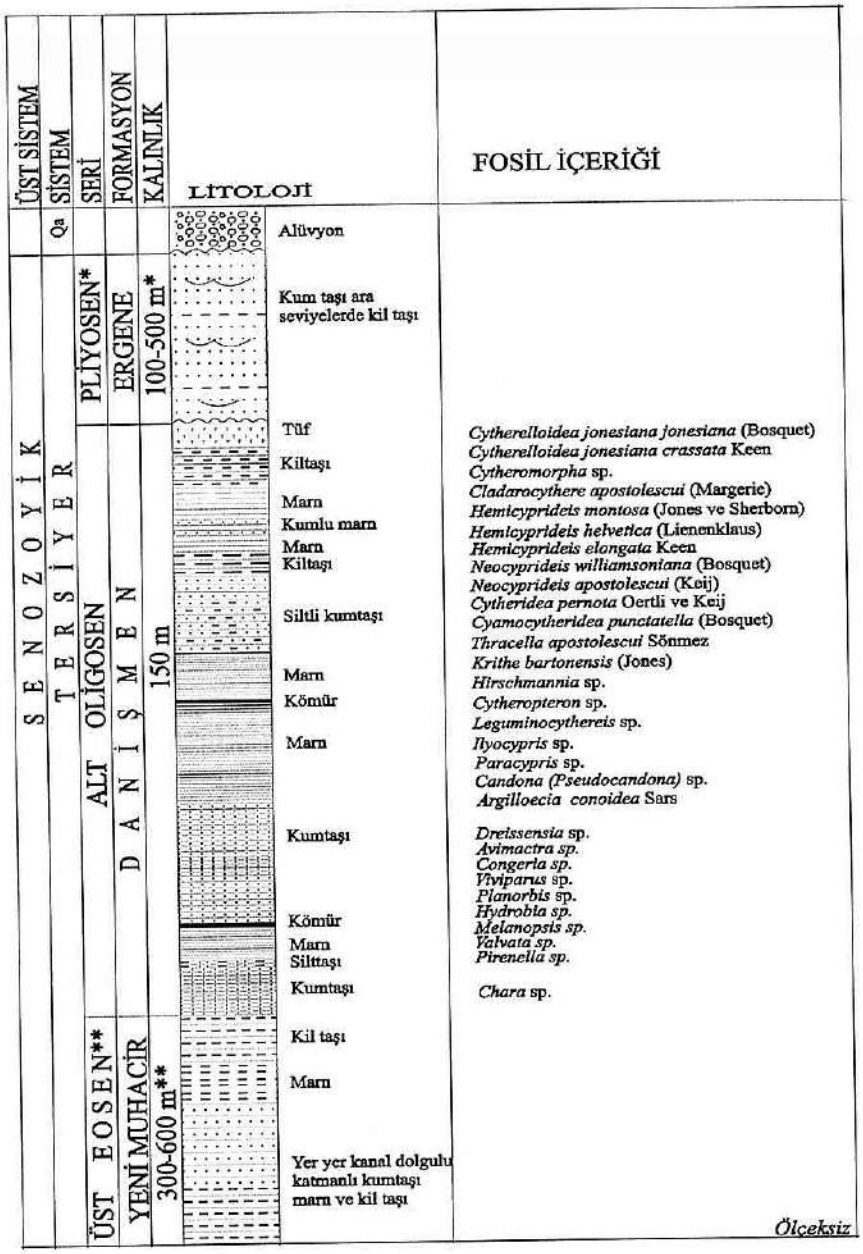
Birim içerisinde *Cytherelloidea jonesiana' jonesiana* (Bosquet), *C. jonesiana crassata* Keen, *Cladarocythere apostolescui* (Margerie), *Neocyprideis apostolescui* (Keij), *N. williamsoniana* (Bosquet). *Hemicyprideis montosa* (Jones & Sherborn), *H. elongata* Keen, *H. helvetica* (Lienenklaus), *Cytheridea pernota* Oertli & Keij, *Cyamocytheridea punctatella* (Bosquet), *Krithe bartonensis* (Jones), *Thracella apostolescui* Sönmez, *Leguminocythereis* sp., *Cytheropteron* sp., *Ilyocypris* sp., *Argilloecia conoidea* Sars, *Paracypris* sp., *Candona (Pseudocandona)* sp. gibi ostrakod faunası ile *Viviparus, Valvata, Melanopsis, Hydrobia, Pirenella, Planorbis gibi gastropod, Congeria, Dreissensia, Avimactra* gibi pelesipod ve Chara mikrofosil grupları tanımlanmıştır (Şekil 2).

2.2. Kronostratigrafi

Bu çalışmada tanımlanan formlardan Cytherella jonesiana jonesiana Paris Havzası ve Türkiye'de Orta Eosen'de (Oertli, 1985; Şafak, 1990; Nazik, 1993) , İngiltere'de Üst Eosen'de (Haskins, 1969; Keen, 1972) ;

C. jonesiana crassata ve *Cladarocythere apostolescui* İngiltere'de Alt Oligosen'de (Keen, 1972);

Neocyprideis apostolescui İngiltere, Fransa ve Türkiye'de yapılmış çalışmalarda Orta Eosen'de (Haskins, 1969; Oertli, 1985; Şafak, 1990; Nazik, 1993);



Şekil 2. İnceleme alanı genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.

* (Aksoy, 1998)'den

** (Sümengen ve Terlemez, 1991)'den alınmıştır.

Neocyprideis williamsoniana İngiltere ve Fransa 'da Erken Oligosen'de (Haskins, 1969; Keen, 1972; Oertli, 1985);

Hemicyprideis montosa, H. elongata İngiltere, Fransa ve Türkiye'de Alt Oligosen'de (Keen, 1972; Oertli,1985; Tanar ve Gökçen, 1990) ;

H. helvetica Ingiltere ve Paris'te Alt Oligosen'de (Keen, 1972; Oertli, 1985); Romanya'da Üst Oligosen'de (Jiricek, 1983);

Cytheridea pernota İngiltere, Fransa ve Macaristan-Romanya'da Üst Eosen ve Alt Oligosen'de (Keen, 1972; Oertli, 1985 ve Monostori, 1983; Jiricek, 1983);

Cyamocytheridea punctatella, Macaristan ve Romanya'da Üst Eosen ve Alt Oligosen'de (Monostori, 1983; Jiricek, 1983);

Krithe bartonensis, Türkiye'de Üst Eosen-Alt Oligosen'de (Sönmez-Gökçen, 1973 Yeşilyurt vd., 2005);

Thracella apostolescui, Türkiye'de Üst Eosen'de (Sönmez-Gökçen, 1973) bulunmuştur (Çizelge 2).

Ayrıca Türkiye'de, Sinop Yarımadası'nda benzer kronostratigrafik seviyelerde (Lütesiyen- Bartoniyen) farklı fasiyeslere ait örnekler saptanmıştır (Tunoğlu, 2001).

Bu çalışma ile, bulunan fauna içeriğine göre birimin Erken Oligosen yaş aralığında çökeldiği saptanmıştır.

Son yıllarda yapılan araştırmalarda ise, Orta Avrupa'da (Rhine grabeni, Swiss molas baseni) denizel ve brahik Oligosen ostrakodları çalışılmış ve basenin Eosen'den başlayıp Pliyosen'e dek süren paleocoğrafik gelişimi açıklanmıştır (Pirkenseer and Berger, 2005, 2006; Berger et al., 2005).

İngiltere'de Eosen-Oligosen sınır tartışması manyetostratigrafiye dayandırılarak yapılmıştır (Hooker et al., 2006).

2.3. Ekostratigrafi

Bu çalışmaya konu olan Danişmen Formasyonu genellikle denizden göl ortamına dek değişik özellik sunan, deltaik ağırlıklı bir fasiyes görünümündedir. (Çizelge 3) (Levha1-2).

Lagün fasiyesi yanı sıra denizel özellik gösteren nadir ostrakod cinslerinin de aynı seviyelerde yer alması, istif içerisinde denizle bağlantılı bir ileri sığlaşmanın sürekli etkisi olduğunun göstergesidir.

Linyit cinsli kömürün sınırlı kalınlığı ve ince kırıntılı olması, yataklanma özelliği olarak paralik görüntü sunması, genellikle delta düzlüğü ve lagün bataklıklarına özgü bulgulardır (Lebküchner, 1974; Şenol, 1980).

2.4. Sondaj Loglarının Tanıtımı

Tekirdağ-Malkara- Hasköy sondaj logu; fosil içeriği, litolojik ve ortamsal özellikleri;

Bu sondaj 1/25.000 ölçekli Çanakkale G17-b1 paftasında x: 33608-9; y: 85334-5; z: 16360 koordinatlarında yer almaktadır. Sondaj derinliği 123m. olup, 123-118m.ler arası kalsit taneli açık gri renkli siltli kumtaşı, 118-113,15 m.ler arası açık gri renkli marn, 113,15-111,50 m.ler arası kömür bandı, 111,50-107 m.ler arası tüf, 107-97 m.ler arası kavkı parçalı

Çizelge 2. Bu çalışma ile saptanan ostrakod türlerinin diğer bölgelerdeki stratigrafik yerleşimi.

OSTRAKOD TÜRLERİ	EOSEN			OLİGOSEN	
	ALT	ORTA	ÜST	ALT	ÜST
Cytherelloidea jonesiana jonesiana (Bosquet),		ЖЖЖ ≤≤≤ ×××	♣♣♣ ♦♦♦		
Cytheralloidea jonesiana crassata Keen				♦♦♦	
Cladarocythere apostolescui (Margerie)				♦♦♦	
Neocyprideis apostolescui (Keij)		♣♣♣ ЖЖЖ ≤≤≤ ×××			
Neocyprideis williamsoniana (Bosquet),				♣♣♣ ♦♦♦ ЖЖЖ	
Hemicyprideis montosa (Jones ve Sherborn)				♦♦♦ ЖЖЖ ≡≡≡	
Hemicyprideis elongata Keen				♦♦♦	
Hemicyprideis helvetica (Lienenklaus)				♦♦♦ ЖЖЖ	###
Cytheridea pernota Oertli ve Keij			♣♣♣ ¥¥¥	♦♦♦ ¥¥¥ ЖЖЖ	
Cyamocytheridea punctatella (Bosquet)					###
Krithe bartonensis (Jones)		◊◊◊	◊◊◊	◊◊◊	
Thracella apostolescui Sönmez			◊◊◊		

♣♣♣ Haskins, 1969; İngiltere
♦♦♦ Keen, 1972; İngiltere
◊◊◊ Sönmez-Gökçen, 1973; Trakya, Sinop, Kastamonu/Türkiye
Jiricek, 1983; Romanya
¥¥¥ Monastori, 1983;Macaristan
ЖЖЖ Oertli, 1985; P. Havzası
≡≡≡ Tanar ve Gökçen,1990 Mut/Türkiye
≤≤≤ Şafak, 1990;Malatya/Türkiye
××× Nazik, 1993; Malatya/Türkiye

marn, 97-95,75 m.ler arası kömür bandı, 95,75-87,50 m.ler arası marn, 87,50-69 m.ler arası kavkı parçalı marn, sarı renkli ince kum taneli siltli kumtaşı ve kumlu marn ardalanmalı, 69-10,20 m.ler arasında marn içerisinde yaklaşık 2 m.lik bantlar

halinde kumlu marn ve siltli kumtaşı yer alır ve birim yaklaşık 10 m. kalınlığında silttaşı ile son bulur. İstifin 46-30m.leri arasındaki siltli-marnlı kesimlerde fosil bulunamamıştır.

Bu sondajdaki ostrakod türlerinden *Hemicyprideis montosa* (Jones ve Sherborn) sık, *Hirschmannia* sp. ve *Ilyocypris* sp. gibi cinsler çok sık, *Cytheridea pernota* Oertli ve Keij, *Krithe bartonensis* (Jones) genellikle yaygın kapak sayısında bulunmaktadır (Çizelge 1).

Hemicyprideis helvetica (Lienenklaus), *Neocyprideis williamsoniana* (Bosquet), *Thracella apostolescui* Sönmez, *Cytheropteron* sp., gibi ostrakod tür ve cinsleriyle birlikte *Dreisssensia* sp., *Congeria* sp., *Avimactra* sp., *Viviparus* sp., *Planorbis* sp. gibi pelecypod ve gastropod cinsleri ise istifte az bulunmaktadır (Şekil 3).

İstifin genel düzenine bakıldığında, çok az bollukta denizel örneklerin varlığı söz konusudur. İstif kömürlü serilerin üzerindeki siltli kumtaşları ve marnlar içerisinde göl ve lagün fasiyesini simgeleyen ostrakodlarla kapalı havza karakterli brahik koşullara işaret etmektedir. Sığ deniz etkisi istif içerisinde nadir gözlenmektedir.

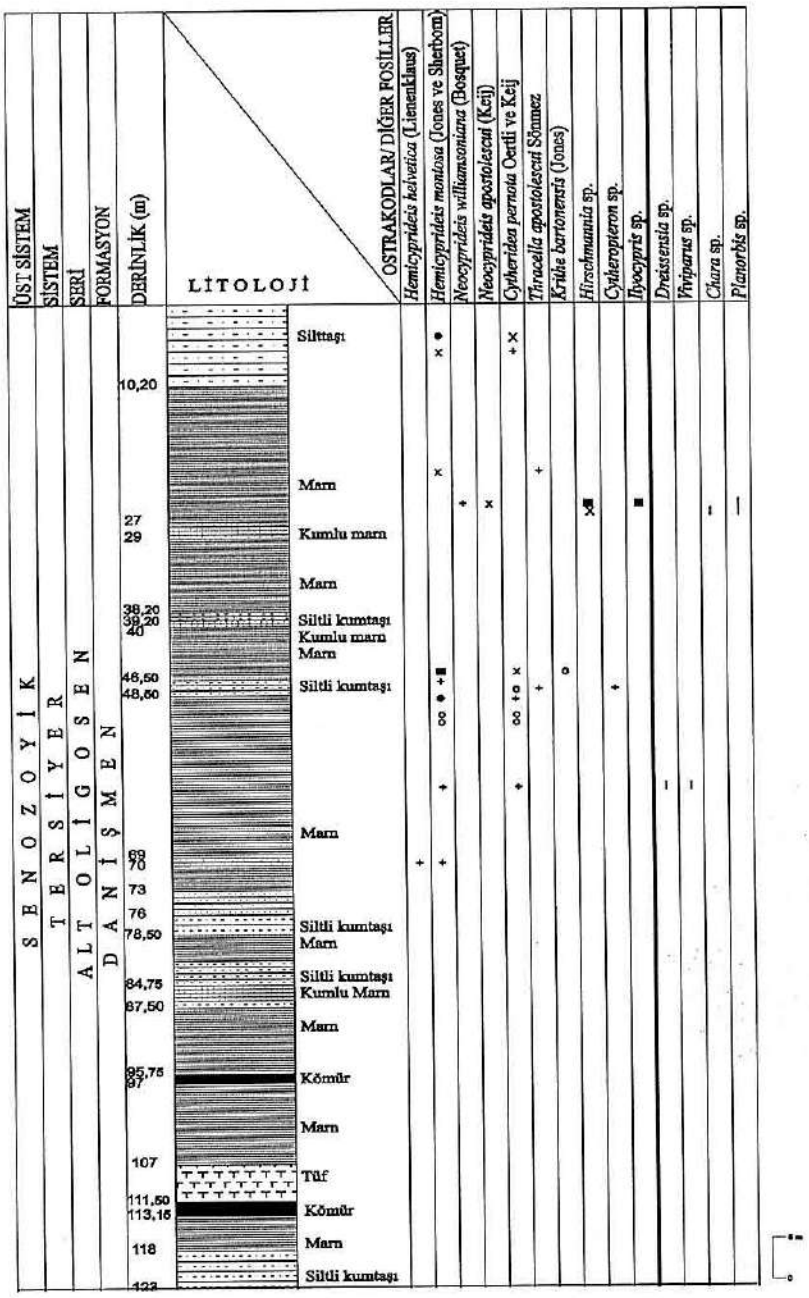
Tekirdağ-Malkara- İbrice sondaj logu; fosil içeriği, litolojik ve ortamsal özellikleri;

Bu sondaj logu 1/25.000 ölçekli Çanakkale G17, b1 paftasında x:34372-2; y:92243-0; z:130-93 kordinatlarında yer almaktadır. Sondaj derinliği 94m. olup, tabanda 94-84 m.ler arası kumlu marn, siltli kumtaşı ardalanmalı, 84-66 m.ler arası siltli kumtaşı, kiltaşı, marn ardalanması içerisinde yer yer tüf ve kömür bantlı, 66-45 m.ler arası kumlu marn, 45-41m.ler arası siltli kumtaşı, 41-35 m.ler arası linyitli kumlu marn, 35-29 marn, 29-21 m.ler arası siltli kumtaşı, 21-19 m.ler arası kumtaşı, 19-16 m.ler arası kiltaşı, 16-13 m.ler arası kumlu marn, 13-10 m.ler arası marn, 10-5 m.ler arası kiltaşından oluşan birim yaklaşık 5 m. kalınlığında alüvyon ile son bulur.

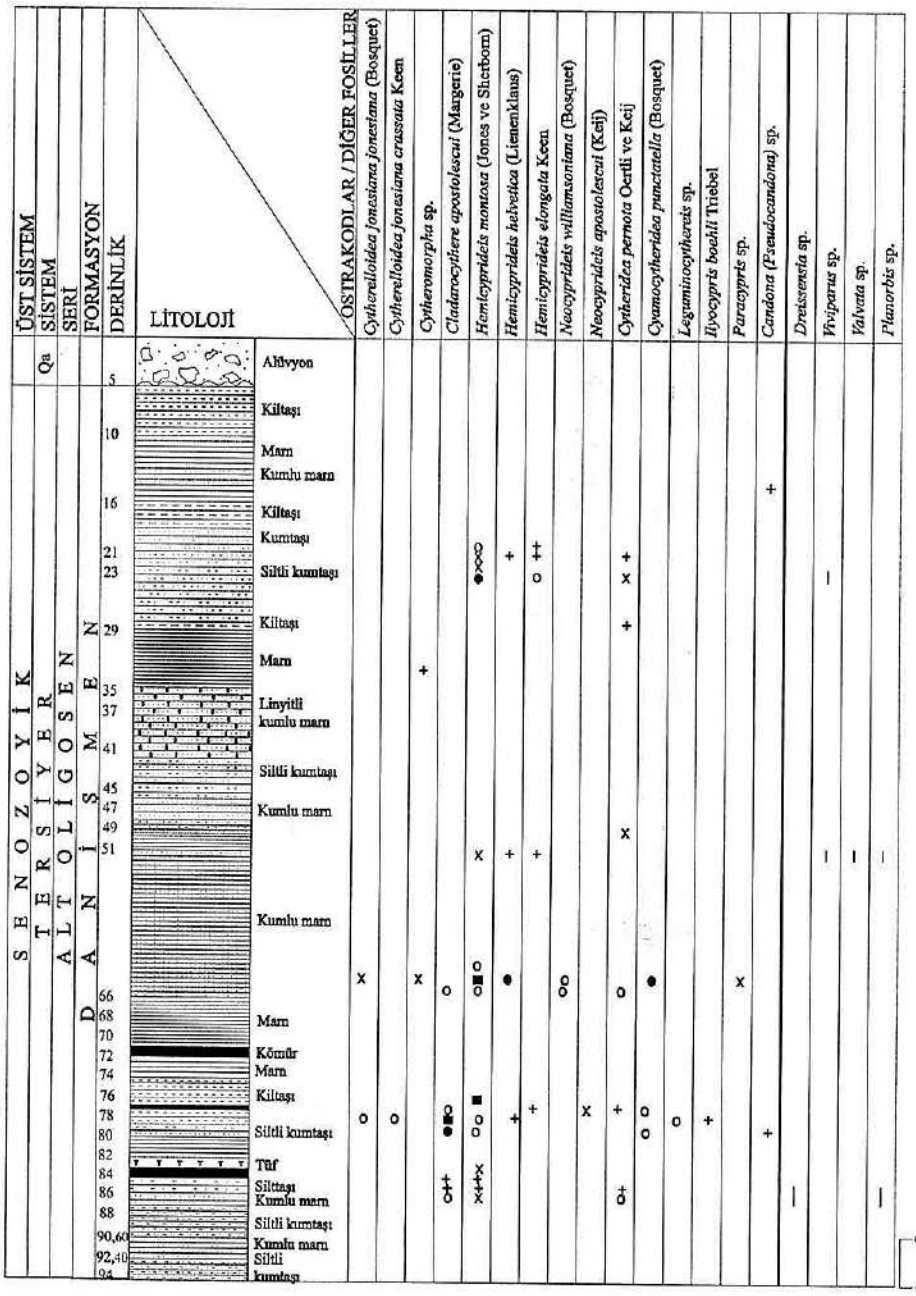
Bu sondajda ayıtlanan ostrakod türlerinden *Hemicyprideis montosa* (Jones ve Sherborn) karotun tabanında az; ortalarına doğru genellikle yaygın; üst kesimlerde ise genellikle az olarak gözlenmektedir.

Cladarocythere apostolescui (Margerie) kapak sayısı değişken olarak; *Neocyprideis williamsoniana* (Bosquet), *Cyamocytheridea punctatella* (Bosquet), gibi ostrakod türlerinin kapak sayısı yaygın; *Cytherelloidea jonesiana jonesiana* (Bosquet), *Cytheralloidea jonesiana crassata* Keen, *Cytheromorpha* sp., *Hemicyprideis helvetica* (Lienenklaus), *Hemicyprideis elongata* Keen, *Neocyprideis apostolescui* (Keij), *Leguminocythereis* sp., *Ilyocypris* sp. *Paracypris* sp., *Candona (Pseudocandona)* sp. gibi ostrakod cins ve türleri ise, istifte genellikle kapak sayısı az olarak gözlenmektedir.

Cytheridea pernota Oertli ve Keij ostrakod türü karotun bir çok seviyesinde gözlenmekte olup, kapak sayısı azdır (Şekil 4) (Çizelge 1).



Şekil 3. Tekirdağ-Malkara-Hasköy sondaj logu



Şekil 4. Tekirdağ-Malkara-İbrice sondaj logu.

Ayrıca ostrakod tür ve cinsleriyle birlikte *Dreissensia* sp., *Viviparus* sp., *Valvata* sp., *Planorbis* sp. gibi pelesipod ve gastropod cinsleri de bulunmaktadır.

Bu logda da istifin tabanından üst düzeyine dek, özellikle kömür bantları arasında yaygın bulunan, lagün fasiyesinin belirgin ostrakod faunası yer almaktadır.

Tekirdağ-Malkara- Batkın sondaj logu; fosil içeriği, litolojik ve ortamsal özellikleri;

Bu sondaj karotu 1/25.000 ölçekli Çanakkale G17, b1 paftasında x: 34411-0; y: 87525-0; z: 125-61 kordinatlarında yer almaktadır. Sondaj derinliği 230m. olup, 230-142 m.ler arası linyitli marn çoğunlukta olup, istif tabandan 12 m.ye kadar linyitli marn, marn, kumlu marn kumtaşı ardalanmalı 224-226, 160-162, 88-89,71-72, 69-56 m.ler arasında kömür bantları bulunmaktadır. İstif 12-5 m.ler arası kiltaşı ve yaklaşık 5 m. kalınlığında alüvyon ile son bulur. Karotta 35-11 m.ler arasında fosil bulunmuştur.

Sondajda *Hemicyprideis montosa* (Jones ve Sherborn), *Hirschmannia* sp. gibi ostrakod tür ve cinsleri sık sayıda; *Neocyprideis apostolescui* (Keij), *Neocyprideis williamsoniana* (Bosquet), *Cytheridea pernota* Oertli ve Keij, gibi ostrakod türleri yaygın sayıda; *Cytherelloidea jonesiana jonesiana* (Bosquet), *Hemicyprideis helvetica* (Lienenklaus), *Hemicyprideis elongata* Keen, *Thracella apostolescui* Sönmez, Krithe bartonensis (Jones), *Hirschmannia* sp., *Ilyocypris* sp., *Argilloecia conoidea* Sars, genellikle kapak sayısı az olarak gözlenmektedir.

Ayrıca ostrakod tür ve cinsleriyle birlikte *Pirenella* sp., *Hydrobia* sp.., *Valvata* sp., *Viviparus* sp., *Melanopsis* sp., *Avimactra* sp., *Dreissensia* sp., *Congeria* sp. gibi gastropod ve pelesipod cinsleri bulunmaktadır (Şekil 5) (Çizelge 1).

İstifte gözlenen *Thracella apostolescui* Sönmez, *Krithe bartonensis* (Jones), *Argilloecia conoidea* Sars gibi denizel formların yanında genelde *Hirschmannia* sp., *Ilyocypris* sp. gibi lagün ve göl fasiyesini simgeleyen ostrakod cinsleri de yer almaktadır (Çizelge 2).

3. SONUÇLAR

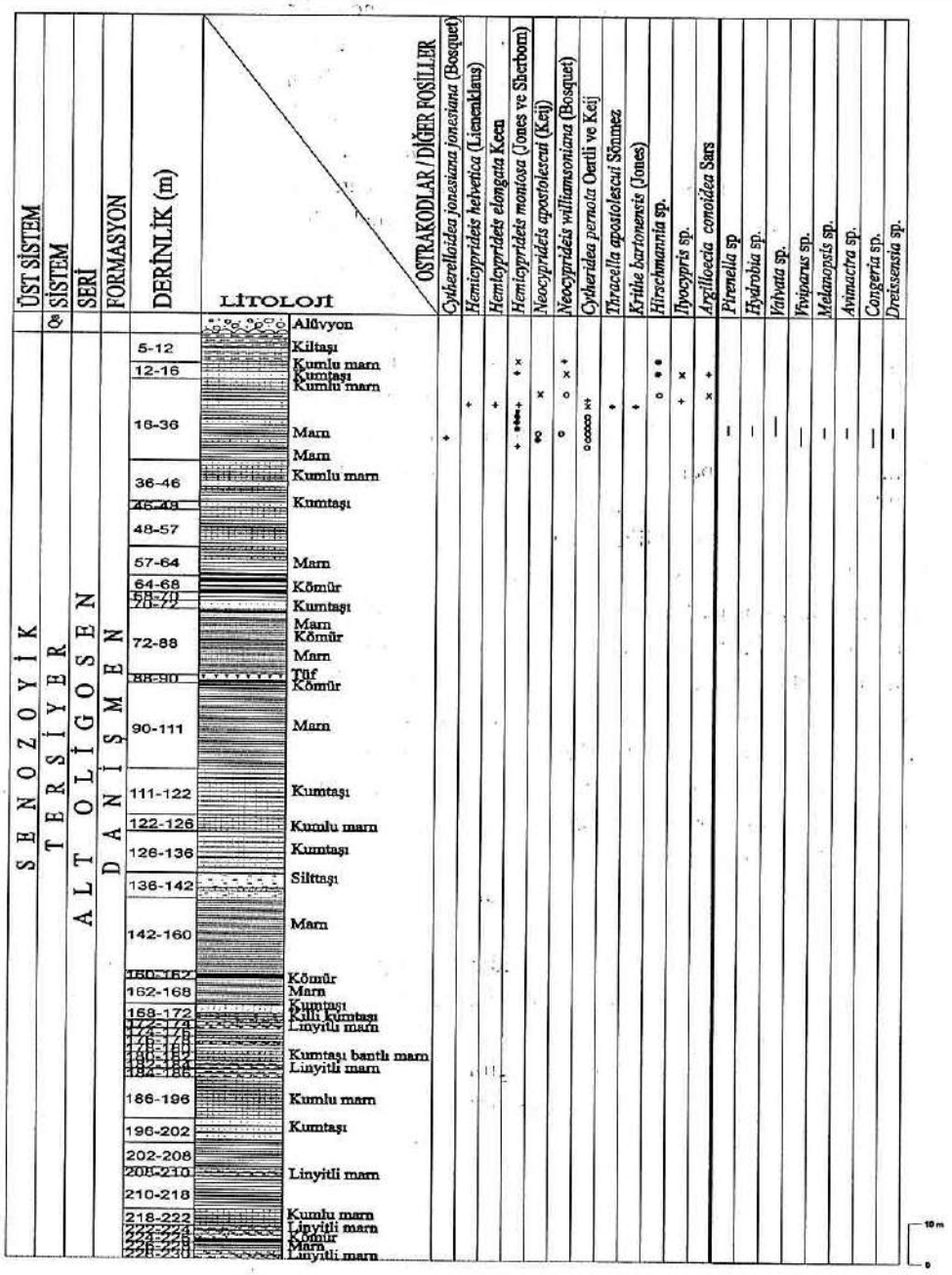
Bu çalışma Tekirdağ-Malkara yöresinde bulunan Hasköy, İbrice, Batkın yerleşim merkezleri içerisinde açılan 3 adet sondaj kuyusunun karot örnekleri üzerinde yapılmıştır.

MTA Genel Müdürlüğü'nün kömür arama amaçlı yapmış olduğu çalışmalardan alınan karot örneklerinden 289 adet yıkama örneği elde edilmiştir.

Marn, siltli kumtaşı ve kömür seviyelerinin yoğun bulunduğu istifteki Danişmen Formasyonu'na ait örneklerden 15 ostrakod cinsi ve 13 türü, 9 mollüsk cinsi ve Chara mikrofosili tanımlanmıştır.

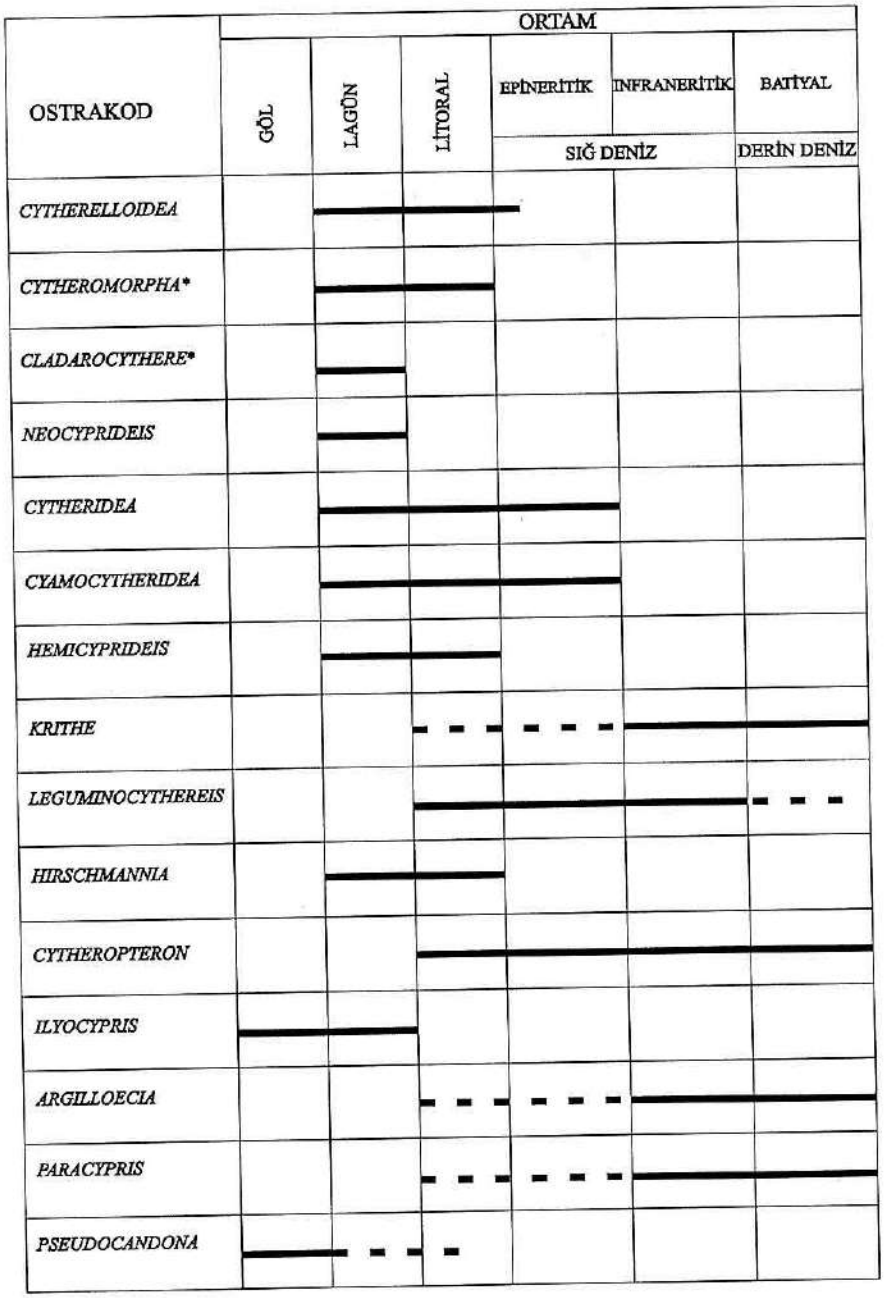
Tanımlanan ostrakod türleri, Orta Avrupa'da (Keen, 1972, Oertli, 1985, Monostori, 1983) ve Türkiye'de yapılan çalışmalarla (Nazik, 1993;Tanar ve Gökçen, 1990; Sönmez-Gökçen, 1973; Şafak, 1990) deneştirilerek birime Erken Oligosen yaşı verilmiştir.

Önceki çalışmaların verileri de değerlendirilerek kömürün yerleşim



Şekil 5. Tekirdağ-Malkara-Batkın sondaj logu.

Çizelge 3. Ostrakod cinslerinin yansıttıkları ortamlar (Morkhoven, 1963'den yararlanılmıştır). * (Remane, 1958) ölçütlerinden alınmıştır.



LEVHA 1

Şekil 1-2. *Cladarocythere apostolescui* (Margerie)

1. Kabuk, sağ yan görünüm, İbrice Sondajı, 76 nolu örnek.
2. Kabuk, sol yan görünüm, İbrice Sondajı, 76 nolu örnek.

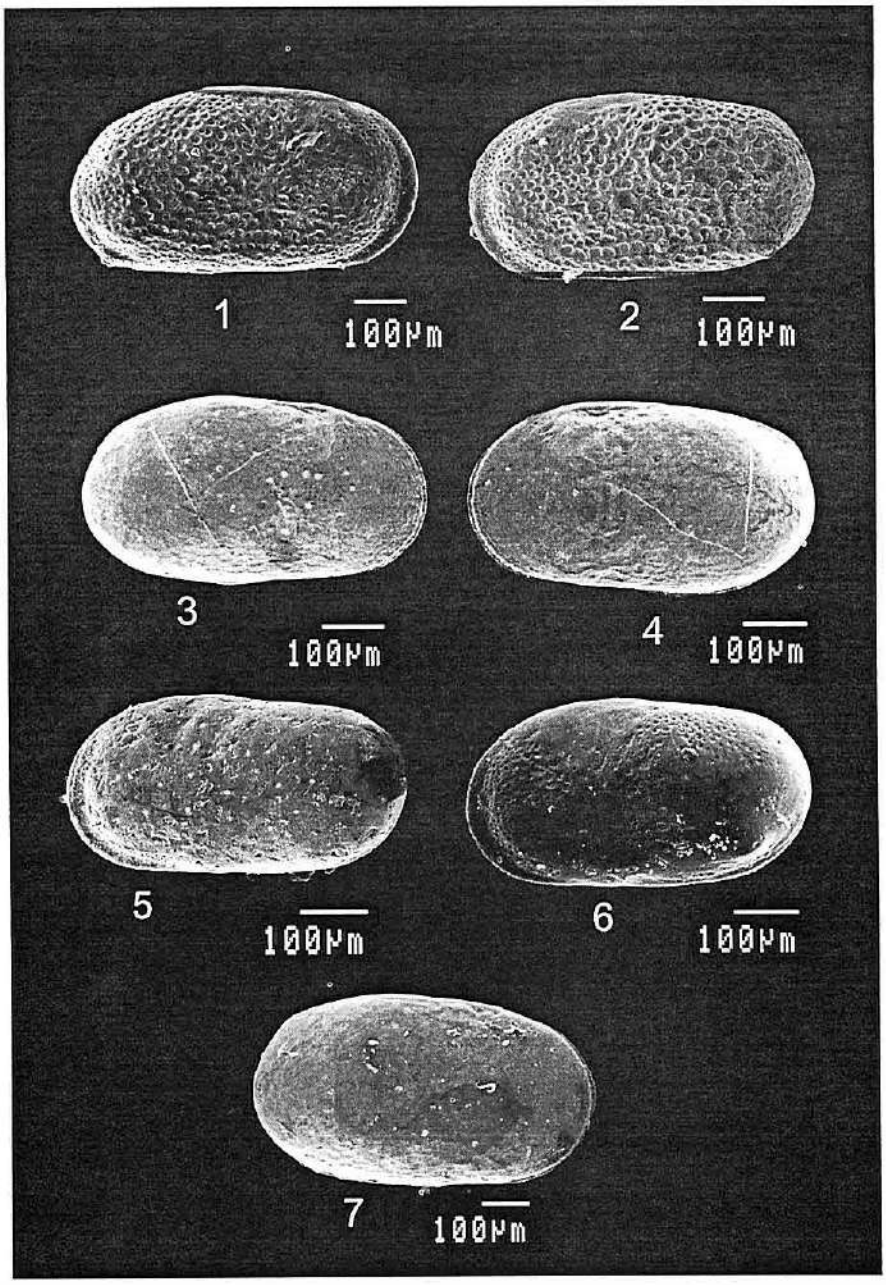
Şakil 3-4. *Neocyprideis apostolescui* (Keij)

3. Kabuk, sağ yan görünüm, Batkın Sondajı,19 nolu örnek.
4. Kabuk, sol yan görünüm, Batkın Sondajı, 19 nolu örnek.

Şekil 5-7. *Neocyprideis williamsoniana* (Bosquet)

5. Kabuk, sol yan görünüm, Batkın Sondajı, 14 nolu örnek.
6. Kabuk, sol yan görünüm, Hasköy Sondajı, 25 nolu örnek.
7. Kabuk, sağ yan görünüm, Hasköy Sondajı, 25 nolu örnek.

LEVHA I
PLATE I



LEVHA II

Şekil 1-2. *Cytheridea pernota* Oertli ve Keij

1. Sağ kapak, dıştan görünüm, İbrice sondajı, 21 nolu örnek.
2. Kabuk, sol yan görünüm, Batkın sondajı, 24 nolu örnek.

Şekil 3-4. *Hemicyprideis montosa* (Jones ve Sherborn)

3. Kabuk, sol yan görünüm, İbrice sondajı, 64 nolu örnek.
4. Sağ kapak, dıştan görünüm, İbrice sondajı, 64 nolu örnek.

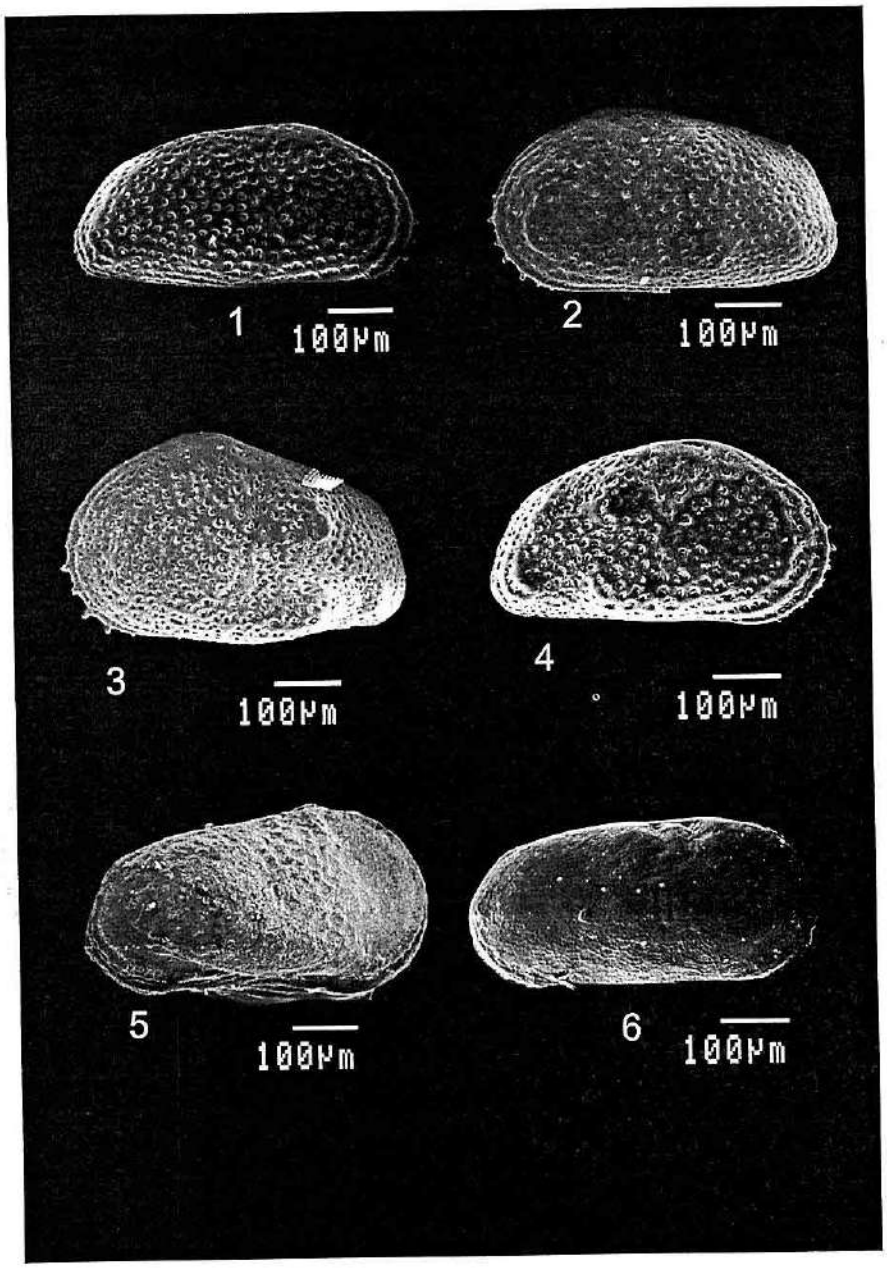
Şekil 5. *Legüminocythereis* sp.

5. Kabuk, sağ yan görünüm, İbrice sondajı, 78 nolu örnek.

Şekil 6. *Ilyocypris* sp.

6. Sağ kapak, dıştan görünüm, Batkın sondajı, 21 nolu örnek.

LEVHA II
PLATE II



gösterdiği alt ve üst seviyelerinde yer alan marn ve siltli kumtaşlarının genellikle lagün içerikli ostrakodları barındırdığı gözlenmiştir.

Ayrıca lagün fasiyesi yanı sıra denizel özellik gösteren ostrakod cinslerine de aynı düzeyde rastlanmıştır. Bu durum istif içerisinde denizle bağlantılı aşırı sığlaşmaya bağlı olarak açıklanmıştır.

4. KATKI BELİRTME

Çalışma esnasında yapılan karot örneklemesinde her türlü kolaylık ve desteği sağlayan MTA Genel Müdürlüğü Kömür Dairesi Başkanlığı'na, Jeoloji Yüksek Mühendisi Sn. Ali Üretürk'e (MTA, Ankara), Çukorova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanlığı ve elemanlarına, yayına eleştiri ve kritikleri ile yoğun katkı koyan hakemlere, çalışmanın çizim aşamalarında katkılarından yararlandığım Sn. Deniz Heybeli'ye (Ç.Ü. Fen Bilimleri Enst. Öğrencisi), ostrakodların Scanning Elektron Microskop'ta çekimlerini sağlayan TPAO (Ankara)'na teşekkürü borç bilirim.

5. KAYNAKLAR

Aksoy, M. Z., 1998, Trakya Havzası Oligosen yaşlı deltayik istifinin yer altı verileri kullanılarak ayrıntılı sedimantolojik incelenmesi, Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 200 s.

Bear, H. and Wright J.A., 1960, Stratigraphy of the Ganosdağ, Korudağ and Keşan Hills District I, (Thrace), TPAO Arşiv no: 736, Ankara (Unpublished).

Berger, J.-P. Et al., 2005a. Paleogeography of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB) from Eocene to Pliocene. International Journal of Earth Sciences, 94(4): 697-710.

Boer, N.P. de 1954, Report on geological reconnaissance in Turkish Thrace. G.A. Report no:Ç 25373, Petrol Dairesi, The Hague, February, 1954.

Estéoule-Choux, J., Margerel, J-P., Guernet, C. et Rıvoalland, H., 1986, Revue de Micropaléontologie, V. 28, N. 4, Paris.

Gökçen, N., 1973, Etude paléontologique (Ostracodes)et stratigraphique de niveaux du Paléogéne du Sud-Est de la Thrace, MTA yayınlarından, no: 147, Ankara.

Gökçen, N., 1975, Pınarhisar Formasyonu'nun yaşı ve ortam şartlarında görülen yanal değişmeler (N-NE Trakya), Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Tebliğleri, s: 128-142, Ankara.

Gökçen, S.L., S., 1967, Eocene-Oligocene Sedimentation in the Keşan Area, SW Turkish Thrace, Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, No. 69, Ankara.

Haskins, C.W., 1969, Tertiary Ostracoda from the Isle of Wight and Barton, Hampshire, England, Part IV, N. 3, Paris.

Hooker, J.J. at al., 2007, Discussion on the Eocene–Oligocene boundary in the UK, Journal of the Geological Society, London, Vol. 164, pp. 685–688., Great Britain.

İslamoğlu, Y. ve Taner, G., 1995,

Pınarhisar (Kırklareli) ve Çevrasinin Tersiyer Mollüsk Faunası ve Stratigrafisi, MTA Dergisi, 117, 149-169, Ankara.

Jiricek, R., 1983, Redefinition of the Oligocene and Neogene Ostracod Zonation of the Paratethys, Knihovnicka Zemniho plynu a nafyt (Nr.4) pp. 195-236/6, Hodonin.

Keen, M.C., 1972, The Sannoisian and some other Upper Palaeogene Ostracoda from North-west Europe, Palaeontology, V. 15, Part 2, London.

Kellog, H.E., 1973, Geology and petroleum prospect gulf of Saros and vicinity Southwestern Thrace, Turkey, TPAo Arşiv no: 902 Ankara (Unpublished).

Keskin, C., 1974, Kuzey Ergene Havzasının Stratigrafisi, Türkiye II. Petrol Kongre3,si Tebliğleri.

Lebküchner, R.F., 1974, Orta Trakya Oligoseninin jeolojisi Hakkında, MTA Rap. , No. 2983, Ankara.

Monostori, M., 1983, Ostracodes of Eocene/Oligocene Boundary profiles in Hungary, Annales Universitaties Scientiarum Budapestinensisde roland, Eötvös Nominatae Sectio Geologica tomus XXV.

Morkhoven, F.P.C.M., 1963, Post-Palaeozoic Ostracoda, V.II, 478 p., Newyork.

Nazik, A., 1993, Darende Havzası Tersiyer İstifinin Mikropaleontolojik (Ostrakod ve Foraminifer) İncelenmesi, TJK Bülteni, Cilt 36, Sayı 1, Ankara.

Oertli, H.J., 1985, Atlas des Ostracodes de France, Mémoires Elf-Aquitaine,9, Paléogéne.

Pirkenseer, C. and Berger, J.-P., 2005, The Southern Upper Rhine graben (SURG) Paleogene and its ostracofauna, (In: 15 th International Symposium on Ostracoda, September 12-15, Berlin.

Pirkenseer, C. and Berger, J.-P., 2006, Marine and brackish Oligocene Ostracoda from the Southern Upper Rhine Graben (Central Europe): Palaeoecological, Palaeogeographical and taxonomic implications, Geophysical Research Abstracts, vol. 8, European Geosciences Union.

Remane, A., 1958, Die Biologie des Brackwassers. In: THIENEMANN, A: Die Binenge wasser, Einzeldarstellungen aus der Limnologie und ihren Nachbagebieten, Stuttgart,22: 1-348.

Sirel, E. ve Gündüz, H., 1976, Kırklareli Yöresi (K Trakya) Denizel Oligosen'inin Stratigrafisi ve Nummulites Türleri, TJK Bülteni, c.19, Sayfa 155-158, Ankara.

Sissingh, W., 1972, Late Cenozoic Ostracode of the South Aegean Island Arc. Bull. Utrecht. Micropaleont., 6: 1-187.

Sönmez, N., 1963, Deux nouveaux genres d' Ostracodes du Paleogene de Thrace (Turquie). Rev. Micropal. V. 6, no. 2, Paris.

Sönmez-Gökçen, N., 1964, Notice sur le nouvel age determine par les Ostracodes de la serie a Congeria du Neogene des environs de Çatalca (Thrace). MTA Bull. No. 63, Ankara.

Sönmez-Gökçen, N., 1973, Etude paléontologique (ostracodes) et stratigraphique de niveaux du Paléogéne du Sud-Est de la Thrace, MTA

Yayınlarından, No.147, Ankara.

Sümengen, M. ve Terlemez, İ., 1991, Güneybatı Trakya Yöresi Eosen Çökellerinin stratigrafisi, MTA Dergisi, 113, 17-30, Ankara.

Şafak, Ü., 1990, Malatya Kuzeybatısının (Medik-Ebreme yöresi) Üst Lütesiyen Ostrakod Faunası, Ç.Ü. Müh-Mim Fak. Dergisi, Cilt 5, Sayı 1, 135-149, Adana.

Şenol, M., 1980, Keşan (Edirne) ve Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) Yörelerinde Oligosen Yaşlı Birimlerin Çökel Ortamları ve Linyit Oluşumları, TJK Bülteni, C. 23, 133-140, Ankara.

Tanar, Ü. ve Gökçen, N., 1990, Mut-Ermenek Tersiyer İstifinin Stratigrafisi ve Mikropaleontolojisi, MTA Dergisi, 110, 175-181, Ankara.

Ternek, Z., 1949, Geological study of the region of Keşan – Korudağ. Publ. Ph. D. Thesis. Univ. İstanbul.

Tunoğlu, C., 2001, Eocene (Lutetian – Bartonian) Ostracoda of the Sinop Basin, Black Sea Coast of Turkey. Proceeding of the 2nd International Symposium on the Petroleum Geology and Hydrocarbon Potential of the Black Sea Area, 1996, 149-163.

Yeşilyurt N., Ertekin, İ.K. ve Tunoğlu, C., 2005, Batı Pontitler'de (Seydiler/Kastamonu) Yeni bir Litostratigrafik Birim önerisi: Geç Lütesiyen- Bartoniyen yaşlı Seydiler Formasyonu, TJB, C. 48, S. 1, 41-54, Ankara.

KOHEZYONLU ZEMİNLERDE SİLİS KUMU İÇERİĞİNİN BÜZÜLME ÜZERİNDEKİ ETKİLERİ

Hakan GÜNEYLİ, Özgür YÜKSEL, Sinem AYTEKİN
Ç.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

ÖZET: *Bu çalışmada killi zeminlerde büzülme üzerinde tane boyu dağılımının etkisini ortaya koyabilmek amacıyla farklı mineralojik ve mühendislik davranışa sahip üç farklı kil ve tek biçimli silis kumu kullanılarak değişik kum içeriğine sahip yapay zemin örnekleri hazırlanmıştır. Örneklerin büzülme özellikleri, tane boyu dağılımının büzülme üzerinde önemli etkilerinin olduğunu göstermektedir. Deneylerde kullanılan killi zeminlerde kum içeriği artışı kil türünden bağımsız olarak büzülme limitlerinde (WS) anlamlı bir artışa (~% .8) neden olmaktadır. Hacimsel büzülme (VS) ise tane boyu artışına bağlı olarak azalmaktadır. Kil tipi aynı kalmak koşuluyla kum içeriği değişimine bağlı olarak azalan özgül ağırlıklar ile büzülme parametreleri karşılaştırıldığında özgül ağırlıklar azaldıkça büzülme limitinin anlamlı bir şekilde arttığı; hacimsel büzülmenin ise azaldığı görülmektedir. Sonuçlar kohezyonlu zeminlerde tane boyu dağılımın en az plastisite ve mineralojik bileşim kadar belirleyici olduğunu işaret etmektedir.*

EFFECTS OF SILICA SAND CONTENT OF CLAYEY SOILS ON SHRINKAGE

ABSTRACT : *In this study, artificial soil samples having distinct grain size distribution were prepared using three different clays which show various mineralogical and engineering behaviors and uniform silica sand with aim of effect of grain size distribution on shrinkage of clayey soils. Shrinkage properties of the samples show that there considerable effects of granulometry on shrinkage. Independently from clay type, increasing on sand content on clayey soils used in tests causes a meaningful increase (~%0.8) on shrinkage limits (WS). On the other hand volume shrinkage (VS) decreases with increasing of sand content. Providing that the type of clay stable, it is seems that when shrinkage parameters with decreasing specific gravities due to sand content change compares, it is seem that shrinkage limits meaningfully increase and volume shrinkages decrease with diminishing of specific gravities. The results points out that grain size distribution is as determinative as plasticity and mineralogical composition on cohesive soils.*

1. GİRİŞ

Kohezyonlu zeminlerin kıvam limitlerinin mühendislik davranışlarında önemli bir yeri vardır. Kıvam kohezyonlu zeminlerde zeminin fiziksel durumunu denetleyen ana etmenlerin en önemlilerindendir. Zeminin limit su içeriği değerlerini ifade eden kıvam, sıvı (likit), plastik, yarı katı ve katı fazları tanımlar. Su içeriğinden dolayı sıvı halde olan bir zemin yavaş yavaş kurutulduğunda sırasıyla "plastik","yarı katı" ve "katı" durumlara geçer (Uzuner, 2000). Atterberg (1911), limit su içerikleri açısından sıvı durumdan yarı plastik duruma geçişi likit limit (WL), plastik durumdan yarı katı duruma geçişi plastik limit (WP) ve yarı katı durumdan katı duruma geçişi büzülme limiti (WS) olarak tanımlamıştır. Büzülme başka bir ifadeyle hacim değişiminin alt sınırı olarak da tanımlanabilir. Zeminlerin likit ve plastik durumlarında su içeriğindeki azalma hacimsel azalmaya da neden olmaktadır. Zemin yarı katı duruma geldiğinde su içeriği azalmasına rağmen artık hacim azalması meydana gelmez; bu aşamadan sonra hacim sabit kalır. Büzülme limiti bu noktadaki su içeriğini ifade eder (Aytekin, 2004). Zeminin büzülme özelliklerini yansıtan başka parametreler de bulunmaktadır. Bunlar hacimsel büzülme (VS), büzülme oranı (SR) ve lineer (çizgisel) büzülme (LS) kavramlarıdır. Hacimsel büzülme: kohezyonlu bir zeminin likit limitteki su içeriğindeyken büzülme limitine geldiğindeki nihai hacminin likit limitteki hacmine oranı olarak tanımlanabilir. Lineer büzülme ise hacimsel büzülmeden yola çıkılarak bulunabilecek tek boyutta büzülme oranını tanımlar. Büzülme oranı ise esas olarak zeminin kuru birim hacim ağırlığını ifade eder.

Büzülme etkisi, kohezyonlu zeminlerde mühendislik açıdan önemli sorunlar yaratabilmektedir. Kuru iklimlerde yüzey buharlaşmasıyla yeraltı su seviyesindeki alçalma ve nemli iklimlerde bitkisel işlevlerle büzülme oluşabilmektedir. Yeniden suya doygun aşamaya gelindiğinde hacimde artış veya şişme eğilimi ortaya çıkar. Oluşan büzülme ve şişmeden kaynaklanan hacimsel değişimler küçük mühendislik yapılarında ve kaplamalarda önemli hasara neden olabilmektedir (Holtz ve Kovacs, 1981).

Zeminlerin mühendislik davranışında başlıca içeriksel ve çevresel faktörler etkilidir. İçerik kapsamında mineral türü, her bir mineralin miktarı, adsorbe katyonlar, tane boyu dağılımı ve şekli, boşluksuyu içeriği; çevresel faktörler kapsamında ise başlıca su içeriği, yoğunluk, basınç, sıcaklık ve fabrik etkin rol oynamaktadır. Mühendislik açıdan önemli sorunlar yaratabilen büzülmede plastisite belirleyici faktörlerin başında gelir. Kohezyonlu bir zeminin plastisitesi ne kadar büyükse kuruma sırasındaki büzülme o kadar büyük olacak; büzülme limiti ise o kadar küçük olacaktır (Mitchell, 1976). Plastisite indisi ile çizgisel büzülme arasında önerilmiş deneye dayalı ilişkiler (Ip≈2.13*çizgisel büzülme) de önerilmektedir (Vickers, 1983).

Bir zeminin büzülme özelliklerinin

belirlenmesi standart büzülme deney yöntemi [ASTM D 427–98 (2003)] uygulandığında, zeminin genelini yansıtacak bir noktadan alınan numune, 40 numaralı (0.42 mm) elekten elenerek büzülme parametreleri belirlenmektedir. Oysa zemin genellikle sadece 0.42mm'den daha ince taneli ve kohezyonlu malzemeden oluşmamaktadır. Dolayısıyla farklı boyuttaki tanelerden meydana gelen doğal zeminlerin büzülme özelliklerinin belirlenmesinde yalnızca plastisite ve standart yöntemlerle bulunan değerler her zaman çok gerçekçi olmayacaktır. Yapılan birçok güncel çalışma, doğal zeminlerde plastisite ile büzülme arasındaki ilişkinin zayıf olduğunu ve büzülmeyi bağıl tane boyu dağılımının önemli ölçüde etkilediğini göstermiştir (Sridharan ve Prakash, 2000; Boivin vd., 2004). Büzülme, tane boyu dağılımının yanında temel olarak tane arası matriks, tane yapısı, silt ve kumun ortalama tane boyu ve tabaka kalınlığı gibi parametrelerin de etkisindedir (Chertkov, 2007).

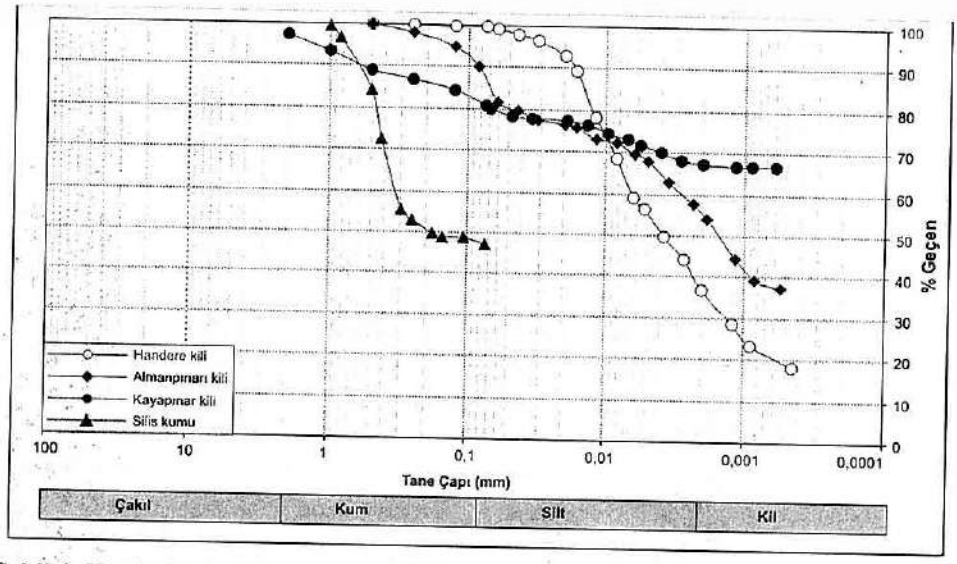
Doğal zeminler farklı boyutlardaki malzemeden oluştuğu için büzülme davranışı tane boyu dağılımı göz önünde bulundurularak değerlendirilmesi doğru bir yaklaşım olacaktır. Bu amaçla standart büzülme limit deney izleği dışında zeminin genel durumunu yansıtan tane boyu dağılımının da büzülme hesaplamaları içine girmesi, zeminin büzülme davranışının daha doğru bir şekilde ortaya konmasına yardımcı olabilir. Bu amaçla fiziksel özellikleri belirlenmiş tek biçimli bir silis kumu ve kökeni, kimyası, mühendislik davranışı oldukça farklı olan ve değişik bölgelerden sağlanan kil tipleri ile değişik tane boyu dağılımına sahip yapay zemin örnekleri üzerinde eleme yapmadan büzülme deneyleri gerçekleştirilmiştir. Bu şekilde farklı tane boyu dağılımına sahip kohezyonlu zeminlerin büzülme özelliklerinin nasıl değiştiği ve tane boyu dağılımının büzülme üzerindeki etkisi araştırılmıştır.

2. MALZEME VE YÖNTEM

2.1. Örnek Hazırlama ve İndeks Özelliklerinin Belirlenmesi

Deneylerde farklı mühendislik özellikleri gösteren smektit ağırlıklı Handere kili (Gürbüz ve Gökçen, 1985), illit ağırlıklı Almanpınarı kili (Mirdallı vd., 2006), smektit-klorit ağırlıklı Kayapınar (Diyarbakır) kili (Taşkıran, 2000) ve tek biçimli silis kumu kullanılmıştır (Şekil 1). Bu çalışmada kullanılan Handere kili Adana Basen'indeki Pliyosen yaşlı, sığ deniz ortamında gelişmiş Handere formasyonuna (Schmidt, 1961) ait sedimanter bir kildir. Almanpınarı kili Osmaniye ilinin doğusundaki ofiyolitik kayalardan türeme alüvyal yelpaze niteliğinde gelişmiş karasal bir çökel birimdir. Kayapınar kili ise Diyarbakır ili dolayında bulunan Kuvaterner yaşlı rezidüel nitelikli bir kildir (Taşkıran, 2000). Almanpınarı kili kendine has mühendislik özellikleri nedeniyle seramik sanayisinde kullanılan bir malzemedir.

Zeminlerin genel büzülme durumlarını yansıtması açısından bu çalışmada özellikle farklı mineralojik ve mühendislik



Şekil 1. Handere kili, Almanpınarı kili, Kayapınarı kili ve silis kumunun taneboyu dağılımı.

özellikler gösteren kil türleri seçilmiştir. Silis kumu kullanmadaki amaç silis kumunun su ile temas etmesi durumunda ayrışma, çözünme ve kimyasal tepkimeye girmesinin mümkün olmayışıdır.

Çalışmada kullanılan Handere kili Adana İlinin kuzeyindeki Menekşe köyü yakınlarından, Almanpınarı kili Osmaniye ili yakın doğusundan, Kayapınar kili Diyarbakır İli Kaypınar beldesinden ve silis kumu Mersin İlinin Hebilli Beldesindeki bir kum ocağından sağlanmıştır. Laboratuarda öncelikle Handere, Almanpınarı ve Kayapınar killerinin fiziksel özelliklerinin belirlenmesi için tane boyu analizi, özgül ağırlık ve kıvam limit deneyleri yapılmıştır. Tane boyu analizi için ASTM D 422–63(2003); özgül ağırlık deneyleri için ASTM 5550–00 (2003) ve kıvam limitleri için ASTM D 4318–00 (2003) standardı izlenmiştir. Zemin örneklerinin indeks özellikleri Çizelge 1'de verilmiştir.

Numune hazırlama aşamasında tüm zemin örnekleri 65 C0'lık etüvde 24 saat kurutulmuştur. Kurutulan kil örnekleri 0.42 mm'lik elekten elenerek belirli bir homojenlik kazanması sağlanmıştır. Kurutulan silis kumu 1 ve 0.5mm açıklıklı elekten elenerek bu elekler arasında kalan malzeme kullanılmıştır (Şekil 1).

Her bir kil cinsine ağırlıkça %10'dan %90'a kadar kum içeriği kazanacak şekilde tekbiçimli silis kumu eklenmiştir. Böylece %10'ar kum artışlarıyla her bir kil cinsinden 10 adet 1 kg'lık yapay zemin numuneleri hazırlanmıştır. Homojen bir dağılım sağlanıncaya kadar karışımlar karıştırılmıştır. Bu şekilde tane boyu dağılımı dışında tüm mineralojik ve kimyasal özellikleri aynı olan on farklı yapay zemin örneğinden oluşmuş üç set

Çizelge 1. Zemin örneklerinin indeks özellikleri.

İndeks Özellikleri	Handere kili	Almanpınarı kili	Kayapınar kili	Silis kumu
Likit limit WL (%)	42.85	45.25	67.57	
Plastik limit PL (%)	23.22	22.62	32.50	
Plantisite indisi IP (%)	19.63	22.63	35.07	
Büzülme limiti WR (%)	10.20	12.36	2.95	
Büzülme Oranı SR	1.93	1.99	2.04	
Hacimsel Büzülme (%)	0.41	0.35	0.58	
Özgül Ağırlık (GS)	2.74	2.74	2.69	2.63
Aktivite (A)	0.53	0.41	0.53	
Çakıl (%)	0.00	0.00	0.00	
Kum (%)	0.22	13.00	19.21	100
Silt (%)	62.98	32.60	13.69	
Kil (%)	36.80	55.40	67.30	
Kolloid (%)	25.65	42.83	66,97	
Zemin sınıfı	CL	CL	CH	SP

malzeme hazırlanmıştır. Hazırlanan tüm kil kum karışımlarının öncelikle özgül ağırlıkları belirlenmiştir (Çizelge 2 ve Şekil 2).

2.2 Büzülme Özelliklerinin Belirlenmesi

Temel parametreleri belirlenen her bir karışım için büzülme deneyleri yapılarak büzülme parametreleri belirlenmiştir. Büzülme deneyleri için ASTM D 427-98 (2003) standardı uygulanmış olup, bu standardın 40 numaralı (0.42 mm açıklıklı) elekten eleme aşaması gerçekleştirilmemiştir. Bu çalışmanın temel amacı kum içeriğinin büzülme üzerindeki etkisinin araştırılması olmasından dolayı; kum boyu malzeme 40 numaralı elek üzerinde kalacağından eleme yapılmamıştır. Bu şekilde her üç kil tipi için hazırlanan değişik kum oranları ile hazırlanmış yapay zemin örneklerinde büzülme deneyleri yapılarak büzülme limitleri ve hacimsel büzülme parametreleri saptanmıştır. Hacimsel büzülmenin bir fonksiyonu olduğundan ve aynı fiziksel durumu yansıttığından lineer büzülmeler hesaplanmamıştır.

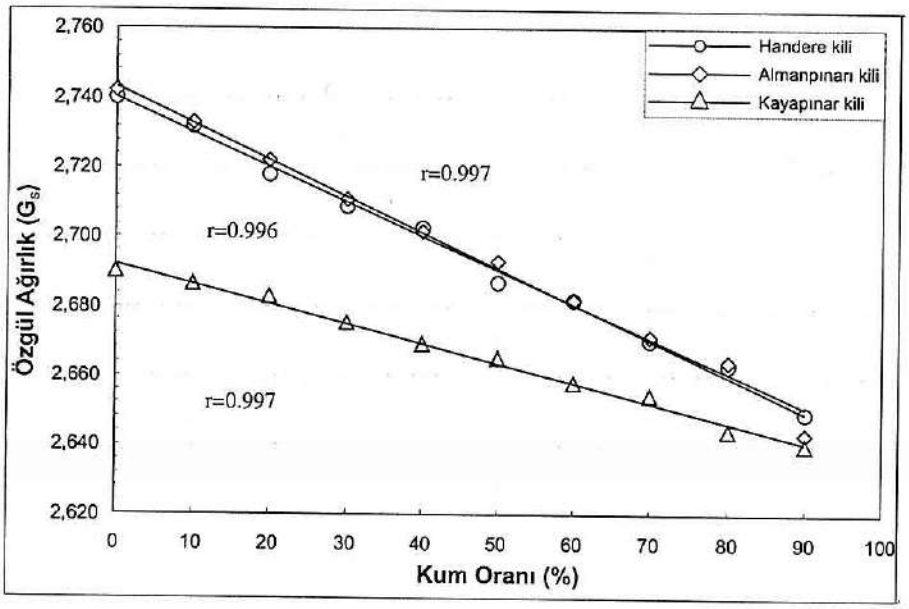
3. BULGULAR VE TARTIŞMA

3.1. İndeks Özellikleri

Handere, Almanpınarı ve Kayapınarı killerine ilişkin fiziksel özellikler Çizelge 1'de topluca verilmiştir. Birleştirilmiş zemin sınıflaması (USCS)'na göre: Handere ve Almanpınarı kilinin CL sınıfı; Kayapınar kili ise CH olarak belirlenmiştir. Handere, Almanpınarı ve Kayapınarı killerinde ağırlıkça kil miktarları % olarak sırasıyla 55.50, 68.50 ve 71.00 iken kolloid miktarları 25.65,

Çizelge 2. Doğal kil, tek biçimli silis kumu ve orantılı olarak silis kumu karıştırılarak hazırlanmış zemin örneklerinin özgül ağırlıkları.

Kum Oranı	Handere kili	Almanpınarı kili	Kayapınar kili
0	2.740	2.742	2.690
10	2.732	2.733	2.686
20	2.718	2.722	2.683
30	2.709	2.711	2.675
40	2.703	2.702	2.669
50	2.687	2.693	2.665
60	2.682	2.682	2.658
70	2.670	2.671	2.654
80	2.663	2.664	2.644
90	2.649	2.643	2.640
100	2.632	2.632	2.632



Şekil 2. Zemin örneklerinde kum oranı değişimi ve özgül ağırlıklar arasındaki ilişkiler.

42.83 ve 66.97'dir. Buradan da anlaşılacı üzere kayapınar kilinde kolloid miktarı oldukça yüksek orandadır. Handere ve Almanpınarı killerinin plastisite indisleri birbirine yakın sayılabilecek değerlerdeyken (%19.63 ve 22.63)

Kayapınarı kilininki %35.07 gibi yüksek bir değerdedir. Handere ve Almanpınarı killerinin büzülme limitleri birbirine yakın değerler (%13.36 ve 8.46) iken Kayapınarı kilinin büzülme limiti %2.95 gibi oldukça düşük bir değerdir. Aktivite açısından değerlendirildiğinde Handere ve Kayapınarı killeri orta aktiviteli; Almanpınarı kili ise düşük aktiviteli kil cinsine girmektedir. Bu değerlendirmeler ışığında Kayapınar kilinin handere ve Almanpınar killerine göre oldukça küçük bir büzülme limitine, yüksek plastisiteye ve hacımsal büzülme oranına sahip olduğu söylenebilir.

Üç farklı kil örneği, silis kumu ve bunlarla hazırlanan değişik kum oranlarındaki yapay zemin örneklerinin özgül ağırıkları Çizelge 2 ve Şekil 2'de görülmektedir.

Doğal kil ve kum karıştırılmış zemin örneklerinin özgül ağırlıkları değerlendirildiğinde, kum oranı arttıkça özgül ağırlıkların azaldığı görülmektedir. Bu azalımlar için ortaya çıkan korelasyon katsayıları (r) yüksek değerlerde (0.9'dan fazla) olup aralarında oldukça anlamlı bir azalım ilişkisinin olduğunu göstermektedir.

Tüm kil tipleri için kum oranı artışı ile özgül ağırlıkların değişimi arasında doğrusal bir ters orantı vardır; kum oranı arttıkça özgül ağırlıklar azalmaktadır. Kum oranı artışı ve özgül ağırlık değişimleri arasındaki regrensyon analiziyle bulunan regresyon eşitlikleri Çizelge 3'de toplu halde verilmiştir.

3.2. Büzülme Özellikleri

Handere killinin doğal (silis kumu eklenmemiş) haldeki büzülme limiti (W_S) en düşük değerde (%10.20) iken %90 kum–%10 kil içeriğine sahip örnekte en yüksek değerine (%18.53) ulaşmaktadır. Bu iki uç nokta arasında belirli oranlarda silis kumu karıştırılarak hazırlanan yapay zemin örneklerindeki büzülme limit değerleri kum oranı artıkça düzenli bir şekilde artış göstermektedir. Bu zemin seti için her bir zemin karışımının kendi aralarındaki korelasyon katsayısı 0.9836 olup çok yüksek pozitif bir ilişkiyi göstermektedir (Şekil 3a). Bu ilişkiye göre Handere kiline ilave edilen %10 oranındaki silis kumu, söz konusu yapay zemin örneğinde büzülme limitini %0.833 artırmaktadır. Handere killinin kum içeriği değişimine bağlı olarak hacimsel

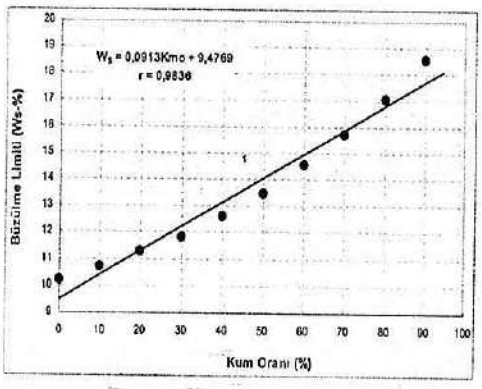
Çizelge 3. Kum oranının bir fonksiyonu olarak özgül ağırlıkları veren regresyon eşitlikleri

Kil Tipi	Eşitlik	
Handere kili	$G_S = -0.001(K_{mo}) + 2.7$	(1)
Almanpınarı kili	$G_S = -0.001(K_{mo}) + 2.743$	(2)
Kayapınarı kili	$G_S = -0.001(K_{mo}) + 2.692$	(3)
Burada G_S özgül ağırlık ve K_{mo} ağırlıkça % kum oranıdır.		

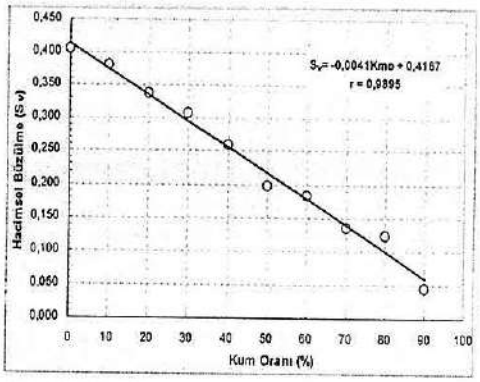
büzülme oranına (S_V) bakılacak olursa, doğal haldeki saf kilin hacimsel büzülme oranı en büyük (0.41) iken %90 kum–%10 kil içeriğine sahip örnekte en küçük değerine (0.045) ulaşmaktadır. Bu iki uç nokta arasında yer alan zemin örneklerindeki büzülme limit değerleri kum oranı artıkça düzenli bir şekilde azalım göstermektedir. Kum içeriği ve hacimsel büzülme arasında korelasyon katsayısı 0.9895 olan çok yüksek negatif bir ilişki vardır (Şekil 3b). Buna göre Handere kiline ilave edilen %10 oranındaki silis kumu, hacimsel büzülmede 0.036 oranında azaltmaya neden olmaktadır.

Almanpınarı ve Kayapınarı killerinde de Handere kilindekine benzer şekilde kum içeriği ve büzülme parametreleri arasında güçlü ilişkiler vardır (Şekil 4. a-b ve Şekil 5. a-b). Her bir kil örneği için hazırlanan yapay zemin örnek setinde büzülme limiti ve hacimsel büzülme ile kum içeriği değişimlerinin korelasyon katsayıları ve regresyon denklemleri Çizelge 4'de görülmektedir. Ortaya çıkan regresyon denklemleri genel bir bağıntıdan çok yalnızca söz konusu grafiğin temsil ettiği kil türünü yansıtabilir. Buna göre %10'luk silis kumu artışı büzülme limiti açısından Almanpınarı kilinde %0.83 Kayapınarı kilinde %0.8 artışa neden olmakta iken hacimsel büzülme oranı açısından Almanpınarı kilinde 0.034; Kayapınarı kilinde ise 0.051 oranında bir azalmaya neden olmaktadır.

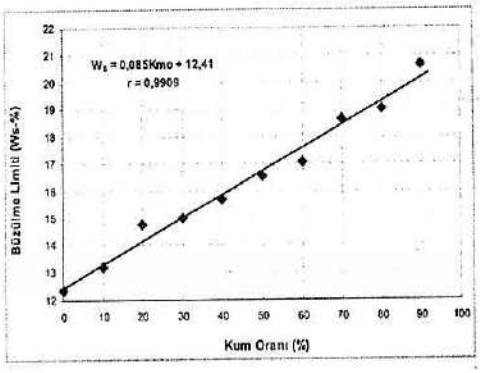
Araştırılan killerden hazırlanan kum-kil karışımlarında kum içeriğine bağlı olarak özgül ağırlıklar azalmaktadır (Çizelge 2 ve Şekil 2). Bu negatif ilişki de büzülmenin bir fonksiyonu olarak değerlendirilebilir. Her bir kil tipi için hazırlanan yapay numunelerinin özgül ağırlığı ile büzülme limiti ve hacimsel büzülmeleri karşılaştırıldığında istatiksel olarak anlamlı ve yüksek korelasyon katsayılarına sahip ilişkiler ortaya çıkmaktadır (Şekil 6, 7 ve 8).



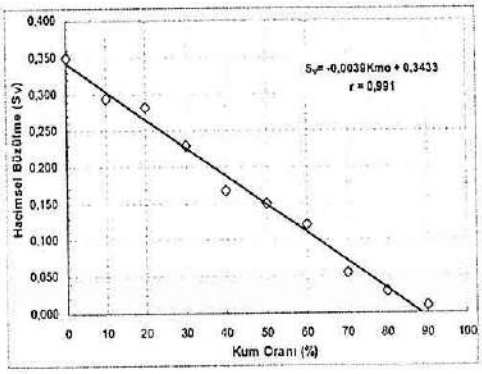
Şekil 3a. Handere kilinde büzülme limiti ve kum içeriği ilişkisi.



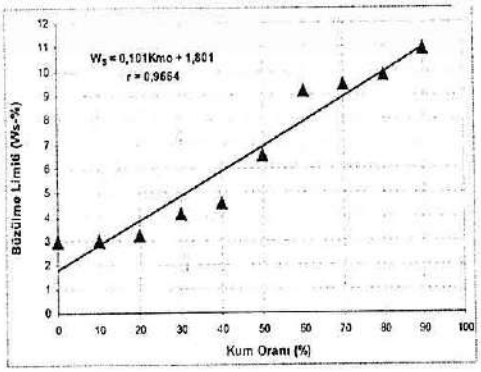
Şekil 3b. Handere kilinde hacimsel büzülme ve kum içeriği ilişkisi.



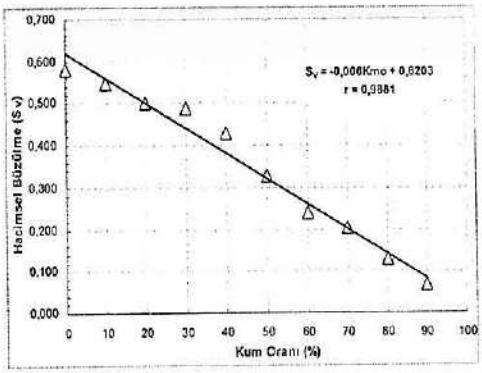
Şekil 4a. Almanpınarı kilinde büzülme limiti ve kum içeriği ilişkisi



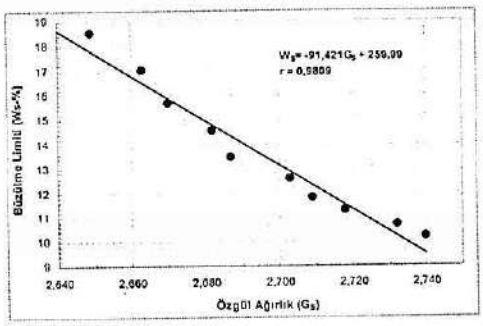
Şekil 4b. Almanpınarı kilinde hacimsel büzülme ve kum içeriği ilişkisi.



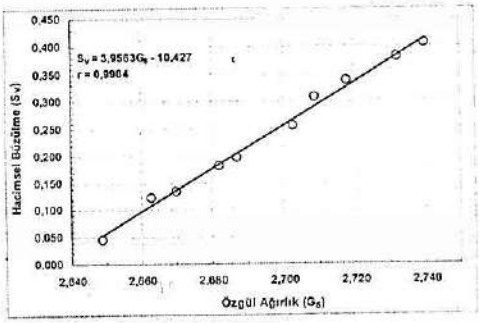
Şekil 5a. Kayapınarı kilinde büzülme limiti ve kum içeriği ilişkisi.



Şekil 5b. Kayapınarı kilinde hacimsel büzülme ve kum içeriği ilişkisi



Şekil 6a. Handere kilinde büzülme limiti ve özgül ağırlık (kum içeriğine bağlı) ilişkisi.

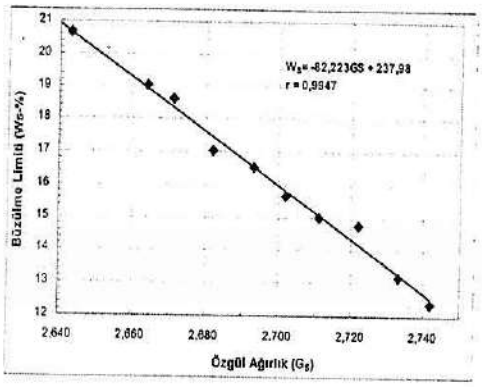


Şekil 6b. Handere kilinde hacimsel büzülme-özgül ağırlık (kum içeriğine bağlı) ilişkisi.

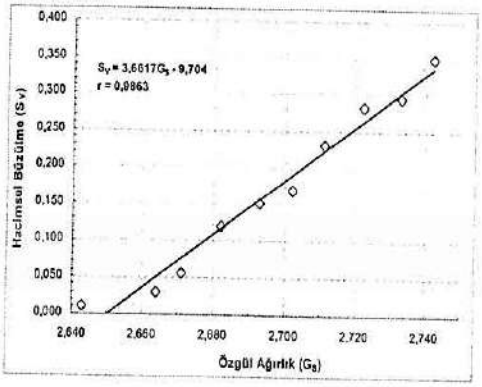
Çizelge 4. Handere, Almanpınarı ve Kayapınarı killerinde tek biçimli silis kumu içeriği değişimi ile büzülme parametreleri arasındaki regresyon denklemleri ve korelasyon katsayıları

Kil Tipi	Eşitlik	Korelasyon Katsayısı	
Handere kili	$W_S = 0.0913K_{mo} + 9,4769$	r= 0.9836	(4)
	$S_V = -0.0041K_{mo} + 0,4167$	r= 0.9895	(5)
Almanpınarı kili	$W_S = 0.085K_{mo} + 12,41$	r= 0.9909	(6)
	$S_V = -0.0039K_{mo} + 0,3433$	r= 0.9910	(7)
Kayapınarı kili	$W_S = 0.101K_{mo} + 1,801$	r= 0.9664	(8)
	$S_V = -0.006K_{mo} + 0,6203$	r= 0.9881	(9)

Burada W_S: büzülme limiti (%), S_V: hacimsel büzülme, K_{mo}: kum oranı (%) ve r: korelasyon katsayısıdır.

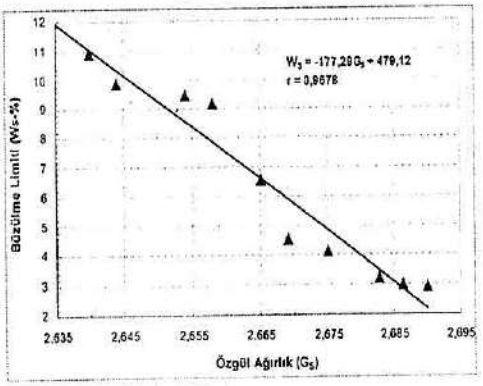


Şekil 7a. Almanpınarı kilinde büzülme limiti-özgül ağırlık (kum içeriğine bağlı) ilişkisi.

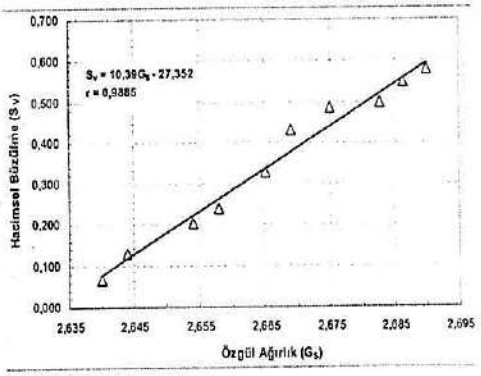


Şekil 7b. Almanpınarı kilinde hacimsel büzülme-özgül ağırlık (kum içeriğine bağlı) ilişkisi.

Tüm kil örnekleri için genel bir değerlendirme yapılacak olursa kum içeriğine bağlı olarak özgül ağırlıklardaki azalma büzülme limitini artırmakta; hacimsel büzülmeyi ise azaltmaktadır. Üç farklı kil türü için hazırlanan örnek setlerinde büzülme parametreleri ile özgül ağırlıkların karşılaştırılması ile ortaya çıkan korelasyon katsayıları özgül ağırlıkla büzülme limiti arasında negatif; hacimsel büzülme ile pozitif yönde yüksek bir ilişkiyi işaret etmektedir. Özgül ağırlık ve büzülme parametrelerinin karşılaştırılmasından ortaya çıkan korelasyon katsayıları ve regresyon denklemleri Çizelge 5'de görülmektedir.



Şekil 8a. Kayapınarı kilinde büzülme limiti-özgül ağırlık (kum içerine bağlı) ilişkisi.



Şekil 8b. Kayanpınarı kilinde hacimsel büzülme-özgül ağırlık (kum içerine bağlı) ilişkisi.

Çizelge 5. Özgül ağırlık değişimi ile büzülme parametreleri arasındaki regresyon denklemleri ve korelasyon katsayıları.

Kil Tipi	Eşitlik	Korelasyon Katsayısı	
Handere kili	W_S= -91.421GS + 259,99	r = 0,9964	(10)
	S_V = 3.9563GS - 10,427	r= 0.9809	(11)
Almanpınarı kili	W_S= -82.223GS + 237,98	r= 0,9947	(12)
	S_V = 3.6617GS + 9.704	r= 0.9863	(13)
Kayapınarı kili	W_S = -177.29GS + 479,12	r= 0,9678	(14)
	S_V = 10.39GS - 27,352	r= 0.9886	(15)

Burada W_S büzülme limiti (%),
S_V hacimsel büzülme,
G_S özgül ağırlık ve r korelasyon katsayısıdır.

Tane boyu dağılımı farklı şekilde hazırlanmış yapay zemin örnekleri üzerinde özgül ağırlıkların değişimi ile büzülme parametrelerinin karşılaştırılması ile belirlenen regresyon eşitlikleri be korelasyon katsayılarını değerlendirirken dikkat edilmesi gereken nokta her bir denklemin tek bir kil türü için hazırlanan örnek setini temsil etmesidir. Her deney setindeki karşılaştırma analizlerinin korelasyon katsayısı oldukça yüksek olmasına karşın elde edilen ilişkiler sadece belirli bir kil türü için hazırlanan farklı tane boyuna sahip malzeme grubu için

geçerli olduğunun göz önünde bulundurulması gerekmektedir.

4. SONUÇLAR ve ÖNERİLER

Farklı mineralojik özelliklere ve mühendislik davranışa sahip Handere, Almanpınarı ve Kayapınarı killeri ve tek biçimli silis kumu kullanılarak hazırlanan yapay zemin örnekleri üzerinde yapılan büzülme deneylerinden elde edilen verile, mineralojik açıdan aynı özellikte, fakat farklı tane boyu dağılımına sahip killi zeminler değişik büzülme davranışı göstermektedir. Zemin örneklerinde kum içeriği arttıkça büzülme limiti (W_S) artmakta; hacimsel büzülme azalmaktadır.

Kum içeriği ile büzülme limiti arasındaki pozitif; hacimsel büzülme ile arasındaki negatif korelasyon katsayıları oldukça yüksek ilişkileri ve doğruluk derecelerini işaret etmektedir (Çizelge 4). Çalışmada kullanılan değişik kil tiplerinden hazırlanan yapay zemin örnekleri için ağırlıkça %10 tek biçimli silis kumu arştı tüm kil tiplerinin büzülme limitinde yaklaşık %0.8 artış sağlamaktadır. Hacimsel büzülme açısından ise %10'luk silis kumu artışı Handere kiliyle hazırlanan zemin örneklerinde 0.036, Almanpınarı kiliyle hazırlananlarda 0.034 ve Kayapınar kiliyle hazırlananlarda 0.051 oranında azalmaya neden olmaktadır. Bu çalışma kapsamında kullanılan killer oldukça farklı mühendislik davranışına, mineralojik içeriğe ve kökene sahip olduğundan, kum oranı artışının büzülme limitinde neden olduğu yaklaşık % 0.8'lik artış, zeminlerde kil tipinden bağımsız genel bir katsayı olarak kullanılabilir. Hacimsel büzülmedeki azalım oranları ise birbirinden farklıdır. Bu farklılığı kilin mineralojisi ve plastisitesi denetliyor olmalıdır. Dolayısıyla hacimsel büzülmenin tane boyu dağılımı ile olan değişimi için plastisitenin ve mineral içeriğinin de değerlendirmeye alınması yararlı olabilir.

Tane boyu dağılımının bir fonksiyonu olarak kil tipinin aynı olması koşuluyla özgül ağırlıklar da büzülme parametrelerinin önceden kestirilmesi için kullanılabilir. Tane boyu arttıkça özgül ağırlıklar düzgün bir oranda azalmaktadır (Çizelge 2 ve Şekil 2). Bu bağlamda, özgül ağırlık azaldıkça büzülme limiti oransal olarak artmakta; hacimsel büzülme azalmaktadır.

Hafif mühendislik yapıları ve kaplamalarda şişme ve büzülmeden kaynaklanan hacimsel değişimler yapılarda ciddi hasarlara neden olmaktadır. Oluşan hasar genellikle zemin profilinin yüzey ve yüzeye yakın kesimlerindeki hacimsel değişimlerden kaynaklanmaktadır. Bu tip proje alanlarında zeminin sığ kesimlerinde ve yüzey kaplamalarında, killi zeminlerin hacimsel değişim oranlarında ve büzülme limitlerinde kabul edilebilir azaltmalar sağlamak amacıyla tane boyu dağılımı uygun biçimde hazırlanmış yapay zemin karışımları kullanılabilir. Ayrıca, sonuçlar tane boyu dağılımının büzülmeyi doğrudan etkileyen fiziksel bir ölçüt olduğunu göstermektedir. Bu nedenle kohezyonlu zeminlerin büzülme özellikleri belirlenirken plastisite ve klasik büzülme

deneylerinden elde edilen değerlerin yanı sıra, tane boyu dağılımının da hesaplamaların içine alınmasının söz konusu bu zeminlerin şişme ve büzülme davranışlarının daha doğru belirlenmesinde katkı sağlayacağı düşünülmektedir.

5. KAYNAKLAR

ASTM D 422–63, 2003. Standart test method for partical size analysis. Annual Book of ASTM Standarts; 04.08, West Conshohocken, 10-17.

ASTM D 427–98, 2003. Standart test method for shrinkage factors of soils by the mercury method. Annual Book of ASTM Standarts; 04.08, West Conshohocken, 22–25.

ASTM D 4318, 2003. Standart test methods for liquid limit, plastic limit and plasticity index of soils. Annual Book of ASTM Standarts; 04.08, West Conshohocken, 582–595.

ASTM D 5550–00, 2003. Standart test method for spesific gravity of soil solid by gas pycnometer. Annual Book of ASTM Standarts; 04.08, West Conshohocken, 1381–1384.

Atterberg, A., 1911, Die Plastizität der Tone, Internationale Mitteilungen für Bodenkunde, Vol. 1,1911.

Aytekin, M., 2004. Deneysel zemin mekaniği. Teknik kitapevi, Ankara, 624.

Boivin, P., Garnier, P., and Tessier, D., 2004. Relationship between Clay Content, Clay Type, and Shrinkage Properties of Soil Samples, Soil Science Society of America Bulletin, 68, 1145-1153.

Bowles, J.E., 1992. Engineering properties of soils, McGraw-Hill, 241.

Chertkov V.Y., (2007). The reference shrinkage curve of clay soil, Theoretical and Applied Fracture Mechanics 48, 50–67.

Gürbüz, K ve Gökçen, S. L., 1985. Karaömerli-Akkuyu-Balcalı bölgesi (Kuzey Adana) Neojen istifinin sedimanter jeolojik incelemesi. Yerbilimleri, 12, 69-79.

Hausmann, M. R., 1990. Engineering principals of ground modification. McGraw-Hill Book Co., Singapour.

Holtz, R.D. and Kovacs., W.D., 1981. An introduction to geotecnical engineering. Prentice-Hall, Eaglewood Cliffs, Londra, 723.

Mitchell, J. K., 1976. Fundamentals of soil behavior, John Wiley and Sons, 422 New York.

Mirdallı, N., Halefoğlu, Y. Z., ve Sakarya, N., 2006. Almanpınarı kırmızı kilinin seramikte boya olarak kullanılabilirliğinin araştırılması. Çukurova Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi, 15(1), 229-234.

Pascal B., Patricia G. and Daniel T., 2004. Relationship between clay content, clay type, and shrinkage properties of soil samples, Soil Science Society of America Bulletin, 68:1145-1153.

Schmidt, G.C., 1961, XII. Adana petrol bölgesinin stratigrafik nomenklatürü, Petrol Dairesi yayını, 6.

Smith, G.N., 1986. Probability and Statistic in Civil Engineering", Collins, London

Sridharan A., ve Prakash K., 2000. Shrinkage Limit of Soil Mixtures,

Geotechnical Testing Journal, 23-1, 1-6.

Sridharan A., Rao, S.M., and Joshi, S., 1990. Calssification of expansive soils by sediment volume method. Geotecnical Testing Journal, 13 (4), 375–380.

Taşkıran T., 2000. Diyarabakır İli, Kayapınar-Yeniköy-Bağcılar Yöresi Kilinin Şişme Potansiyelinin İrdelenmesi", Yüksek Lisans tezi, G.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü,.

Terzaghi K., Peck, R.B. ve Mersi, G., 1996. Soil mechanics in engineering practice, John Wiley and Sons, New York, 549.

Vickers B., 1983. Laboratuary work in soil mechanics, Fletcher and Sons, 168, Londra.

Uzuner, B.A., 2000. Temel zemin mekaniği. Teknik yayınevi, Ankara, 376.

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | HAZİRAN JUNE | 2008 | SAYI NO 52 | ISSN 1019-1003

VAN GÖLÜ HAVZASI NEOJEN ÇÖKELLERİNİN JEOTEKNİK ÖZELLİKLERİNE BİR BAKIŞ: ERCİŞ YERLEŞKESİ

Ali ÖZVAN
Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye
M. Alper ŞENGÜL
İ.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji ABD, İstanbul/Türkiye
Mucip TAPAN
Yüzüncü Yıl Ü., İnşaat Mühendisliği Bölümü,Van/Türkiye

ÖZET: *Van Gölü Havzası geçmişten bugüne bir çok yerleşkeye zemin oluşturmaktadır. Havza içerisindeki düz, ovalık, yeraltısuyunun yüzeye yakın ya da yüzeyde olduğu, güncel göl ve akarsu çökellerinin örttüğü alanlar yerleşim açısından en çok tercih edilen yerlerdir. Kuvaterner yaşlı bu birimlerin yeraltısuyuna doygun bölümleri bu yerleşimlerde jeoteknik sorunları da beraberinde getirmektedir. Bölgenin depremselliği, aktif faylara yakınlığı, hızlı gelişen yüksek katlı yapılaşma göz önünde bulundurulduğunda, olası depremlerde başta sıvılaşma olmak üzere zeminlerde oturmaya bağlı deformasyonlar beklenmelidir. Bu örnek çalışmada Van Gölü havzası güncel çökellerinin tüm temel karakteristik özelliklerini taşıyan Erciş yerleşkesinin üzerinde olduğu birimlerin zemin özellikleri araştırılmıştır. Çalışma kapsamında, yerleşkenin farklı yerlerinde yapılmış 18 adet jeoteknik amaçlı sondajdan elde edilen yerinde deney sonuçları ve 30 ayrı noktadan alınan örneklerin laboratuvar deney sonuçlarına göre bölgenin, özellikle olası bir depremde yaşayacağı, jeoteknik sorunlar tartışılmıştır. Tane boyu dağılımları, ortalama tane çapı değeri ve analitik yöntemle sıvılaşma potansiyeli araştırılmış ve güncel birimlerin yüksek sıvılaşma riskine sahip olduğu belirlenmiştir. Bu durum, Van Gölü Havzasındaki diğer yerleşim alanlarında da benzer sonuçların olabileceğini ve bu yerleşkelerin birimleri için de risk çalışmalarının yapılması gereğini ortaya çıkarmıştır.*

ON THE GEOTECNICAL PROPERTIES OF NEOGENE SEDIMENTS OF THE LAKE VAN BASIN IN THE VİCİNİTY OF ERCİS

ABSTRACT: *Van Lake region is widely used for residential settlement. The most preferred places are the places that are covered with contemporary lake and river sediments and flat plains where underground water level is so close to ground surface or at the ground surface. Saturated (with underground water) parts of these*

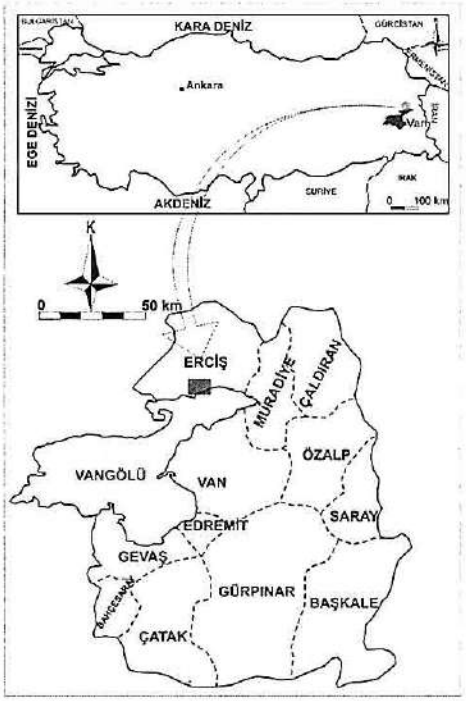
(Quaternary) aged units cause in geotechnical problems at these residential places. Soil liquefaction that is observed after regional-earthquakes is expected to be one of the major problems after future earthquakes. In addition to being susceptible to soil liquefaction; being close to the active faults, impetuous high-rise building constructions without giving attention to earthquake resistant building design issues, increases earthquake-damage (i.e. collapse, property loss) risk of the buildings. In this case study, soil liquefaction susceptibility of Ercis residential area that has all basic characteristics of Van Lake region was investigated. Geotechnical problems during future earthquakes and soil liquefaction potential of the region by using different calculation methods were studied on the basis of in-situ borehole data and laboratory experiments and then liquefaction susceptibility was classified as "very high", "high", "medium" or "low". The results of the study showed that the liquefaction susceptibility of the Ercis region is very high. The results imply the necessity of investigating soil liquefaction susceptibility of other residential areas located in the Van Lake region by using more detailed experimental methods.

1. GİRİŞ

Özellikle son yıllarda ülkemizde yaşanan depremler ve bunun neticesinde meydana gelen can ve mal kayıpları deprem ve etkileri konusuna dikkatleri çekmiştir. Geçmiş dönemlerde Çaldıran (1976), Malzagirt (1903,1907), Erciş-Kocapınar (1945) depremi gibi büyük depremlerin yaşandığı Van Gölü Havzası'nda, genç göl ve akarsu çökelleri üzerindeki yerleşkelerde büyük hasarlar gözlenmiştir. Van Gölü Havzasındaki yerleşkelerin giderek büyümesi ileride yaşanacak depremlerin bu alanlardaki etkilerinin nasıl olacağı sorularını gündeme taşımaktadır. Bu çalışmada, tektonik olarak Van Gölünün kuzey kıyısındaki en hareketli bölge olarak bilinen 71 bin nüfuslu Erciş yerleşkesinin zemin, yapı ve deprem açısından nasıl bir risk altında olduğu incelenmiş ve benzer yerleşkelerdeki duruma bir bakış açısından örnek olması amaçlanmıştır.

Çalışma alanı, Van ilinin 100 km kuzeyinde yer alan Van-Ağrı karayolu üzerinde kurulu olan Erciş ilçesinin yerleşim alanını ve yakın civarını kapsamaktadır. Çalışma alanı, güneyde Van Gölü'nden başlayarak kuzeye doğru yükselen bir morfolojiye sahip olup, yerleşke doğu-batı doğrultusunda büyümektedir. Erciş yerleşkesi yaklaşık 77 km^2'lik bir alanda kuruludur (Şekil 1).

Erciş ilçesinin, Van Gölü Havzasındaki Van şehir merkezi, Gevaş, Muradiye, Adilcevaz, Tatvan ilçeleri gibi, yaklaşık % 80'i ova tipi Kuvaterner yaşlı gevşek birimlerin üzerine kurulmuştur. İnceleme alanında yeraltısuyu seviyesinin yüzeye yakın olması, gevşek siltli kumlu seviyelerin sıvılaşma riskini artırmaktadır. Erciş yerleşkesi, sıvılaşma riskine sahip zeminler üzerinde son yıllarda yoğun ve denetimsiz bir yapılaşma süreci geçirmiştir. Özellikle artan çok katlı yapılaşma bu tür zeminlerde büyük bir



Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.

yer-yapı sorununuda beraberinde getirmektedir.

Çalışma alanının yaklaşık %80'i düşük eğimli alanlar üzerindedir. Çalışma alanında en düşük kot 1648m olan göl seviyesi ile sınırlı yerlerdir. Çalışılan Erciş yerleşkesinin en yüksek noktası kuzey kesiminde bulunan Işıklı Tepe (1889 m) ve bu tepenin kuzey kesimleridir. En belirgin akarsular kuzey-güney doğrultusunda akan İrşat deresi ve kuzeybatı-güneydoğu yönünde akan Zilan deresidir. Erciş ovasını keserek göle ulaşan bu akarsular geniş alüvyon düzlükleri oluşturmuştur.

2. GENEL JEOLOJİ

2.1. Stratigrafi

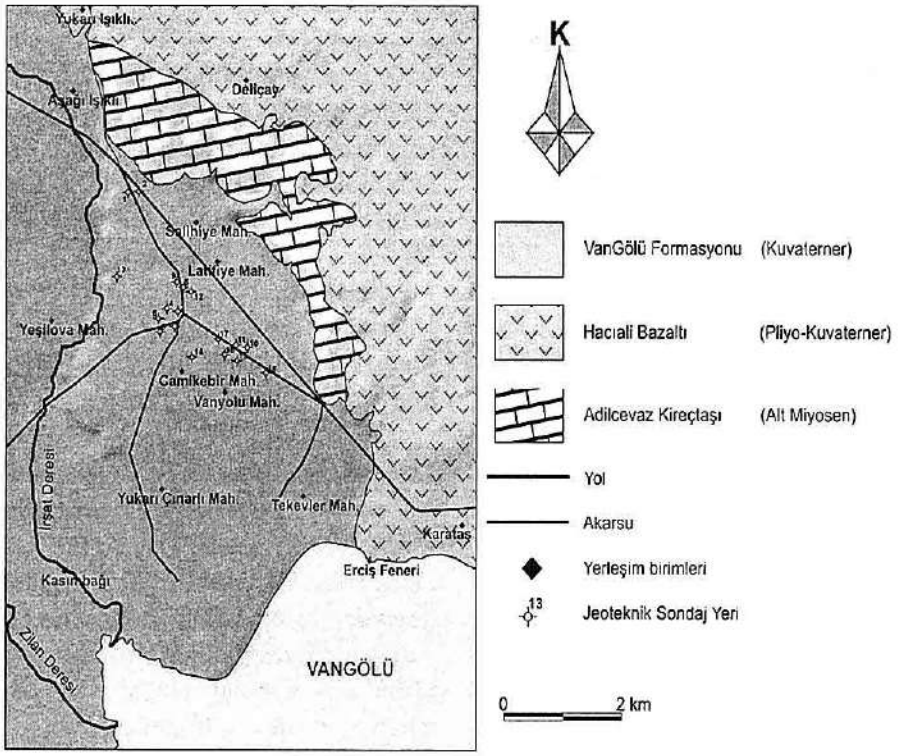
Çalışma alanında, Miyosen'den günümüze kadar süregelen karasal, denizel ve gölsel çökeller ile volkanik birimler hakimdir (Yeşilova, 2004). Çalışma alanında yaşlıdan gence doğru Alt Miyosen yaşlı Adilcevaz kireçtaşı, Pliyosen-Pleyistosen yaşlı Hacıali volkanikleri ile Kuvaterner yaşlı Van Gölü Formasyonu ile alüvyon bulunmaktadır (Şekil 2).

2.2. Adilcevaz Kireçtaşı (Alt Miyosen)

Önceki çalışmalarda (Demirtaşlı ve Pisoni, 1965) Alt Miyosen yaşlı olarak tanımlanan Kireçtaşları Erciş ilçesinin kuzey-kuzeydoğusunda yüzeylenmektedir. Yüksek engebeye sahip olan kireçtaşı birimi açık sarı-bej renklidir. Orta-kalın tabakalı yer yer masif görünümlü kireçtaşı birimi yaklaşık olarak 30-120 m görünür kalınlığa sahiptir. Sert-çok sert ve yüksek dayanımlı olan birim genellikle az-orta derecede ayrışmıştır. Kireçtaşları neotektonik dönem boyunca etkisi altında kaldığı tektonizma nedeniyle bazı dere yatakları içerisinde breşik yapıda ve yoğunca eklem takımlarına sahiptir. Eklem sistemlerinin ağırlıklı olarak doğrultuları KB-GD ve KD-GB yönündedir.

2.3. Hacıali Bazaltı (Pliyosen-Pleyistosen)

Volkanik birimler yaygın olarak bazaltlardan oluşmaktadır (Acarlar vd, 1991). Çalışma alanının özellikle kuzey-kuzeydoğu kesimlerinin büyük bir kısmında gözlenmektedir. Bazalt birimi,



Şekil 2. Erciş ve yakın civarının jeolojisi.

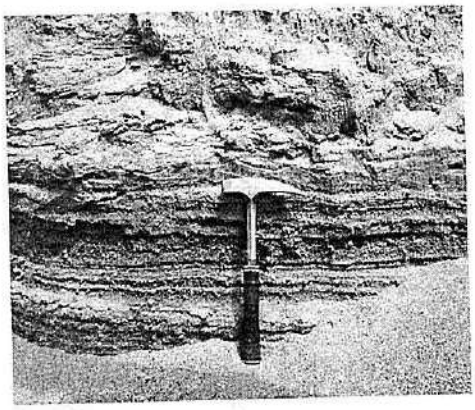
siyah, koyu gri renkli yer yer kahvemsi renklidir. Birim, sert-çok sert, yüksek dayanımlı, az ayrışmış özelliktedir. Çalışma alanının doğu bölgesi olan Karataş mevkisinde yüzlek veren bazalt birimi üst seviyelerinde (0.00-1.00 m) daha gözenekli ve parçalı bir yapıya sahiptir. Gerek soğumaya bağlı gerekse tektonik gerilmeler nedeniyle farklı doğrultularda eklem takımlarına sahiptir.

2.4. Van Gölü Formasyonu (Kuvaterner)

Çalışma alanının büyük bir bölümü, özellikle Erciş yerleşkesinin üzerinde kurulu olduğu alan, göl ve akarsuların getirmiş olduğu farklı boyutlardaki malzemenin ardalanmasından oluşmuştur (Acarlar vd, 1991). Bu birim grimsi renklerde yer yer kahverenklidir. Birim gevşek-orta sıkı özellikte olup dayanımı oldukça düşüktür (Şekil 3).

Yerleşim alanındaki birimlerin büyük bir çoğunluğunu temsil eden gölsel çökeller Van Gölü seviye değişimlerine bağlı olarak oluşmuştur (Degens vd., 1978). Göl çökelleri, çalışma alanında, 1750m kotlarına kadar çıkmaktadır. Kuvaterner yaşlı birimler üzerinde yapılan derin sondajlarda birimin kalınlığı

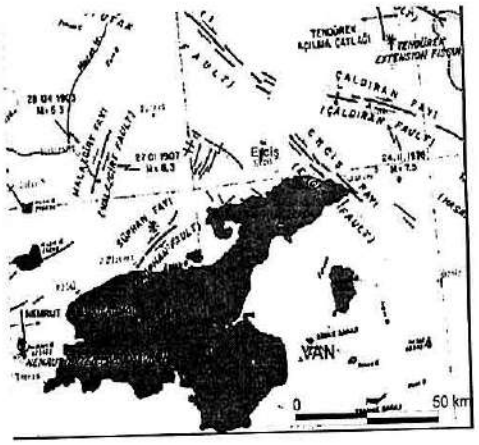
yaklaşık 188m olarak belirlenmiştir (DSİ, 1977).



Şekil 3. Van Gölü Formasyonuna ait kuvaterner yaşlı çökellerin arazideki görünümü.

3. DEPREMSELLİK

Doğu Anadolu'da Neotektonik dönem yaklaşık 12 milyon yıl önce Arap Levhası ile Anadolu Plakacığı'nın çarpışması sonrasında gelişen kuzey-güney yönlü sıkışma rejimi ile ilişkilendirilmektedir. Arap Levhası'nın Avrasya Levhası'nın altına dalarken yaklaşık doğu-batı doğrultulu bir kenet kuşağının oluşumuna neden olduğu bilinmektedir. Bitlis Kenet Kuşağı olarak adlandırılan bu bindirme kuşağının hemen kuzeyinde bulunan Van Gölü Havzası aynı zamanda Kuzey Anadolu Fayı'nın Doğu Anadolu Fayı ile kesiştiği Karlıova Eklemi ile Zagros Fay Zonu arasında yer almaktadır (Koçyiğit vd., 2000). Bu ara bölgenin, davranış şekli açısından Kuzey Anadolu Fayı'nın devamı niteliğindeki Çaldıran Fayı, Tutak Fayı, Erciş Fayı gibi sağ yönlü doğrultu atımlı ve Malazgirt Fayı gibi sol yönlü doğrultu atımlı faylardan oluşan bir geçiş fay zonu içerisinde bulunması, Van Gölü Havzası'nın jeodinamiğine ayrı bir önem kazandırmaktadır. Tamamı aktif olan bu faylar, bölgede irili ufaklı birçok depreme neden olduğu gibi günümüzde de sismik bir risk taşımaktadırlar (Şekil 4).



Şekil 4. Van Gölü çevresinin diri fay haritası (Şaroğlu vd, 1992'den alınmıştır).

Bölgede tarihsel ve aletsel dönemde kaydedilen birçok yıkıcı deprem olduğu ve tarihsel dönemde VIII ve IX şiddetinde depremlerin olduğu bilinmektedir (Çizelge 1). Aletsel dönemde ise M=6 – M=7.3 büyüklüğünde depremler meydana gelmiştir (Çizelge 2). Bölgede kaydedilen son büyük deprem, çalışma alanının kuzey kesiminde Tutak Fayı üzerinde meydana gelmiştir. 21 Ocak 2007 tarihinde meydana gelen 5.0 büyüklüğündeki depremde 50'ye yakın bina ve hayvan barınağında hasar meydana gelmiştir. Doğan vd, 2007'de deprem hakkında yaptıkları değerlendirme raporunda, Tutak

Fayının tamamının kırılmadığını, tamamının kırılması durumunda oluşacak deprem büyüklüğünün Mw: 7.2 olacağının tahmin edildiğini belirtmişlerdir.

4. YERALTI VE YÜZEY SUYU ARAŞTIRMALARI

Erciş ovasının ana akarsu sistemini Van Gölüne boşalan, Zilan deresi ve İrşat

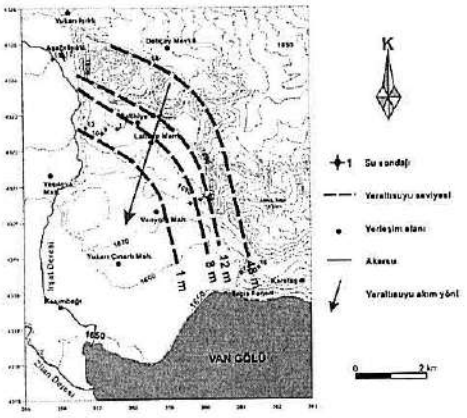
Çizelge 1. Van Gölü Havzası'nda tarihsel dönemde meydana gelen depremler (KOERİ)

Sıra No	Tarih	Enlem	Boylam	Şiddet	Etkili olduğu bölge
1	1110	38.50	43.50	VII	Van
2	1245	38.74	42.50	VI	Ahlat, Van, Bitlis, Muş
3	1276	38.90	42.90	VIII	Ahlat, Erciş, Van
4	1441	38.35	42.10	VIII	Van, Bitlis, Muş
5	02.04.1647	39.15	44.00	IX	Van, Muş, Bitlis, İran
6	31.03.1648	38.30	43.70	VIII	Hoşap, Van
7	1715	38.70	43.50	VIII	Van, Erciş
8	1869	38.40	42.10	VI	Bitlis
9	05.03.1871	38.50	43.40	VII	Van
10	30.05.1881	38.50	43.30	IX	Van, Bitlis, Muş

Çizelge 2. Van Gölü Havzası'nda aletsel dönemde meydana gelen M= 5 ve üzeri depremler (Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İsleri Genel Müdürlüğü DAD kayıtları)

Sıra No	Tarih	Enlem	Boylam	Büyüklük	Odak Noktası
1	1903	39.30	42.60	6.3	Malazgirt
2	1907	39.20	42.65	6.3	Malazgirt
3	1930	38.00	44.50	7.6	İran
4	1941	39.50	43.00	6.0	Ağrı (Hamur-Tutak)
5	1945	39.20	43.20	5.8	Erciş Kocapınar
6	1968	39.20	44.30	5.6	İran-Çaldıran sınırı
7	1976	39.12	43.92	5.0	Çaldıran
8	1976	39.12	44.03	7.3	Çaldıran
9	1976	39.24	44.27	5.5	Çaldıran-İran sınırı
10	1977	39.20	43.46	5.0	Erciş
11	1977	39.33	43.42	5.0	Erciş kuzeyi
12	1977	38.93	44.38	5.4	Çaldıran-İran sınırı
13	1977	39.28	43.50	5.1	Erciş kuzeyi
14	1988	39.11	44.12	5.0	Çaldıran
15	2007	39.59	42.86	5.0	Tutak (Ağrı)

deresi oluşturmaktadır. Zilan deresinin Van Gölüne döküldüğü yerdeki debisi DSİ'nin verilerine göre 4622 lt/sn, İrşat deresinin ise 918 lt/sn'dir (DSİ, 1977). Çalışma alanında önceki yıllarda Köy Hizmetleri Bölge Müdürlüğü tarafından açılmış olan 11 adet su sondaj kuyusundan yeraltısuyu seviyeleri ölçülmüştür. Elde edilen verilere göre statik su seviyesi Kuvaterner yaşlı birimlerde 0 - 12 m derinlikte olup bazı kuyularda ise artezyen yapmaktadır. Erciş ovasının dışındaki alanlarda ise statik su seviyesi 74m derinliğe kadar inmektedir (Şekil 5). Kuvaterner ve Pliyokuvaterner birimlerin ortalama kalınlığı su sondajı verilerine göre 10 - 240m arasında değişmekte olup en kalın seviyesi ova ortasında, en ince seviyeleri ise ovanın göle yaklaşan kısımlarındadır.



Şekil 5. Erciş yerleşkesinin yeraltısuyu eş kontur haritası.

5. JEOTEKNİK ARAŞTIRMALAR

Çalışma alanında toprak zeminin sıkılığını ve sertliğini belirlemek amacıyla her 1.5 metrede bir standart penetrasyon deneyleri (SPT) yapılmıştır. Standart penetrasyon deneyi sonucunda elde edilen darbe sayılarından, zeminin bağıl yoğunluğu (Dr) ve zeminin sıvılaşma potansiyeline yönelik değiştirgeler bulunmuştur. Erciş yerleşim alanının ova olan bölgesinde, yerleşim alanının yoğun olduğu kesimlerde yapılan, jeoteknik amaçlı 18 adet sondajdan elde edilen SPT değerleri üzerinde kuyu çapı, tij uzunluğu, enerji oranı ve örnekleme tüpüne bağlı düzeltmeler yapılarak bunların yerleşim alanındaki dağılımlarını gösterir kontur haritaları oluşturulmuştur. Farklı derinliklerdeki kumlu ve siltli zeminler üzerinde yapılan standart penetrasyon deneyleri zeminin homojen bir yapıda olmadığını göstermektedir. Bazı derinliklerde çakıl içeriğine bağlı olarak elde edilen yüksek darbe sayıları çizilen eş kontur haritalarında eğrilerin yer yer keskin sınırlar çizmesinde etkili olmuştur. Genel itibariyle göle yaklaştıkça zeminin gevşek – orta sıkı değerlerde olduğu belirlenmiştir.

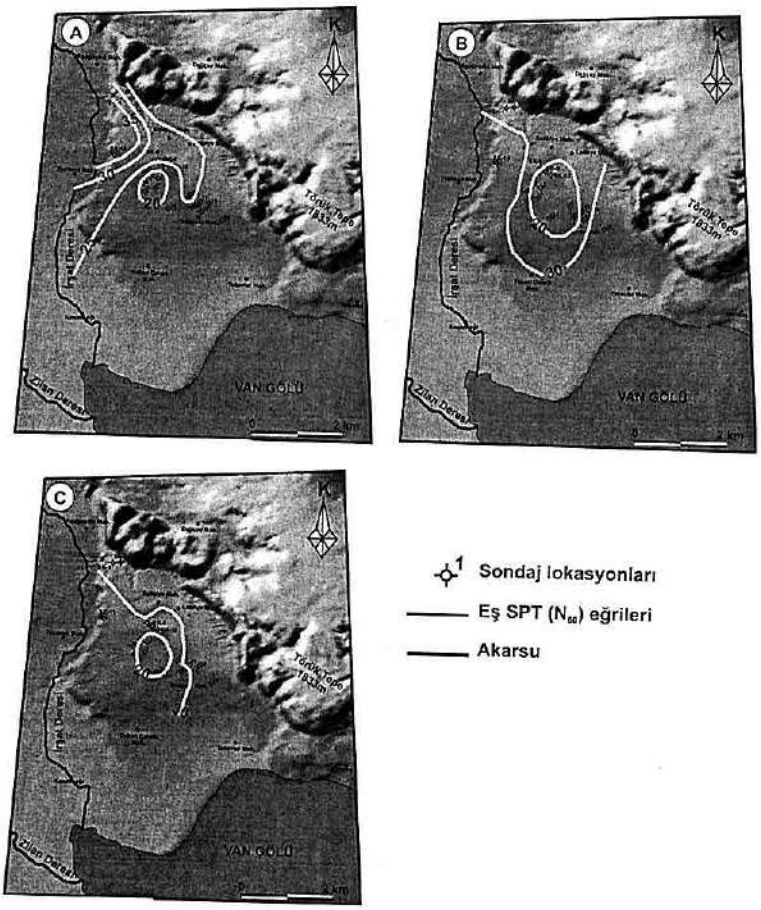
Standart penetrasyon testi sonucunda elde edilen darbe değerleri ile 3.00 - 3.45m, 6.00 - 6.45m ve 9.00 - 9.45m arasındaki değerlerin eş kontur haritaları oluşturulmuştur (Şekil 6). Bu değerler ışığında, SPT darbe sayısı – Bağıl yoğunluk (D_r %) ile Bağıl yoğunluk (Dr %) – İçsel sürtünme açısı (ϕ, derece) arasındaki ilişkiler Terzaghi ve Peck (1948)'e göre yorumlanmıştır.

3.00-3.45 m derinlikteki SPT N_{60} darbe sayıları incelendiğinde darbe sayılarının göle yakın alanlarda 20 den

daha düşük, çalışma alanının kuzeyinde ise 25 darbeye karşılık değerler olduğu görülmektedir (Şekil 6A). Çalışma alanının batısında ise akarsuyun yüksek enerjisine bağlı gelişen iri taneli çökellerin olduğu darbe sayılarının yüksek oluşuna bağlı olarak söylenebilir. SPT N_{60} darbe sayılarına göre, 3.00 - 3.45m derinlikte bulunan birimler, orta sıkı özellikte olup, içsel sürtünme açısı (ϕ,derece) 33° ile 36° arasında değişmektedir.

6.00 - 6.45m derinlikteki SPT N_{60} darbe sayıları incelendiğinde darbe sayılarının 30 ile 40 darbeye karşılık değerler olduğu görülmektedir (Bkz. Şekil 6B). SPT N_{60} darbe sayılarına göre, 6.00 - 6.45m derinlikte bulunan birimler, orta sıkı özellikte olup, içsel sürtünme açısı (ϕ,derece) 36° ile 38° arasında değişmektedir.

9.00 - 9.45m derinlikteki SPT N_{60} darbe sayıları incelendiğinde darbe



Şekil 6. Erciş ovasında (A) 3.00-3.45m, (B) 6.00-6.45m ve (C) 9.00-9.45m'lerine ait SPT N_{60} darbe sayısı eş kontur haritası.

sayılarının 20 ile 40 darbeye karşılık değerler olduğu görülmektedir (Bkz. Şekil 6C). SPT N_{60} darbe sayılarına göre, 9.00 - 9.45m derinlikte bulunan birimler, orta sıkı özellikte olup, içsel sürtünme açısı (ϕ,derece) 33° ile 38° arasında değişmektedir.

Çalışma alanını oluşturan birimler incelendiğinde göle yakın alanların (1648 - 1700m arasında) gölün son halini almadan önceki dönemde bıraktığı gevşek malzemelerden oluştuğu belirlenmiştir. Çalışma alanının kuzeyinde, yüzeye yakın kesimlerde iri malzeme boyunun ve oranının arttığı karasal çökeller bulunmaktadır. SPT N_{60} değerlerinin dağılımı da bunu yansıtmaktadır.

Erciş yerleşkesinin kuzey kesimlerinde yer alan kayalık alanlarda ise, yerleşim daha çok bazaltlar üzerindedir. Bazaltlar taşıma gücü açısından sorunsuz olup plato niteliğindedir. Erciş yerleşkesindeki Kuvaterner yaşlı birimlerin özellikle göle yaklaştıkça taşıma gücü, oturma ve sıvılaşma riskinin arttığı düşünüldüğünde bazalt ve kireçtaşından oluşan bölgelerin yerleşim açısından daha uygun olabileceği düşünülmektedir.

5.1. Laboratuvar Çalışmaları

Çalışma alanının ova kesiminde yer alan zeminlerin tane boyu dağılımları kuru elek metoduna göre çözümlenmiştir. Jeoteknik sondajlardan alınan her bir örnek için tane boyu dağılım eğrileri çizilmiştir (Şekil 7).

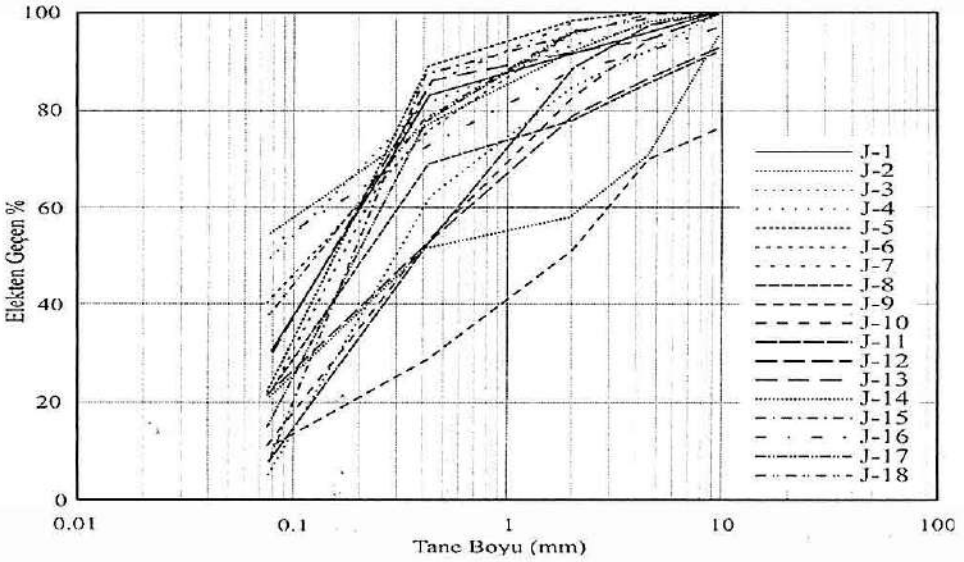
Tane boyu dağılımına göre çalışma alanında genç göl ve akarsu çökellerinin ağırlıklı olarak iri taneli olduğu belirlenmiştir. Çalışma alanında incelenen iri taneli zeminlerin genel özelliği, kötü derecelenmiş kum-siltli kum şeklindedir (Çizelge 3).

Çalışma alanında yayılım gösteren toprak zeminlerin ince tane boyuna sahip seviyelerinden alınan örnekler plastisite abağına yerleştirildiği zaman, bu zeminlerin A çizgisi altında ve üzerinde olduğu görülmektedir. Çalışma alanında bantlar halinde görülen ince taneli düzeylerin, genelde az kumlu silt (ML-OL) sınıfında olduğu belirlenmiştir. İri taneli zeminlerin geneli siltli kum (SM) ve kötü derecelenmiş kum (SP) zemin sınıfında yer almaktadır. Yerleşim alanındaki zeminlerde bitkisel toprak kalınlığının 0.3 m ile 0.5 m arasında değiştiği gözlenmiştir.

5.2. Zemin Sıvılaşması

Erciş yerleşkesinin yoğun olarak gevşek özellikteki kum ve siltli birimlerden oluşan çökeller üzerinde olması, yeraltısuyunun yerleşkenin bulunduğu alanda sığ olması ve çalışma alanının yakın civarında geçmiş dönemlerde büyük depremlerin yaşanması, sıvılaşma riskinin tartışılmasına neden olmuştur. Bu çalışmada yerleşim alanının sıvılaşma riski değerlendirilirken var olan kabullerin dışında geliştirilmiş analitik değerlendirmelerden de yararlanılmıştır.

Yapılan laboratuvar deneylerinde kum birimlerin genellikle kötü derecenmiş olduğu ve bu birimlerin ortalama tane çapı değerlerinin (D_{50}) 0.12mm ile 1.8mm arasında olduğu belirlenmiştir. Nitekim

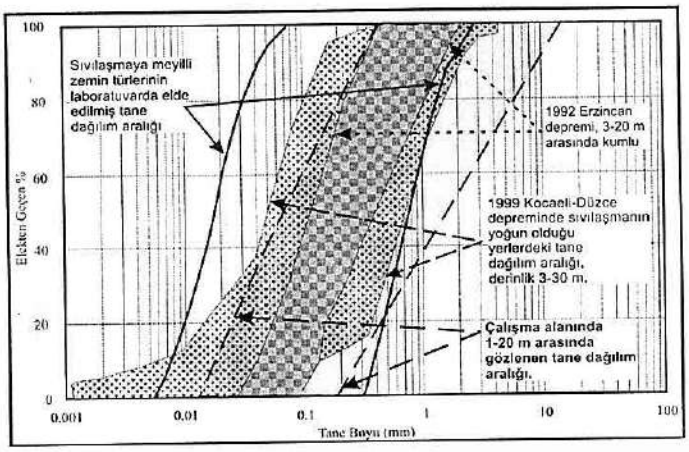


Şekil 7. Erciş ovasındaki zeminin tane boyu dağılım grafiği.

Çizelge 3. Çalışma alanında ova içerisinden alınan örneklerin Birleştirilmiş Zemin Sınıfları.

			Elekten geçenYüzde (%)					
Sk	x	y	9.5mm	4.75mm	2mm	0.425mm	0.075mm	zemin sınıfı
1	357.08	4323.28	100	96	94	83	27	SM
2	357.14	4323.33	100	97	92	78	55	SM
3	357.80	4321.57	100	91	85	64	04	SP
4	357.62	4321.58	100	97	94	81	48	SM
5	357.57	4321.23	100	100	99	89	22	SM
6	357.68	4321.40	100	100	94	78	40	SM
7	357.75	4321.41	100	100	98	85	21	SM
8	357.91	4321.88	92	86	79	52	22	SM
9	357.84	4321.95	75	71	52	30	12	SM-SW
10	358.91	4320.92	100	95	83	44	12	SP-ML
11	358.72	4320.93	100	97	79	53	14	SP-SC
12	357.97	4321.82	92	85	79	52	22	SM
13	356.81	4322.12	100	96	95	85	28	SM
14	358.13	4320.93	95	70	59	53	23	SM
15	358.85	4320.85	100	100	95	87	07	SM-SP
16	358.75	4320.97	95	92	89	73	55	SM
17	358.49	4321.15	100	100	97	79	14	SM
18	359.26	4320.66	100	99	95	79	37	SM

tane boyu (D_{50}) 0.05mm ile 0.6mm arasında değişen kumlar en kolay sıvılaşabilen zeminler olarak bilinmektedir. Bununla birlikte, sıvılaşma olasılığı taşıyan zeminlere ait tane boyu dağılım eğrileri önceki depremlerden elde edilen sıvılaşan zeminlerdeki tane boyu aralığı ile karşılaştırıldığında sıvılaşma potansiyelinin yüksek olduğu görülmektedir (Şekil 8).



Şekil 8. Çalışma alanındaki iri taneli zeminlerin tane boyu dağılım aralıklarının sıvılaşma potansiyeli.

Analitik yaklaşımda ise, Seed vd (1983) tarafından önerilen yöntem kullanılmıştır. Bu yöntem, sıvılaşma potansiyeli araştırılan zeminin Devirsel Direnç Oranı (CRR) ile Devirsel Gerilme Oranı (CSR) arasındaki oranın Sıvılaşma Emniyet Faktörü'ne bağlı olarak değerlendirilmesi esasına dayanır. Devirsel Direnç Oranı (CRR) ise bu konuda hazırlanmış grafik ile belirlenir (Seed vd., 1985). İnce tane yüzdesi ve düzeltilmiş standart penetrasyon direncine göre örneğin M= 7.5 büyüklüğünde olan depremler için Şekil 9'daki grafik kullanılabilir. Büyüklüğü 7.5'den farklı depremler için araştırmacıların önerdikleri düzeltme faktörleri bulunmaktadır.

Sıvılaşma Emniyet Faktörü;

$$F_L = \frac{\tau_s}{\tau_o}$$

τ_s = Belli bir zeminde sıvılaşmanın başlayabilmesi için gerekli periyodik sınır kayma gerilmesi

τ_o : Aynı zeminde belli bir depremin meydana getireceği ortalama kayma gerilmesi'dir.

$F_L > 1$ ise sıvılaşma olmaz,

$F_L \leq 1$ FL ise sıvılaşma kaçınılmaz diye kabul edilir.

$\tau_o = 0.65\left(\frac{a_{max}}{g}\right)\left(\frac{\sigma}{\sigma_o}\right) r_d$ eşitliğinden bulunabilir.

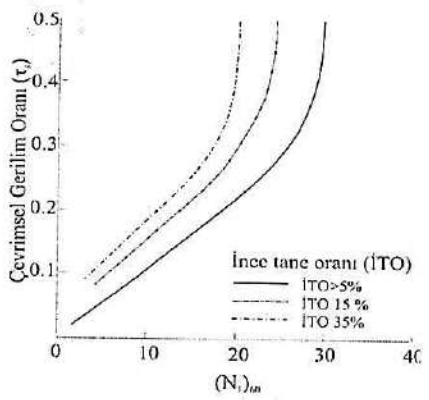
σ_o =Efektif gerilim kN/m^2

σ =Toplam gerilim kN/m^2

r_d =Gerilim azaltma faktörü,

z = Derinlik (m)

a_{max}=Zemine etkiyen en büyük yer ivmesidir.



Şekil 9. M: 7.5 için CRR ve $(N_1)_{60}$ arasındaki ilişki (Seed vd.,1985).

Çalışma alanına yaklaşık 40km uzaklıkta bulunan Çaldıran, Tutak ve Malazgirt Fayları ve çalışma alanının kuzeyinden geçen Erciş-Kocapınar Fayları'nın geçmiş dönemlerde büyük ölçekli depremler ürettiği bilinmektedir. Çalışma alanında sıvılaşma analizi yaparken depremin büyüklüğü 7.5, pik yer ivmesi 0.35g alınmıştır. Çalışma alanındaki her jeoteknik sondaj noktası için, yeraltı suyu seviyesinin derinliği düşünülerek 9.00m seviyesi için sıvılaşma analizi yapılmıştır (Çizelge 4). Bu analiz sonucunda, Erciş yerleşkesinin kurulu olduğu güncel çökellerin yüksek sıvılaşma potansiyeline sahip olduğu belirlenmiştir (Şekil 10).

6. SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

Van Gölü Havzası'ndaki yerleşkelerin büyük bir kısmı Kuvaterner yaşlı gevşek göl ve akarsu çökelleri üzerine kuruludur. Çalışma alanı olan Erciş yerleşkesi de bunlardan biridir.

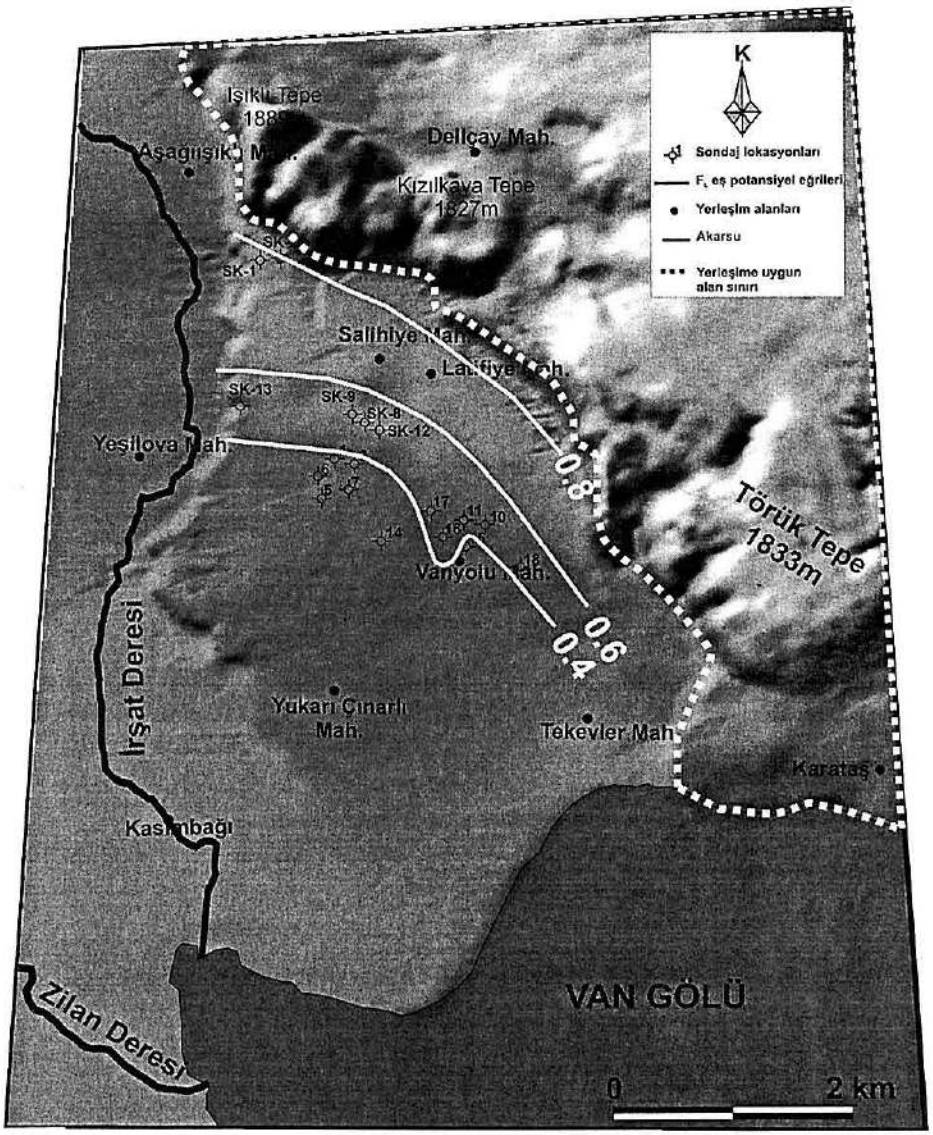
Çizelge 4. Erciş yerleşkesinde 9.00m derinlikteki seviyelere ait sıvılaşma riski değerleri

Sondaj No	$(N_1)_{60}$	Yeraltı Suyu Seviyesi	FL
SK-1	11	8	0.71
SK-2	8	8	0.65
SK-3	14	3	0.33
SK-4	10	3	0.32
SK-5	19	1	0.54
SK-6	18	3	0.48
SK-7	19	1	0.56
SK-8	16	6	0.48
SK-9	17	6.5	0.54
SK-10	19	4	0.56
SK-11	16	2	0.54
SK-12	12	4	0.40
SK-13	14	7	0.46
SK-14	10	1	0.32
SK-15	10	2	0.32
SK-16	16	1	0.48
SK-17	10	1	0.32
SK-18	26	5.5	0.72

Van Gölü Havzası'ndaki yerleşkelerin jeoteknik özelliklerine ışık tutmak amacıyla Erciş yerleşkesinin jeoteknik özellikleri incelenmiştir.

Çalışma alanının güney kesimi ova niteliğinde olup, Pliyo-Kuvaterner yaşlı gevşek birimlerden, kuzey kesimi ise sert, dayanımı yüksek kireçtaşı ve bazalt birimlerinden oluşmaktadır.

Çalışma alanının güney kesimlerinde özellikle göle yaklaştıkça SPT darbe sayıları düşmekte ve yeraltısuyu seviyesi



Şekil 10. Çalışma alanında sıvılaşma güvenlik katsayısının dağılımı.

yüzeye yaklaşmaktadır.

Çalışma kapsamında, yerleşkenin yoğun olduğu kesimlerde, 18 adet jeoteknik amaçlı sondajdan elde edilen yerinde deney sonuçları ve örneklerin laboratuvar deney sonuçları değerlendirildiğinde; Erciş yerleşkesinin ova karakterindeki kesimlerinde olası bir deprem sonucunda sıvılaşma potansiyelinin yüksek olacağı

belirlenmiştir.

Erciş yerleşkesi için depremsellik ve zemin özellikleri göz önünde bulundurulduğunda Pliyo-Kuvaterner yaşlı birimlerin olduğu alanların riskli olduğu belirlenmiştir. Şehrin yeni yerleşim alanı olarak çalışma alanının kuzey – kuzeydoğu kesimlerinde yer alan kayalık alanların seçilmesinin daha uygun olacağı düşünülmektedir.

Bu sonuçlar, Van Gölü Havzasındaki diğer yerleşim alanlarının jeoloji, jeoteknik, tektonik ve sıvılaşma potansiyelinin benzer ve/veya daha detaylı yöntemler kullanılarak araştırılması ve uygun yerleşim alanlarının belirlenmesi gerekliliğini ortaya koymaktadır.

7. KAYNAKLAR

Acarlar, M., Bilgin, E., Elibol, E., Erkal, T., Gedik, İ., Güner, E., Hakyemez, Y., Şen, A.M., Oğuz, M.F., Umut, M., 1991. Van Gölü Doğu ve Kuzeyinin Jeolojisi. MTA Genel md. Jeoloji Etüt Dairesi Yayını, Rapor No: 9469, 94 s. (yayınlanmamış).

Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi Kayıtları.

KRDAE-UDIM : http://www.koeri.boun.edu.tr /sismol (Bogaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Arastırma Enstitüsü, Ulusal Deprem Izleme Merkezi)

Degens, E.T., Wong, H.K., Kurtman, F., Finckh, P., 1978. Geological Development of Lake Van: A Summary. In: The Geology of Lake Van, (editors: degens, E.T., Kurtman, F.). The Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA), Publication No:169, Ankara.

Demirtaşlı, E., Pisoni, C., 1965. Ahlat-Adilcevaz bölgesinin jeolojisi (Van Gölü kuzeyi). MTA Dergisi, sayı: 64, s 22-37.

Doğan, A., Emre, Ö., Yıldırım, C., Özalp, S., 2007. 21 Ocak 2007 Tutak (Ağrı) Depremi Hakkında Değerlendirme. MTA Genel Md. Jeoloji Etütleri Dairesi Yer Dinamikleri Araştırma ve Değerlendirme Koordinatörlüğü Aktif Tektonik Araştırmaları Birimi Raporu.

DSİ, 1977. Van-Erciş Ovası Hidrojeolojik Etüt Raporu. Ankara.

Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S., Kulashvili, S., 2000. Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: Implication for transition from thrusting to strike-slip faulting. Geodinamica Acta 14, 177-195.

Seed, H.B., Idriss, I.M., Arango, I. 1983. Evaluation of Liquefaction Potential, Using Field Performance Data, Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, Vol. 109, pp. 458-482, March.

Seed, H.B., Tokimatsu, K., Harder, L.F., Chung, R.M., 1985. Influence of SPT Procedures in Soil Liquefaction Resistance Evaluations, Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, Vol. 111, pp. 1425-1445, December.

Şaroglu, F., Emre, Ö. ve Kusçu, İ., 1992, Türkiye Diri Fay Haritası. MTA, Ankara.

Terzaghi, K., and Peck, B.R., 1948. Soil Mechanics in Engineering Practice. John Wiley and Sons Inc., 729 p.

Yeşilova, Ç., 2004. Van Gölü Kuzeyinde Yüzeyleyen Adilcevaz Kireçtaşlarının Mikrofasiyesleri. Yüzüncü Yıl Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Van, Yüksek Mühendislik Tezi, 79 s.

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | HAZİRAN JUNE | 2008 | SAYI NO 52 | ISSN 1019-1003

KİREÇ ÜRETİMİNDE HAMMADDE ÖZELLİĞİNİN ÖNEMİ; ÇOKÇAPINAR (CEYHAN) KİREÇTAŞI ÖRNEĞİ

Mesut ANIL, Nil YAPICI, Mehmet TÜRKMENOĞLU ve Özen KILIÇ
Ç.Ü. Maden Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

ÖZET: *Kireç üretiminde en etkin parametreler hammadde kalitesi (kristal yapısı, safsızlıklar ve kırılganlık, tane boyutu) kalsinasyon sıcaklığı ve süresi ile yakıt tipidir. Bunların dışında bir çok parametre daha tali olarak üretilen kireç kalitesine etki etmektedir. Bu çalışmada Çokçapınar (Ceyhan) Köyü sınırları içinde kalan Alişan Dağı mevkiinde olistrostrom özelliğindeki Mesozoyik yaşlı kireçtaşlarından açık işletme yöntemiyle üretilen saf, dolomitik ve saf olmayan, dolomitik olmayan killi ve marnlı kireçtaşlarının nisbeten sabitleştirilmiş kalsinasyon şartlarında oluşturduğu sönmemiş kireç üzerinde gerçekleştirilen bir dizi yüzey alanı ve porozite ölçümlerine dayanılarak hammadde özelliklerinin kireç kalitesindeki etkileri araştırılmıştır. Kireçtaşlarının kimyasal içeriklerinin tek başına kalite üzerinde etkili olmadıkları, kalsinasyon öncesi porozite oranları ve kırılganlığının da kalite üzerine etkili oldukları anlaşılmıştır. Bileşimdeki MgO ve öteki karbonat dışı minerallerin %1'den fazla oranlarda bulunmaları halinde sönmemiş kireç üzerindeki porozite oranlarını ve aktif CaO yüzdelerini düşürdükleri görülmüştür.*

THE IMPORTANCE OF RAW MATERIAL PROPERTY IN LIME PRODUCTION; ÇOKÇAPINAR LIMESTONE SAMPLE

ABSTRACT: *The most effective parameters in lime production are raw material quality (crystial structure, impurity and fragile, grain size) calcination temperature, calcination time and fuel type. Furthermore, many parameters affect the lime quality as a secondary a product. In this study effect of raw material properties in lime quality in Çokçapınar (Ceyhan) village-Alisan hill are determenined which are composed are Mesozoic aged limestones anda re produced of pure dolomitic and impure, undolomitic (Clay and marl) limestones. All this studies are based on sequence of surface area and porosity measurement in unslacked limestone. It's seen that the chemical compositions of the limestone not only affect the lime quality but also affect the fragileness and porosity ratios to understand the lime quality before calcination. In addition, it's understood when the amount of MgO and other uncarbonated mineraly are less than 1%, the porosity ratios and the percentage of active CaO in unslacked lime could be decreased gradually. It is seen that the chemical compositions the limestones not only affection the lime quality but also affect the fragileness and porosity ratios for understanding of lime quality before calcination. In addition When MgO and other uncorbonated minerals the ratios of the porosity ratios and percentage active CaO on unslacked lime could be increased gradually.*

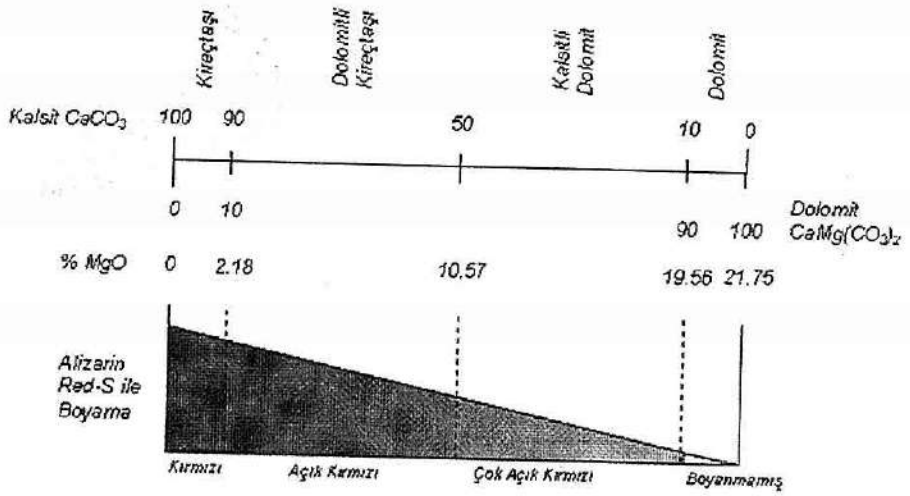
1. GİRİŞ

Antik çağlardan beri yapı harcında kullanıldığı bilinen kirecin günümüz koşullarında daha da geniş sektörlere yayılarak önemi artmıştır. Bir çok yapı kimyasalı üretilmiş olmasına rağmen kireçten uzaklaşılmamıştır. Bunun en önemli sebebi kireç hammaddesinin dünyada çok yaygın olarak bulunması ve hemen her yerde kireç fırınlarının kurulabilmesidir. Bugün bileşiminde %90'ın üzerinde $CaCO_3$ bulunan 15 çeşit karbonatik kayaçtan kireç üretilmesi mümkün olur (Lokman, 2000; Kılıç ve Anıl, 2006a). Hammadde açısından bu kolaylığa rağmen onu kalsine edecek enerji oldukça sınırlı olup, maliyeti de yüksektir. Enerji fiyatlarının günden güne artması önemli sorun olarak kireç üretimini de olumsuz yönde etkilemektedir.

Ülkemiz gerek çimento üretimi ve gerekse kireç üretimi konusunda hammadde açısından çok şanslı bir konumdadır. Ancak enerjide tam bir darboğazda olduğu ve sanayide en pahalı enerji kullandığı ortadadır (Demirbaş, 2001; Demirbaş, 2002; Kılıç, 2006). Bu çalışmada Tubitak tarafından desteklenen araştırma projesinde incelenen klasik Eberhart tipi fırınlarda yapılacak iyileştirmeler konusunda gerçekleştirilen araştırma bulgularından bir bölümü olan hammadde özelliklerinin kireç kalitesi üzerindeki etkileri teorik ve uygulamalı olarak incelenmektedir.

2. KİREÇTAŞI VE KALSİNASYON

Yüksek Ca içerikli kayaçlara kireçtaşı denir ve kireçtaşlarının sınıflaması (Compton, 1962) yapıldığında Şekil 1'deki CaO ve MgO arasındaki oransal dağılım esas alınır.



Şekil 1. Kalsit-Dolomit mineral yüzdeleri ile % MgO ve Alizarin Red-S ile boyanmış örneklerde boyanabilirlik/renk dağılımına göre karbonatlı kayaçların sınıflaması: Kireçtaşı, Dolomitli Kireçtaşı, Kalsitli Dolomit ve Dolomit (Compton, 1962; Yetiş ve Anıl, 2005).

İster laboratuar koşullarında olsun, ister sanayi tipi kireç fırınlarında olsun bileşiminde %90'dan fazla $CaCO_3$ olan kireçtaşları ısıyla kalsinasyona uğratılarak içindeki CO_2'ini;

$$CaCO_3 + ISI\ (900°C) \rightarrow CaO + CO_2 \uparrow$$

formülüne göre boşaltarak gözenekli bir yapı kazanabilir.

Bu denklemdeki kalsinasyon ısısı CO_2 kısmı basıncına göre değişir. $CaCO_3$ tamamen CO_2 (100%) atmosferinde ve 1 atm basınç altında 898°C'de bozunmaktadır (Borgwardt 1985; DiBenedetto ve Salatino, 1998). Bozunma ısıtılan taşın çeperinden merkeze doğru hareket ettiği için, taş boyutu büyüdükçe ısının da biraz arttırılması gerekir. Dış çeperle merkez arasındaki ısı farklı boyutla orantılı olarak 150°C - 350°C fark edilebilir (Lokman 2000; Anıl ve diğ, 2008). Fırın rejiminde bu pişirme işlemi 1050°C – 1200°C arasında yapılmaktadır. Kalsinasyon ısısı yükseldikçe reaksiyon hızı da onunla doğru orantılı olarak artar. Fırın altından çekilen sönmemiş kireç miktarı arttırılabilir. Fakat üretilen kirecin aktif % CaO değeri düşer. Özellikle demir – çelik endüstrisi için bu şekilde üretilen kireç arzu edilmez. Bu sebeple de 1200°C'yi geçmeyen sıcaklıklarda daha uzun süre kalsinasyona imkan tanıyarak yumuşak kireç tabir edilen ve tüm $CaCO_3$ çözündürerek CO_2'nin tamamını yavaş yavaş kaybederek gözenekli bir yapı kazanmış CaO elde edilmeye çalışılır. Dazlanma tabir edilen yüksek sıcaklıkta kısa süreli kalsinasyonda oluşmuş sert kireç yapı sektöründe de istenmez.

Kalsinasyon işleminin eksiksiz uygulanması ve kireçtaşı içindeki karbonat dışı minerallerin %1'i geçmemesi halinde normal koşullarda 1 kg kireçtaşından 0.56 kg sönmemiş kireç (CaO) elde edilebilir. Bu kireç söndürüldüğünde 0.7 kg Ca (OH_2)'e dönüşür (Lokman 2000; Anıl ve diğ, 2001; Kılıç ve Anıl, 2006b). Kalsinasyon süresi yamaç tipi fırınlarda ve klasik Eberhart tipi fırınlarda 24 saati geçmemektedir. Ancak bu çok uzun bir süre olduğu için inşaat ve demir – çelik sektöründe hızla artan talebi karşılayabilmek ve Maerz tipi fırınlarla rekabet edebilmek amacıyla yamaç tipi fırınlardan tamamen vazgeçilmiş olup, klasik Eberhartların da tamamına yakını modernize edilerek kalsinasyon süresi 3-4 saate kadar indirilmiştir.

Öte yandan teknolojik gelişmeler kireç üretimi sırasında kireçtaşının kalsinasyona uğramasını homojen olarak sağlamak ve bu işlemi en düşük enerji ile gerçekleştirmeyi zorunlu kılmıştır. Kireç üretim prosesinde ısı enerjisini kontrol eden önemli etken baca gazı sıcaklığıdır. Baca gazının çok yüksek olması ısının atmosfere deşarj edildiği anlamına gelmekte olup, üretimde önemli bir kayıptır. Baca sistemi öyle bir dizayn edilmelidir ki, fırın içerisinde optimum ısı kullanılmalı ve kalsinasyon sırasında açığa çıkan CO_2 fırın üzerinde önemli bir kısmı basınç uygulamamalıdır. Bacadan çok yüksek sıcaklıkta çıkan baca gazının sıcaklıkla artan oranda CO_2 çıkarması sera gazı etkisi bakımından da olumsuzluk yarattığı ortadadır. Ayrıca ısı fırın içinde

yeterli süre dolaşarak kireçtaşının ısınmasını sağlayamadığı için kalsinasyon sıcaklığı da yükselmektedir (Dinçtürk, 1984). Bu sebeple dünya kireç üretiminde kullanılan yatay ve dikey şaftlı fırınlar önemli farklılıklar gösterir. Türkiye ve Avrupa'nın bir çok ülkesinde dik şaftlı fırınlar, ABD, Kanada, Avustralya ve bu ülkelerin yakın ilişki içinde bulunduğu öteki ülkelerde yatay şaftlı fırınlar daha yaygındır.

Dikey şaftlı fırınlar da kendi arasında da yanma sistemlerinin direkt ya da dolaylı olması durumunda önemli farklılıklar görülür. Ülkemizdeki kireç üretimi yapılan dik şaftlı fırınların ön ısıtma, kalsinasyon ve kireç soğutma bölümleri olan dairesel, elips, dikdörtgen ve halka kesitli olup, 15-25 m boyundaki fırınlarda katı, sıvı ve gaz yakıtlar kullanılarak üretim yapılmaktadır (Lokman 2000; Anıl ve diğ, 2001; Anıl ve diğ, 2008).

2.1. Kireçtaşı Özelliklerinin Kalsinasyondaki Etkisi

2.1.1 Kireçtaşı Özellikleri

Kireçtaşı kalitesinden maksat kimyasal içerik, kristal yapısı,safsızlıkların yüzdesi ve taşın kırılganlığıdır. Bu sebeple taşın kimyasal bileşimi kadar onun mekanik özellikleri de hammadde kalitesine etki etmektedir.Bu çalışmada Nur Kireç Ltd. Şti.'ne ait 8 adet modifiye edilmiş Eberhart tipi kireç fırınında uygulama yapılmış, fırın taşı olarak kullanılan kireçtaşları ayrıntılı olarak incelenmiştir.

Çokçapınar (Ceyhan) köyü sınırları içinde kalan ve Bulgurkaya formasyonu içinde Mesozoyik yaşlı olistrostom özelliğindeki kireçtaşları açık işletme yöntemleriyle üretilerek +40 – 80 mm ebadındakiler kireç fırınlarında kullanılmaktadır. Bu kireçtaşı örneklerinden hazırlanan ince kesitler polarizon mikroskop altında ayrıntılı olarak incelenmiştir. Başlıca 3 tip kireçtaşı ayırt edilmiştir. Bunlar saf kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve dolomitik olmayan killi ve marnlı kireçtaşı olup, fırınlara yüklenen taşların %80'i saf kireçtaşıdır.

Saf kireçtaşlarından yapılan ince kesitlerin polarizon mikroskop altında incelemelerinden kayacın mikritik bir yapı sunduğu, yoğun tektonizma altında hemen her yönde gelişen mikro çatlakların hiçbir boşluk bırakmaksızın iri kalsit kristalleriyle doldurulduğu görülmektedir (Levha 1, Foto 1-2). Miktritik zemin içinde de yer yer iri kalsit kristalleri seçilmektedir. Kayaç içinde eser halinde de olsa, hakim olan kalsit kristalleri yanında, detritik kuvars taneleri görülür (Levha 1, Foto 3-4). Saf kalkerde genellikle fosil izine rastlanmaz. Mikro çatlaklar ve erime ile genişletilmiş bazı boşluklar ince – orta sparikalsit dolgulu olup, kayaçta seyrek olarak stilolit oluşumu olağandır.

Ocak sahasında yapılan incelemelerde belli bir straligrafik seviyeyi takip etmeyen, diyajenetik özellikte olduğu anlaşılan dolomitik kireçtaşları görülmektedir. İşletme sırasında bunları ayırmak mümkün olmadığı için fırın taşı olarak saf kireçtaşlarıyla birlikte hammadde silosuna dökülürler. Oransal olarak %15'i geçmeyen dolomitik

kireçtaşları içindeki MgO oranına göre 650°C'den başlayarak kalsine olduklarından bazen sönmemiş kireç içinde aşırı pişmiş olarak yer alabilirler. Bu tür kayaçlardan yaptırılan ince kesitlerin polarizan mikroskop altında incelendiklerinde saf kireçtaşlarına göre daha iri ve yüksek röliyefli dolomit kristalleriyle dikkat çekerler (Levha 1, Foto 5). Tane büyüklükleri kalsitle aynı olanlarında bile polarize ışıkta koyu rengiyle kolayca ondan ayrılırlar. Bu durum dolomitlerin karbonat fazından sonra diyajenez esnasında oluşmalarından kaynaklanmaktadır (Levha 1, Foto 6). Dolomitik kireçtaşlarında da çok seyrek olarak detritik kuvarsa rastlanır.

Fırınlarda çalışanların kötü taş olarak adlandırdıkları, lokal olarak görülen ve ince tabakalı bir yapı sunan yer yer içinde kil bandları barındıran ve içi kalsitle doldurulmuş fosil izlerine de rastlanan (Levha 1, Foto 7) saf olmayan, dolomitik olmayan killi ve marnlı kireç taşları genel üretim içinde % 5'i geçmez. Ancak bu grupda işletme sırasında öteki tiplerden ayrılamaz. Kayaçtan yaptırılan ince kesitlerin incelenmesinde kayacın esas olarak hem mikrit ile kalsit hem de izole veya belirli kısımlarda kümelenmiş sparikalsitten oluştuğu görülmektedir. Detritik kuvars bu tip kireçtaşlarında daha fazladır. Yer yer FeO'nun kayacı sıvadığı da gözlenir. Çok ince zeminlerde kil mineralleri görülen bu kayaçta öteki tiplerden daha yaygın stilolit izleri vardır. Dolomit kristalleri daha azdır. Bu tip kireçtaşlarından da gelişigüzel oluşuş mikro çatlaklar bulunmakta olup, bunların da iri kalsit kristalleri ile dolu olduğu görülmektedir. Bu tip kayaçlarda hazırlanan bazı kesitlerde mikritik doku içinde biyoklastlar gözlenmiş olup, demiroksitli – killi malzemenin ikincil içerik sistemlerinin doldurduğu anlaşılmaktadır.

Yukarıdaki bu üç gruba dahil edilmeyecek kadar lokal olup, yer yer görülen aragonit ve saf kalsit zonları da ocak taşlarıyla birlikte üretilir. Hammadde hazırlama ünitesinde bunları da ayırabilecek bir düzenek bulunmadığı için bu tip kayaçlar da fırınlara şarj edilmektedir. Bu tip kayaçlardan hazırlanan ince kesitlerin polarizon misroskop altında incelenmelerin en belirgin özellik kristal boyutlarının iriliği ve boşluksuz bir yapının devamlılığıdır (Levha 1, Foto 8).

2.1.2. Kimyasal İçerikleri

Petrografik özellikleri belirlenen fırın taşlarının kimyasal içeriklerinin araştırılması amacıyla 3 grup ve aragonit bileşimli fırın taşlarının kimyasal içerikleri belirlenmiştir (Çizelge 1) CaO –$CaCO_3$, MgO –$MgCO_3$, Fe_2O_3 ve SiO_2 içerikleri bakımından analiz edilen fırıntaşları içinde Fe,Si,Al dışındaki elementlerin oranı %1'in altındadır.

2.1.3. Kireçtaşlarının Fiziksel ve Mekanik Özellikleri

Modifiye edilmiş Eberhart tipi fırınlarda kullanılmakta olan minerolojik ve kimyasal özellikleri yukarıda belirtilen çeşitli fırın taşlarının fiziksel ve mekanik özellikleri Çizelge 2'de verilmiştir.

LEVHA 1

AÇIKLAMALAR

Foto 1-2. Mikrofoto, polarize ışık. Kayaç tamamen Karbonat fazından oluşmuş olup, değişik yönlerde gelişmiş olan irili ufaklı mikro çatlaklar çoğu kez sparikalsit kristalleri ile doldurulmuştur (ka=kalsit).

Foto 3-4. Mikrofoto, polarize ışık. Bu kesitlerde de yine esas olarak mikritik bir zemin içinde belli bir şistoziteye bağlı olmaksızın irili ufaklı kalsit kristalleri görülmektedir. Çok seyrek olarak detritik kuvars'a rastlanılır. Fosil izi görülmez. Muhtemelen daha sonraki fazlarda oluşmuş sparikalsit kristalleri ya dolgu halinde veya izole kristaller halinde görülmektedir (ka=kalsit).

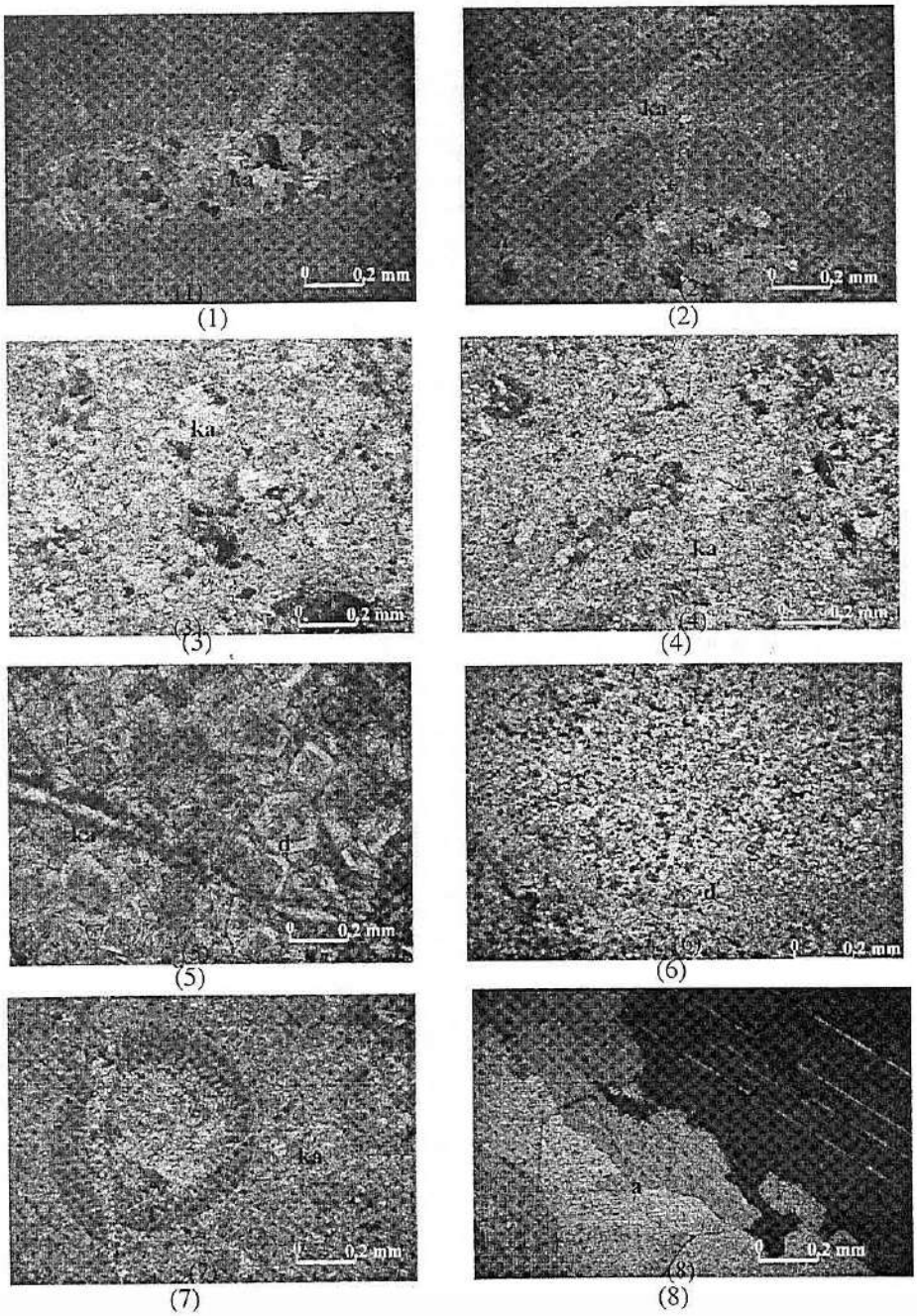
Foto 5. Mikrofoto, Alizarin-Red-S ile boyanmış kesit üzerinde polarize ışık. Kayaç dolomitleşmiş bir halde olup, kalsit kristalleri de belirgindir. Bu tip kayaçlardaki dolomit oranı %5-21 arasında değişebilmektedir. (ka=kalsit, d=dolomit).

Foto 6. Mikrofoto, polarize ışık. Dolomit oranı bir öncekine göre daha azdır. Muhtemelen dolomitleşme diyajenetiktir. Belli bir şistozite veya yönlenme yoktur. Bu kayaçlarda da eser halinde de olsa detritik kuvars görülür (d=dolomit).

Foto 7. Mikrofoto, polarize ışık. Nur Kireç Ltd. Şti. ne ait kalker ocağından alınan kalkerlerin bir kısmında fosil izleri görülür. Bu kalkerler ocaktaşı içinde kötü taş olarak adlandırılırsa da bileşimleri esas olarak kalsittir. Alg türünden bir fosil izi tamamen kalsitle dolmuş durumdadır. Daha sonra oluşan bir mikro çatlak da yine sparikalsitle dolmuş ve hem fosil izini hem de kayacı kat etmektedir. Detritik kuvars vardır. Yer yer killeşme belirtileri görülmüştür. (f=fosil, ka=kalsit).

Foto 8. Mikrofoto, polarize ışık, Aragonit. Tüm kristalli ve boşluksuz yapılıdır. Bu tür kayaçlar lokal dağılım gösterir ve devamlılık görülmez. Ancak ocak taşından ayırt edilmesi pratik değildir (a=aragonit, ka=kalsit).

LEVHA I



Çizelge 1. Nur Kireç Ltd. Şti.'nde kullanılan fırın taşlarının kimyasal içerikleri

Örnek No	CaO %	MgO (%)	SiO_2 (%)	Fe_2O_3 (%)	Al_2O_3 (%)	Değerlendirme
201	55,43	0,41	0,03	0,09	0,03	Saf kalker, renk gri
202	55,36	0,42	0,04	0,14	0,05	Saf kalker, renk gri
203	54,89	0,42	0,07	0,70	0,11	Saf kalker, renk gri, damarlı
204	54,66	0,46	0,68	0,26	0,17	Safa yakın, ancak silis ve demiri göreceli olarak yüksek.
205	54,88	0,42	0,15	0,47	0,13	Saf kalker, renk gri, boşluklu
206	54,39	0,43	0,29	0,91	0,11	Saf kalker, siyahımtırak jeodlu
207	55,27	0,41	0,07	0,22	0,15	Saf kalker, gri-jeodlu
208	35,23	17,50	0,05	0,18	0,08	Dolomitik kalker, koyu gri
209	55,47	0,22	0,02	0,08	0,03	Aragonit, açık bal rengi
210	36,15	15,43	0,18	0,36	0,05	Dolomitik kalker, koyu gri
211	53,01	1,20	0,15	0,29	0,17	Killi-marnlı kalker, açık kahve
212	48,12	6,03	0,07	0,12	0,11	Dolomitik kalker

Analizler: Ç.Ü.Maden Mühendisliği Bölümü Kimya Laboratuvarında yapılmıştır.

Fiziksel ve mekanik özellikleri iyi kaliteli kireç üretimi arasında çok yakın bir ilişki kurulamasa da kayacın homojen olması, kırılgan olması, minimum darbelere dayanabilmesi kireçtaşının fırın içindeki yolculuğu için önemlidir.

3. KİREÇ KALİTESİ

Kalsinasyon koşulları mümkün olduğunca sabit tutularak değişik özellikleri olan kireçtaşlarının oluşturduğu kireç kalitesi incelenmiştir. Bunun için hem fırın şartlarında ve hem de laboratuar koşullarında kireç üretilmiştir. Kalsinasyon şartları kireç kalitesinde en önemli faktör olarak bilinmektedir. Ancak hammadde kalitesi de üretilecek kirece doğrudan etki eden bir parametredir.

Çizelge 2. Nur Kireç Ltd. Şti.'ne ait kireç fırınlarında hammadde olarak kullanılan kalkerlerin fiziko-mekanik özellikleri.

Örnek No	Birim H. Ağırlığı (gr/cm^3)	Su emme oranı (ağırlıkça %)	Porozite (%))	Tek eksenli basınç dayanımı (kg/cm^2)	Los Angelos Aşınma Kaybı 500 devir (%)	Değerlendirme
201	2,63	0,31	0,72	685	22	Saf kalker, özellikleri çok yakın değerlerde seyretmektedir. Bazıları %1'e kadar yabancı madde içerir.
202	2,63	0,27	0,70	680	21	
203	2,63	0,26	0,69	675	21	
204	2,63	0,29	0,71	680	21	
205	2,63	0,33	0,77	687	21	
206	2,64	0,26	0,65	665	22	
207	2,63	0,27	0,72	680	21	
208	2,64	0,21	0,67	689	20	Dolomitik
209	2,65	0,18	0,35	695	18	Aragonit
210	2,64	0,22	0,59	680	20	Dolomitik
211	2,63	0,39	0,71	635	22	Killi-marnlı
212	2,64	0,23	0,61	658	21	Dolomitik

Bunun en belirgin örneği laboratuar koşullarında 850°C, 900°C ve 950°C'lerde kül fırınında kalsinasyona tabi tutulmuş ve petrografik ve kimyasal özellikleri daha önce belirlenen (Çizelge 3) kireçtaşlarının farklı sıcaklıklardaki davranışları izlenmiştir. Kelvin 1042 model yüzey alanı ve porozite ölçüm cihazıyla elde edilen sonuçlar Çizelge 4'de verilmiştir.

NK1 ve NK2 içinde çok az dolomitleşme olan saf kireçtaşı özelliğinde olup, kalsinasyon öncesi full izoterm yüzey alanı ölçümünde gerek BET ve gerekse Langmuir yöntemiyle hesaplanan toplam porozitenin MgO içeriği lehine hafifçe arttığı görülür. Aynı şekilde NBK1 ve NBK2 nolu örneklerde silis miktarı hafifçe artmış olduğundan kalsinasyon öncesi toplam porozitede küçük bir artış izlenmiş, 850°C'deki kalsinasyon sonunda ise saf kireçtaşı,hafifçe dolomitik kireçtaşı belirgin bir farklılık gözlenmemiş iken, 900°C de MgO içeriği hafifçe daha yüksek olan NK1'in toplam porozitesinde belirgin bir yükselme görülmüştür. Buna karşılık 950°C'ye çıkıldığında bu farkın kapanarak nerdeyse eşit hale geldiği açıkça görülmektedir. Bir başka gözlem ise NKD1 ve NKD2 nolu örneklerde kalsinasyon öncesi rölatif olarak yüksek olan porozite 850°C, 900°C ve 950 °C'deki tüm kalsinasyon sahalarında da öteki örneklere göre daha fazla poroz bir yapı sunmalarıdır. Yine bileşiminde biraz silis bulunan NBK1 ve NBK2 örneklerin kalsinasyon öncesi nisbi olarak

Çizelge 3. Nur Kireç Ltd. Şti. ve aynı bölgede kurulu Akay Kireç San. Ltd. Şti.'ne ait fırın taşlarının kimyasal içerikleri.

Örnek No	CaO-$CaCO_3$ %	MgO-$MgCO_3$ %	SiO_2 %	Fe_2O_3 %	Petrografik Adlama
NK1	54,30-96.91	1,38-2,90	0.10	0.24	Saf kireç
NK2	55,18-98,48	0.40-0.84	0.16	0.21	Saf kireç
NBK1	53.93-96,25	0,90-1,89	1,27	0,34	Hafifçe dolomitik safa yakın kireç
NBK2	52,53-93,76	0,99-2,08	2,76	0,82	Hafif dollomitik safa yakın kireç
NKD1	53,47-95.43	2,00-4,20	0,16	0,31	Hafifçe dolomitik safa yakın kireç
NKD2	52,94,49	2,37-4,98	0,40	0,37	Hafifçe dolomitli kireç
NDK1	52,61-93,90	0,80-1,68	3,48	0,92	Silisli ve marnlı kireç
NDK2	53,59-95,65	0,40-0,84	2,87	0,87	Saf kireç

poroziteleri yüksek olmasına rağmen kalsinasyonu ilerleyen safhalarında en düşük poroziteye sahip kireç üretebilmeleri yüksek sıcaklıklarda kireçtaşı içindeki SiO_2'in sinterleşmeye uğrayarak poroz olmayan ortamların oluşmasına sebep oldukları görülmektedir.

Kireç kalitesini belirleyen bir diğer inceleme yöntemi de SEM analizleridir. Çok sayıda kireçtaşı ve sönmemiş kireç örneği hazırlanarak TÜBİTAK (MAM)'da sem analizlerine tabi tutulmuş ve çeşitli görüntüler çekilmiştir (Şekil 2). En ideal şartlarda yavaş yavaş artan ısı ortamında içindeki CO_2'in tamamını kaybederek CaO'e dönüşen safa yakın kireçtaşı oldukça beyaz bir renkte ve bir sünger gibi eş boyutlu gözeneklerle homojen bir yapı sunmaktadır. Fakat bu ideal şartları yakalamak her zaman mümkün olmadığından ya hammadde içindeki yabancı mineraller (dolomit, kuvars, Fe_2O_3 gibi) veya kalsinasyon sırasındaki ani ısı değişimleri ve bu ısıda kalış süresine göre farklı içerikli kireç oluşturur. Bunlar dazlama adı verilen ani pişirmeler veya açılan gözeneklerin tekrar kapanması ya da sinterleşmeye sebep olan yabancı mineraller yüzünden ideal kireç üretilemez.

Hammadde özelliğinin kireç kalitesi üzerindeki bir diğer etkisi de beyazlıktır. Bileşiminde %8-9 MgO olan dolomitik kireçtaşları koyu bir renk sunduklarından bu tür kireçtaşlarından üretilen sönmemiş kireç daha koyu renkte olmaktadır.

Çizelge 4. 850 °C, 900 °C ve 950 °C'de laboratuarda kalsinasyona bırakılarak elde edilen sönmemiş kireç üzerinde yüzey alan ölçümleri.

Örnek No		NK1	NK2	NKD1	NKD2	NDK1	NDK2	NBK1	NBK2
Kalsinasyon öncesi yüzey alanı (m^2/g)(full isoterm)	BET	0,61	0,91	1,18	0,91	0,85	1,41	3,93	2,19
	Langmuir	0,78	1,08	1,48	1,08	1,07	1,77	4,89	2,68
Kalsinasyon öncesi total porozite (mm^3/g) 850 °C		1,04	1,58	2,45	1,58	1,36	2,15	5,93	3,92
Kalsinasyon sonrası yüzey alanı (m^2/g) (tek nokta)		3,633	3,143	3,591	3,927	2,655	2,772	4,11	3,62
850 °C Kalsinasyon sonrası yüzey alanı (m^2/g) (çok nokta)	BET	3,99	4,34	3,99	4,41	2,96	3,05	4,20	3,93
	Langmuir	5,09	3,45	5,09	5,57	3,75	3,94	5,62	5,31
Değerlendirme		Gözeneklerde Artış Olmuştur.							
900 °C Kalsinasyon sonrası yüzey alanı (m^2/g) (çok nokta)	BET	6,72	5,22	7,04	7,31	5,01	5,19	5,58	4,44
	Langmuir	9,12	6,71	9,47	9,58	5,50	6,84	7,37	5,78
	Toplam Porozite	12,48	8,87	12,12	12,51	7,77	9,39	7,921	7,49
Değerlendirme		Gözenekler çok iyi açılmış							
950 °C Kalsinasyon sonrası yüzey alanı (m^2/g) (çok nokta)	BET	5,12	5,16	7,74	9,63	6,70	6,82	5,72	3,88
	Langmuir	6,93	6,63	10,15	12,69	8,88	9,29	7,52	5,06
	Toplam Porozite	8,37	8,24	13,07	16,45	9,83	12,03	8,50	5,84
Değerlendirme		Gözeneklerin bir kısmı geri kapanmıştır.							

Özellikle inşaat sektöründe kireçte beyazlılık aranmamaktadır. Yeterince kalsine olmayarak merkezi kısımlarında $CaCO_3$ + $MgCO_3$ bırakan kireçlerin söndürülmesi sonucunda değirmenlerde öğütülerek torbalanan söndürülmüş kireçlerde farklı beyazlıklar oluşmaktadır. Yanmamış taş tabir edilen kısımlar genel toplam içinde %1'i geçmemelidir. Bu oran arttıkça kızdırma kaybı artacağından üretilen kirecin aktif CaO yüzdesi düşer ve demir-çelik sektörü için olumsuzluk yaratır. Nur Kireç ve Akay Kireç fırın şartlarında kalsine olmuş farklı kalkerlerden elde edilen sönmemiş kireçlere ait fiziksel görüntüler verilmiştir (Levha 2).

4. SONUÇLAR

Kireç üretiminde kaliteye doğrudan etkili olan başlıca 3 parametre bulunmaktadır. Bunlar hammadde özelliği, kalsinasyon sıcaklığı ve süresi ile kullanılan yakıt tipidir. Bunların dışında

mineralojik - petrografik olarak, daha sonra da kimyasal içerik bakımından incelenmiştir. Bu kireçtaşları farklı kalsinasyon sıcaklıklarında sönmemiş kirece dönüştürülerek elde edilen CaO üzerinde ve kalsinasyon öncesi farklı özellikteki kireçtaşları üzerinde tek nokta, çok nokta ve full izoterm yöntemlerle yüzey alanı ve porozite ölçümleri gerçekleştirilmiştir. He ve N2 atmosferinde 16-18 saate varan deneyler süresince Kelvin 1042 model Sarptometre cihazında elde edilen sonuçlar Tübitak (MAM)'da Sem analizleri ve beyazlık testlerinden sonra öteki şartlar sabit tutularak hammadde özelliklerinin kalsinasyona etkisi araştırılmıştır. Buna göre;

*** Kireçtaşının yalnızca saf olması iyi bir kireç üretilmesi için yeterli olmayıp, kalsinasyon öncesi porozitesi ve kristallerin birbiriyle birleşerek nasıl bir iç yapı oluşturduğu, kırılganlığı ve mekanik özelliklerinin de etkili olduğu görülmüştür.**

*** Dolomitik kireçtaşlarında artan MgO içeriğine göre kalsinasyona daha düşük sıcaklıklarda başladığı ve dolayısıyla kireç üretiminde 900°C'yi görme şartlarının daha aşağı derecelere 820°C - 890°C'ye inebildiğini göstermiştir. Yüksek sıcaklıklarda uzun süre kalan MgO içeriğinin yüksek olduğu kireçtaşlarında açılan gözeneklerin yeniden kapandığı anlaşılmıştır.**

***Kireçtaşı içinde kalsine olmayan $CaCO_3$ bulunduğunda kızdırma kayıpları artacağından hem aktif CaO yüzdesinin düşük olması ve hemde üretilen kirecin beyaz olması gereken renginin geriye dönüştüğü görünmüştür.**

***Kireçtaşında karbonat dışı minerallerden SiO_2, Al_2O_3 ve hatta Fe_2O_3'ün %1'i geçen oranlarda bulunması kalsinasyon sırasında sinterleşmeyi arttırdığı için boşluk oranının azalmasına ve kirecin daha az aktifliğine sebep olduğu görülmüştür.**

*** Kireçtaşı içindeki makro boşlukların (erime) kalsinasyonda avantaj oluşturduğu buna karşılık killi ve marnlı bandların kalsinasyona olumsuz etki yaptığı anlaşılmıştır.**

*** Fırına yüklenen kireçtaşı boyutunun ısı transferini en iyi şekilde yapabilmesine yetecek boyutta (6 cm'den iri) ve homojen olması daha uygun olup, laboratuar şartlarında eş tanelerin daha kaliteli kireç oluşturduğu ancak, fırın şartlarında otomosyon sebebiyle bu koşulların karşılanmasının oldukça güç olduğu anlaşılmıştır.**

5. TEŞEKKÜRLER

Yazarlar, Tubitak 105 M 288 nolu proje kapsamında yürüttükleri bu çalışmada partner olan ve gerek hammadde ocağında gerekse kireç fırınlarında hertürlü ölçüm ve incelemelere imkan tanıyan, ayrıca elinden gelen tüm lojistik desteği esirgemeyen Nur Kireç Ltd. Şti'ne teşekkür ederler.

6. KAYNAKLAR

Anıl, M., Kılıç, Ö., Güvenç, S. 2001.

İnşaat ve Sanayi hammaddesi olarak kireç. MMOB Sektörümüzden 4-9. Adana.

Anıl, M., Pınarbaşı, A., Kılıc, Ö., Yapıcı N., Türkmenoğlu M., 2008. Klasik Eberhart Tipi kireç fırınlarında yapılabilecek iyileştirmeler ve bunların kireç kalitesi üzerindeki etkileri, Tübitak Projesi, Adana.

Borgwardt, R.H., 1985. Calcination kinetics and surface area of ispersed limestone particles, AlcheJ, 31 (1): 103-111.

Compton, R.R., 1962. Manuel of Field Geology. John Wiley and Sons, 375 p, New York.

Demirtaş, A. 2001. Energy balance, energy sources, energy policy, future developments and energy investment in Turkey. Energy Conversion and Management 42, 1239-1258.

Demirtaş, A. 2002. Sustainable developments of hyropower energy in Turkey. Energy Sources, 24, 27-40.

DiBenedetto, A. and Salatino, P., 1998. Modeling attrition of limestone during calcination and sulfation in a fluidised bed reactor, Powder Tchnol., 95; 119-128.

Dinçtürk, Ş., 1984. Düşük maliyetli yakıtların sanayide fuel-oil yerine kullanımı., ISO dergisi, 18-216.

Kılıç A.M. 2006, Turkey's natural gas necesity, consuption and future perspectives, energy policy 34(14), 1928-1934.

Kılıç, Ö., Anıl, M., 2006a. Effects of limestone characteristic properties and calcination temperature on lime quality. Asian Journal of Chemistry, 18:1:655-666.

Kılıç, Ö., Anıl M., 2006b. Kireç söndürme şartlarının söndürülmüş kireç kalitesine etkisi. Madencilik, Cilt 45, Sayı 1, 15-22, Ankara.

Lokman, L.2000. Kireç, KÜB Yayınları, İstanbul.

Yetiş C. ve Anıl M., 2005, Nur Kireç Ltd. Şti. tarafından kireç üretimine ilişkin kalker ocağında (Çokçapınar köyü, Alişan dağı mevkii-Ceyhan) genişleme talebi içindeki kireçtaşı/dolomit ayırımının yapılması. Tübitak, Adana Üniversite-Sanayi ortak araştırma merkezi, Teknik rapor, 31 s., Adana,

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | HAZİRAN JUNE | 2008 | SAYI NO 52 | ISSN 1019-1003

ADANA İLİ ANA ARTERLERİNDEKİ TOZ VE GÜRÜLTÜ EMİSYONUNUN DEĞERLENDİRİLMESİ

Arman MAVRUK, Nil YAPICI, Mesut ANIL
Ç.Ü., Maden Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

ÖZET: *Bu çalışmada, Adana ili, Yüreğir ve Seyhan ilçelerinin ana arterlerindeki önceden belirlenen noktalarda genellikle trafiğin yoğun olduğu saatlerde Partikül Madde (1-10 μm) emisyonları ve desibel cinsinden gürültü ölçümleri alınmıştır. Emisyon değerlerinin bir çok bölgede sınır değerleri aşmadığı, bazı noktalarda Hedef Değer olan 60 μg/m^3 sınırını aştığı tespit edilmiştir. Gürültü değerleri, Gürültü ve Kontrol Yönetmeliği'nin Şehir İçi Sınır Değeri olan 90 dB değeri hiçbir ölçüm noktasında aşılmamıştır. Ayrıca ana arter ve bulvarlardaki güzergahlarda belirlenen istasyonlarda çökelen tozları ölçmek amacıyla Türk Standartları Enstitüsü'nün Çökelti Ölçme Cihazı kullanılarak toz örnekleri toplanmıştır. Örneklerin kimyasal analizleri yapılarak bu çöken tozlar içinde insan sağlığı açısından son derece tehlikeli olan bazı ağır metal konsantrasyonları belirlenmiştir. Demir (Fe), Çinko (Zn), Nikel (Ni), Krom (Cr), Mangan (Mn) ve Kobalt (Co) içeriklerin, E.T.K.H.K.K.Y. Ek-1 Tablo 1.3'e göre II.sınıf kanser yapıcı maddeler için olan 0.1 mg/Nm^3'lük değerin altında çıkmaktadır. Kadmiyum (Cd) konsantrasyonlarının ise hemen hemen tüm örneklerde yüksek olduğu görülmektedir.*

Meteorolojik veriler göz önünde bulundurularak, harita çiziminde sıkça kullanılan SURFER bilgisayar programı ile konsantrasyon eğrileri belirlenmiştir. Program girdisi olarak ölçüm noktalarının GPS cihazı ile belirlenen X-Y koordinatları ve ölçüm sonuçları kullanılmış, bu veriler Adana Şehir Planı Sayısal Haritası'na işlenerek toz ve gürültü haritaları çıkarılmıştır.

DETERMINATION OF DIRT AND NOISE EMISSION OF MAIN STREETS IN ADANA

ABSTRACT : *In this study, Particulate Material (1-10 μm) emission and noise measurements have been carried out in preselected point in Yüreğir and Seyhan. This study took place during periods of heavy traffic. Yüreir Moreover, some particulate examples were taken by using an equipment from TSE (Turkish Standards Institute) which are from main streets and bulvard. The emission result were below the limit, and in some cases the results were above 60μm^3. Noise results were measured under the standart of 90 db. Dirt samples were taken from the main streets and boulevards using TSE equipment (Turkish Standarts Institue). Metal concentrations found in these samples contained levels dangereous for human health. they include Ferrous (Fr), Zinc (zn), Nickel (Ni), Chrome (Cr), Manganese (Mn), Cobalt (Co). The metal*

concentrations according to Table 1.3 are at the limit of 0.1 mg/Nm^3 for Cancer Causing materials. However, the Cadmium (Cd) concentrations are higher than 0.1 mg/Nm^3 in every sample tested.

Particulate levels in the map and consantration curves have been defined by measurement of Surfer Computer program. By using this methods and computer program particulate and noise measurements and X-Y coordination measurements using GPS from station points maps were defined for Adana city.

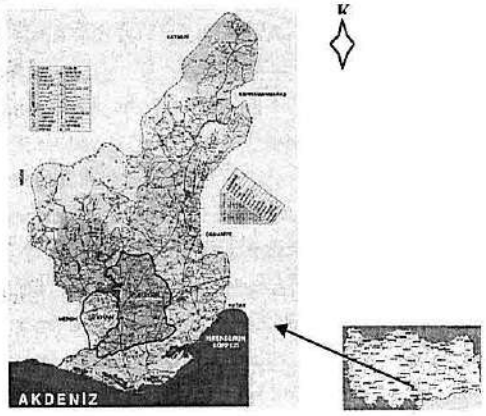
1. GİRİŞ

Hava kirliliği problemi, sanayi devriminden sonra ve özellikle sanayileşmiş bölgelerde ortaya çıkmıştır. Kalkınma ise sanayileşmenin bir bütünüdür. Artan çevre problemleri ve bu problemlerin ortaya çıkardığı ekolojik denge bozulması, canlının karşılaştığı sağlık problemleri ve canlı çeşitliliğinin azalması, çevreyle barışık kalkınma modelini sürdürülebilir kalkınma modeli olarak ortaya sunmuş ve dünyanın devamının her türlü canlının güvenliğini sağlamakla, kalkınma ve ekonomiklik arasındaki barış ve dengeye borçlu olduğu görüşünü getirmiştir. Hava kirliliği çevre problemlerinden sadece biri olup, küreselleşen dünyada ülkeleri birbirlerine karşı sorumlu kılan en bağlayıcı kirlilik türü olmuştur.

Hava kirliliğinin en önemli kaynağını, havada askıda bulunan partikül maddeler yani tozlar ve aerosoller teşkil ederler. Ortalama gaz molekül büyüklüğü 0,0002 μm çaptan iri olan ve havada bir süre askıda kalabilen katı veya sıvı her türlü madde, partikül sınıfına girer. Bu asılı maddelerin çok ince olanları (0-2 mm) havada kolloidal süspansiyon oluşturan aerosollar hava kirleticiler arasında ilk sırada bulunurlar. Doğal sis olayına asıl etken bu aerosollerdir ve kirlenmeye bağlı yapay sis (smog) olaylarında da aerosoller etkili olmaktadır (Anıl ve diğ., 2007).

Gürültü ise, teknolojik gelişmelerin yol açtığı atıkların en önemlisidir. Çünkü hemen hemen her tür üretim yada etkinlikte var olup, günümüzde en yoğun çevre kirliliği etkeni durumuna düşmesine yol açmıştır (Karabiber, 1991).

Araştırma bölgemiz olan Adana, sanayi, ticaret ve nüfus bakımından, ülkemizdeki çarpık kentleşme ve kontrolsüz sanayileşmeden payını alan en büyük iller arasındadır. Bu şehir, Türkiye'nin güneyinde Akdeniz Bölgesi'nin Doğu Akdeniz Bölümü'nde yer alan 14.030 km^2 yüzölçümüne ve 1.945.250 nüfusa sahip bir ildir (Şekil 1).



Şekil 1. Adana il haritası

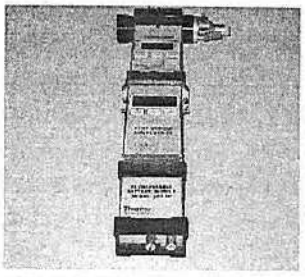
Akdeniz iklim özelliklerini taşır. Yazları sıcak ve kurak, kışları ılık ve yağışlıdır. Bölgede meydana gelen yağışlar, genellikle yamaç yağışları ve gezici hava kütlelerinin karşılaşması ile oluşur. Yılın ortalama 74 günü yağışlı geçer. Yağışlar %51 kışın, %26 ilkbaharda, %18 sonbaharda, %5 yazın düşer. Yazın havanın nemle yüklü olmasına karşılık, bazı yıllarda hiç yağış düşmediği görülür. Yazın bir alçak basınç merkezi olan Çukurova'ya denizden ve Toroslar'dan hava akımı olmaktadır. Böylece dinamik nedenli bir yüksek basınç merkezi oluşur. Ortalama nisbi nem %66 olmakla beraber, yazın %90 'ın üzerine çıkar. 37 yıllık ortalama sıcaklık 18.7°C 'dir.

Yıllık ortalama rüzgar hızı 2,2 m/sn, rüzgar yönü E-NE ağırlıklı olarak gerçekleşmektedir. En hızlı rüzgar hızı ortalama 33,6 m/sn, Ortalama Fırtınalı Gün Sayısı; 4.6, Ortalama Kuvvetli Rüzgar Gün Sayısı, 44,5 olarak meteoroloji (2007)'den alınan bilgiler doğrultusunda verilebilir. Bölgede, en büyük gürültü kaynağı olan araç sayısı ise, Adana Trafik Tescil Şube Müdürlüğü'nden alınan istatistik değerlere göre 370.000'i aşmıştır.

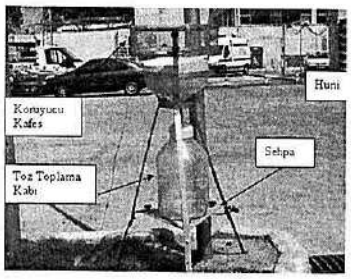
2. MATERYAL ve METOT

Yüreğir ve Seyhan (Adana) ilçelerinin ana arterlerinde önceden belirlenen noktalarda toz ölçmek amacı ile; emisyon ölçümlerinde Thermo Anderson marka bilgisayar hafızalı toz ölçme cihazı kullanılmıştır. PM10 (Partikül Madde 0-10 μm) ölçümleri yapan bu cihaz Amerikan orijinli olup, gravimetrik metodla örnekleme yapabilen PDR-PU pompasına sahiptir.

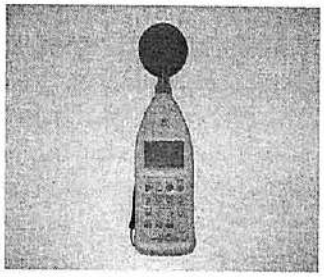
Ölçüm yapılırken PDR-PU pompası 5 lt/dk debi kullanılmış ve örnekleme sırasında PM10 başlığı kullanılmıştır (Şekil 2). Çökelen tozların ölçümleri ise Türk Standartlarının Çökelti Ölçme Cihazı ile yapılmıştır. Bu ölçümler için, Çukurova Üniversitesi, Maden Mühendisliği Bölümü'nde demirbaş olarak bulunan 4 (dört) adet çökelti ölçme cihazı kullanılmıştır (Şekil 3). Yılın belirli dönemlerinde haritadan ana arterler ve bulvarlar üzerinde dört farklı istasyon belirlenerek bu cihazlar standartlara uygun bir şekilde yerleştirilmiştir. Gürültüyü ölçmek amacı ile de; NL20 gürültü ölçme cihazı (dB) kullanılmıştır (Şekil 4).



Şekil 2. Thermo Anderson Emisyon Ölçüm Cihazı.



Şekil 3.TSE Çökelti Ölçme Cihazı.



Şekil 4.NL 20 Gürültü Ölçüm Cihazı.

Ölçümler günün belirli saatlerinde yapılarak toz ve gürültü kirliliği yoğunluk haritaları çıkarılmıştır.

Modelleme çalışmaları için gerekli olan meteorolojik veriler Adana Meteoroloji Bölge Müdürlüğü'nden sağlanmıştır. Meteorolojik veriler rüzgar esme yönü ve frekansları, ortalama rüzgar hızları, nem, basınç ve ortalama sıcaklıklardır.

Şehir içi ölçüm sonuçlarından, SURFER V. 8.0 bilgisayar programından yararlanılarak, bölgesel yoğunluk haritaları çizilmiştir.

Program verisi olarak, ölçüm noktalarının GPS cihazı yardımıyla alınan X - Y koordinatları ve ölçüm sonuçları kullanılmıştır. Emisyon ve gürültü ölçüm sonuçları Adana Valiliği'nden temin edilen Adana Şehir Planı Sayısal Haritası'na ayrı ayrı işlenerek toz ve gürültü haritaları çıkarılmış ve eş konsantrasyon eğrileri bir renk skalası oluşturularak kademeli olarak renklendirilmiştir.

2.1. Havada Askıda Kalan Tozlar için Uygulanan Materyal ve Metot

Seyhan ve Yüreğir ilçelerinin şehir planını gösteren haritada önceden belirlenip işaretlenen noktalardan, trafiğin en yoğun olduğu saatler olan sabah 08.00 – 11.00 ve akşam 16.00 – 20.00 arasında ölçüm alınmıştır. Farklı dönemlerdeki günlerde gerekli olan meteorolojik veriler Adana Meteoroloji Bölge Müdürlüğü'nden alınmış, yağışın olmadığı, nemin düşük olduğu ve rüzgarsız günler seçilmiştir. Ölçümler bulvar veya cadde güzergahında durağan ve akışkan trafikte, 100 m aralıklarla yapılmıştır. Hatalı bir ölçüme meydan vermemek için aynı noktada en az üç kez ölçüm tekrarlanmış ve bunların ortalamaları kullanılmıştır. Ölçüm sonuçları $\mu g/m^3$ cinsinden kaydedilirken, ölçüm yapılan noktanın adresi, tarihi, saati ve meteorolojik verileri ile beraber rapor edilmiştir. UVS (uzun vadeli sınır), değerlerin aritmetik ortalamaları alınarak, KVS (Kısa vadeli sınır) aşağıdaki formüle göre hesaplanmıştır.

KVS (Kısa vadeli sınır) =

$$X_{ort} + 1{,}64\sqrt{\frac{2\sum(X_{ort} - X)^2}{2z-1}}$$

**Formülde Xort ölçüm sonuçları ortalamasını, X bir ölçüm sonucunu, z=ölçüm sayısını göstermektedir (Resmi Gazete, 2006).*

2.2. Çökelti Oluşturan Tozlar için Uygulanan Materyal ve Metot

Bu tozların ölçümü için, Türk Standartları Enstitüsü'nün TS 2341/Nisan 1976 sayılı standardına uygun olan hava kirliliği ölçme metotları ve çökelti ölçme cihazı kullanılmıştır (TS2341,1976) (Şekil 3). Yılın belirli dönemlerinde haritadan ana arterler ve bulvarlar üzerinde dört farklı istasyon belirlenerek bu cihazlar standartlara uygun bir şekilde yerleştirilmiştir. Cihaz; sehpa, toplama kabı, huniden oluşmaktadır. Sehpa; yumuşak çelikten yapılmış ve tüm parçaları birleştirildikten sonra galvanize edilmiş olmalıdır. Toplama kabı; kimyasal maddelere dayanıklı, statik elektrikle yüklenmeyen cam veya uygun bir plastik malzemeden yapılmış olmalıdır. Her

toplama kabı bir seri numarası ile işaretlenmeli ve her kap için bir dönüştürme faktörü (F) bulunmalıdır.

Toplanan çökeltinin ağırlığı (miligram olarak) bu faktörle çarpıldığında sonuç metrekarede miligram (mg/m^2) olarak bulunur.

Dönüştürme faktörü, toplama kabının ortalama etkin çapından hesaplanır. Kabın çevresinde, 12 noktada, iç ve dış çaplar ölçülür ve bu 24 ölçünün ortalaması D, alınır. Ölçüler milimetreye yuvarlatılır ve faktör (F), $1/m^2$ olarak, aşağıdaki formülle hesaplanır:

$$F = \frac{127,3x10^4}{D^2}$$

Huni ise paslanmaz çelikten veya polietilenden yapılmıştır (Resmi Gazete, 2006; 1986).

Toz örnekleri alındıktan sonra cihazlar farklı dört istasyona daha yerleştirilmek üzere aynı işlemler tekrarlanmıştır. Bu şekilde dört cihaz, 8 defadan 32 farklı istasyona yerleştirilerek 32 farklı toz örneği elde edilmiştir. Toplanan toz örnekleri standarda uygun bir şekilde korunarak miktar ölçümü ve kimyasal analizleri Maden Mühendisliği Kimya Laboratuarı'nda gerçekleştirilmiştir.

2.3. Gürültü Ölçümleri için Uygulanan Materyal ve Metod

Gürültü (desibel) ölçümleri, havada askıda kalan tozların ölçümleri ile eşzamanlı yapılmıştır. Ölçümler alınırken yine aynı şekilde bir noktadan en az üç kez ölçüm alınarak ortalaması bulunmuştur. Durağan ve akışkan trafikte ayrı ayrı ölçüm alınarak karşılaştırılmıştır. Ölçümler desibel cinsinden kaydedilirken ölçümün yapıldığı adres, tarih ve saat rapora eklenmiştir (Resmi Gazete, 2002;Yücel, 1990; Müezzinoğlu, 2000).

3. ÖLÇÜMLER VE VERİLERİN DEĞERLENDİRİLMESİ

Verilerin toplanması iki ayrı program üzerinden yürütülmüştür. Birincisi, çökelti oluşturan tozların ölçümü (imisyon), ikincisi ise havada askıda bulunan partikül maddelerin ölçümü (emisyon) ve gürültü (desibel) ölçümleridir. Bu iki program dahilinde yürütülen ölçümler belirtilen standartlar çerçevesinde ayrı ayrı rapor edilerek veriler elde edilmiştir.

3.1. Çökelti Oluşturan Tozların Ölçüm Raporları

Toplam otuz iki toz örneği elde edilen toz örnekleri tarih, saat, müddet, miktar ve adresler belirtilerek rapor edilmiştir. Tartımlar daha önce hesaplanan dönüştürme faktörleri ile çarpılarak belirlenmiş toz örneği miktarları bulunmuştur. Cihazın kurulumu ile toplanılması ayların aynı günlerine denk getirilmesine özen gösterilmiştir. Eğer aynı güne denk gelmemiş ise geçen gün sayısı müddet olarak raporlara kaydedilmiştir. Özellikle bazı ayların otuz, bazı ayların otuz bir gün olması nedeniyle gün sayısı buna göre düzenlenmiştir. Toz miktarlarının günlük ortalamaları alınacağından gün sayısı müddet olarak önemle belirtilmiştir(Resmi Gazete, 2006; 1986). Çeşitli bölgelerde kurulmuş bulunan çöken toz toplama cihazlarından elde edilen toz miktarları Çizelge 1'de verilmiştir.

Çizelge 1. Adana'da farklı yerlere yerleştirilen çöken toz toplama aparatlarından elde edilen çöken toz miktarları ve aylık-günlük dağılımları.

NO	MEVKİİ	Toplanan Toz Örneği Miktarı (mg/ay)	Hesaplanan Dönüştürme Faktörü ($1/m^2$)	Dönüştürülmüş Aylık Toz Örneği Miktarı ($\mu g/m^2$ay)	Dönüştürülmüş Günlük Toz Örneği Miktarı ($\mu g/m^2$gün)
		A	D	A x D	A x D / 30
1	Hasan Şaş Bulvarı Ortatepe Petrol İstasyonu	1419	16,9	23981100	799370
2	A.Müfit Yeğenağa Caddesi Vakıflar Sarayı	549	16,9	9278100	309230
3	Şakirpaşa Onur Mahallesi Salı Pazarı Kavşağı	342	16,9	5779800	192660
4	Bülent Angın Bulvarı Shell Petrol İstasyonu	136	16,9	2298400	76613
5	Çukurova Caddesi Aytemiz Petrol İstasyonu	1519	16,9	25671100	855702
6	Yavuzlar Kışla Caddesi Ziraat Bankası Önü	707	16,9	11948300	398276
7	T. Cemal Beriker Bulvarı Trf. Böl. Müd. Kavşağı	936	16,9	15818400	5272800
8	Bakımyurdu Caddesi Doğumevi Hastanesi	1147	16,9	19384300	646144
9	Adnan Kahveci Bulvarı Sevilir Petrol İstasyonu	327	16,9	5526300	184210
10	Kozan Caddesi Yüreğir Otogarı Kavşağı	276	16,9	4664400	155480
11	T. Özal Bulvarı Metro İnşaatı Şantiyesi Karşısı	1045	16,9	17660500	588693
12	Saydam Caddesi Aytemiz Petrol İstasyonu	591	16,9	9987900	3329300
13	Çevre Yolu Fuzuli Caddesi Adana Müzesi	623	16,9	10528700	350957
14	K. Evren Bulvarı Çukurova Pet. İstasyonu	725	16,9	12252500	408416
15	Alparslan Türkeş Bulvarı Kanal Petrol İstasyonu	1191	16,9	20127900	6707596
16	Mustafa Kemal Paşa Bulvarı Mercimekler Pet. İstasyonu	566	16,9	9565400	318846
17	Atatürk Cd. Kuyumcular Çarşısı Önü	1448	16,9	24471200	815702
18	T.Cemal Beriker Blv Hipodrom	641	16,9	10832900	3610978
19	Kozan Yolu PTT Evleri Kavşağı OPET Pet. İstasyonu	1035	16,9	17491500	583050
20	Asri Mezarlık Karşısı Yataş Böl. Müdürlüğü	1492	16,9	25214800	840493
21	Akdeniz Bulvarı İb-Ha Petrol İstasyonu	2477	16,9	41861300	1395379
22	Fuzuli Caddesi Galeria Karşısı DSİ Bölge Müd.	3203	16,9	54130700	1804357
23	S.Demirel Bulvarı TRT Böl. Müd. Binası	2205	16,9	37264500	12418216
24	Öğretmenler Bulvarı Kibar Restaurant Önü	2709	16,9	45782100	1526070

(Çizelge 1'in devamı)

25 T. Özal Bulvarı Huzurevleri Kavşağı Petrol İstasyonu	859	16,9	14517100	483903
26 Mavi Bul.Şehit Temel Cingöz Lisesi	662	16,9	11187800	372927
27 Saydam Caddesi Şireler Petrol İstasyonu	647	16,9	10934300	364476
28 Bülent Angın Bulvarı Köse Petrol İstasyonu	2123	16,9	35878700	1195955
29 Mithat Özsan Bulvarı Kaytanoğulları Pet. İst.	1283	16,9	21682700	722756
30 Kurtuluş Caddesi Eski İstasyon Karakolu	1219	16,9	20601100	686704
31 Ziyapaşa Bulvarı TCDDY Bölge Müdürlüğü Binası	1084	16,9	18319600	610153
32 T.Cemal Beriker Bulv. Seyhan Beld. Binası	1361	16,9	23000900	766697

3.1.1. ÇökenToz Örneklerinin Kimyasal Analiz Sonuçları

Toplanan toz örnekleri tartımı alındıktan sonra, kimya laboratuarında çözelti haline getirilmiştir. Laboratuar ortamında hazırlanan çözeltiler atomik absorbsiyonda ppm mertebesinde ölçülerek kütlece yüzde değerleri bulunmuştur (Çizelge 2-3). Çizelge 2'de bulunan ağır metallerin kütlece yüzdeleri, Çizelge 1'deki dönüştürülmüş aylık ve günlük toz miktarları ile çarpılarak Çizelge 3'e ayrı ayrı rapor edilmiştir. Çizelge 3'deki ağır metallerin aylık ve günlük analiz değerleri, Çizelge 4'de Endüstriyel Tesislerden Kaynaklanan Hava Kirliliğinin Kontrolü Yönetmeliği'nin Sınır Değerleri ile karşılaştırılarak sınır değerleri aşanlar, altı çizgili olarak belirtilmiştir.

3.2. Emisyon ve Gürültü Ölçüm Raporları

Emisyon ve gürültü ölçümleri aynı noktalardan ve eşzamanlı alınmıştır. Bu çalışma sekiz ayrı ölçüm programı ile sekizer ölçüm alınarak yapılmıştır. Emisyon ölçümleri Partikül Madde (10-0 $\mu g/m^3$) seviyesinde $\mu g/m^3$ biriminde, gürültü ölçümleri desibel birimindedir (Çizelge 5-6). Toplam 63 noktadan alınan ölçüm sonuçları tarih, saat ve adres belirtilerek rapor edilmiştir. Aynı zamanda bu noktaların GPS cihazı ile X ve Y koordinatları bulunarak Adana Valiliği'nin şehir planını gösteren sayısal haritasına işlenmiştir (Çizelge 7-8).

3.3. Ölçüm Sonuçlarından Elde Edilmiş Verilerin Değerlendirilmesi

Elde edilen sonuçlar, Adana ili merkezinin en önemli toz ve gürültü kaynağı T.C. Karayolları Genel Müdürlüğü'ne ait E-5 Karayolunun oluşturduğunu göstermiştir. Özellikle sabahın erken ve akşamın ilk saatlerinde bu güzergahı kullanan ağır yük taşıtları ve şehirlerarası yolcu otobüslerinin çıkardığı egzoz emisyonları ve gürültüleri sınır değerlerinin üst seviyelerine ulaşmaktadır. Bunu önlemenin en marjinal çözümü şehirlerarası trafiği şehir merkezi dışından geçen TEM Otoyolu'na yönlendirmek ve bu otoyolu kullanmayı cazip hale

Çizelge 2. Toz Örneklerinin Ağır Metal Kimyasal Analiz Sonuçları.

Örnek No	Cd (%)	Pb (%)	Fe (%)	Zn (%)	Co (%)	Ni (%)	Cr (%)	Mn (%)
1	0,0017	0,062	2,530	0,509	0,036	0,080	0,096	0,027
2	0,0036	0,038	2,438	0,708	0,046	0,090	0,026	0,053
3	0,0018	0,038	3,111	0,341	0,028	0,097	-	0,073
4	0,0043	0,031	2,882	14,418	-	0,500	-	1,121
5	0,0036	0,052	4,144	0,959	0,043	0,080	0,060	0,073
6	0,0051	0,049	2,500	0,946	0,029	0,060	0,060	0,080
7	0,0045	0,026	2,229	0,394	0,028	0,069	0,040	0,061
8	0,0050	0,073	2,580	1,001	0,029	0,081	0,061	0,078
9	0,0028	0,027	2,554	0,352	0,124	0,199	0,150	0,085
10	0,0056	0,040	2,491	0,475	0,205	0,401	-	0,104
11	0,1115	0,160	2,958	14,418	0,044	0,081	0,020	0,039
12	0,0010	0,072	3,533	0,050	0,046	0,096	0,149	0,073
13	0,0023	0,016	1,500	0,067	0,029	0,072	0,083	0,078
14	0,0026	0,025	3,092	0,478	0,042	0,088	0,059	0,065
15	0,0026	0,112	2,755	0,895	0,0440	0,103	0,062	0,061
16	0,0071	0,076	1,251	0,412	0,050	0,092	0,046	0,060
17	0,0077	0,041	1,388	0,569	0,034	0,077	0,058	0,052
18	0,0084	0,034	1,327	1,062	0,060	0,095	0,191	0,043
19	0,0050	0,026	1,697	1,398	0,032	0,081	0,054	0,057
20	0,0100	0,013	1,614	0,538	0,052	0,073	0,055	0,054
21	0,0026	0,012	1,700	0,372	0,049	0,068	0,034	0,050
22	0,0097	0,013	0,687	0,347	0,038	0,070	-	0,047
23	0,0039	0,014	3,071	0,504	0,049	0,089	0,099	0,096
24	0,0076	-	0,953	0,388	0,027	0,076	-	0,030
25	0,0050	0,014	1,879	1,400	0,028	0,069	0,040	0,054
26	0,0069	-	1,533	1,533	0,049	0,049	-	0,051
27	0,0026	-	1,741	0,567	0,037	0,061	0,052	0,049
28	0,0038	-	1,577	0,631	0,027	0,076	0,038	0,043
29	0,0099	-	1,753	0,584	0,042	0,069	0,039	0,045
30	0,0085	0,014	1,793	0,380	0,027	0,066	0,057	0,052
31	0,0082	0,026	1,624	0,332	0,046	0,082	0,020	0,048
32	0,0075	-	1,143	0,374	0,033	0,084	0,018	0,038

Çizelge 3. Ağır Metallerin Aylık ve Günlük Analiz Sonuçları

No	Cd		Pb		Fe		Zn	
	Aylık $\mu g/m^2ay$	Günlük $\mu g/m^2ay$	Aylık $\mu g/m^2ay$	Günlük $\mu g/m^2ay$	Aylık $\mu g/m^2ay$	Günlük $\mu g/m^2ay$	Aylık $\mu g/m^2ay$	Günlük $\mu g/m^2ay$
1	407,7	13,6	14868	495,6	606721	20224,0	122064	4086,8
2	213,4	7,1	1484	49,5	139171	4639,0	6216	207,2
3	323,7	10,8	2312	77,1	143975	4799,2	27454	915,1
4	2562,7	85,4	3677	122,6	680005	22666,8	331383	11046
5	667,5	22,2	6418	214,0	793750	26458,3	122708	3756,9
6	215,1	7,2	4540	151,3	371711	12390,4	40744	1358,1
7	411,3	13,7	17716	590,5	435797	14526,6	141575	4719,2
8	1376,3	45,8	14732	491,1	2425169	80839,0	79863	2662,1
9	237,6	7,9	1713	57,1	159268	5308,9	5968	198,9
10	466,4	15,5	3358	111,9	164793	5493,1	2332	77,7
11	635,8	21,2	6711	223,7	430563	14352,1	125036	4167,9
12	279,6	9,3	2697	89,9	225091	7503,0	35157	1171,9
13	379,0	12,6	5475	182,5	436309	14543,6	100970	3365,6
14	624,8	20,8	6004	200,1	306313	10210,4	115909	3863,6
15	905,8	30,2	5233	174,4	448651	14955,0	79304	2643,5
16	478,3	15,9	6983	232,8	119663	8226,2	95750	3191,6
17	1884,3	62,8	10033	334,3	339660	11322,0	139241	4641,4
18	909,9	30,3	3683	122,8	143752	4791,7	115045	3834,8
19	874,6	29,2	4548	151,6	296830	9894,3	244531	8151,0
20	2521,5	84,2	3278	109,3	406967	13565,6	135656	4521,8
21	1088,4	36,3	5023	167,4	711642	23721,4	201366	6712,2
22	5250,7	17,5	7037	234,6	371878	12395,9	187833	6261,1
23	1453,3	48,4	5217	173,9	1144392	38146,4	187813	6260,4
24	3479,5	115,9	-	-	436303	14543,4	177635	5921,2
25	725,9	24,2	2032	67,7	272776	9092,5	203239	6774,6
26	771,9	25,7	-	-	171509	5716,9	171509	5716,9
27	284,3	9,5	-	-	190366	6345,5	61997	2066,6
28	1363,4	45,5	-	-	565807	18860,2	226395	7546,5
29	2146,6	71,6	-	-	380097	12669,9	126627	4220,9
30	1751,1	58,4	2884	96,1	369377	12312,6	78284	2609,5
31	1502,2	50,1	4763	158,8	297510	9917,0	60821	2027,4
32	1955,1	65,2	-	-	262900	8763,3	86023	2867,4

No	Co		Ni		Cr		Mn	
1	8633,2	287,8	19184	639,5	23021	767,4	6474,9	215,8
2	4267,9	142,3	8350,3	278,3	2412,3	80,4	4917,4	163,9
3	1618,3	53,94	5606,4	186,9	-	-	4219,3	140,6
4	-	-	11492	383,1	-	-	25765	858,8
5	11038,6	367,9	20536	684,5	15402	513,4	18739	626,5
6	3465,1	115,5	7168,9	238,9	7288,5	242,9	9558,6	318,6
7	4429,2	147,6	10914	363,8	6327,4	210,9	9649,2	321,4
8	5621,5	187,4	15701	523,4	11824	394,1	15119	503,7
9	6852,6	228,4	10997	366,6	8289,5	276,3	4697,4	156,6
10	9562,0	318,7	18704	623,5	-	-	9562,0	318,7
11	7770,6	259,0	14305	476,8	3532,1	117,7	7770,6	259,1
12	4594,4	153,1	9588,4	319,6	14881	496,0	7291,2	243,2
13	3053,3	101,8	7580,6	252,7	8738,8	291,3	8212,4	273,7
14	5146,1	171,5	10782	359,4	7228,9	240,9	7964,1	265,5
15	8856,3	295,2	20731	691,0	12479	415,9	12278	409,3
16	4782,7	159,4	8800,2	293,3	4400,1	146,67	5739,2	191,8
17	8320,2	277,3	18842	628,1	14193	473,1	12725	424,1
18	6499,7	216,7	10291	343,0	20690	689,6	4658,1	155,2
19	5597,3	186,6	14168	472,3	9445,4	314,8	9970,2	332,3
20	13111,7	437,1	18406	613,5	13868	462,3	13615	453,8
21	20512,0	683,7	28465	948,8	14232	474,4	20930	697,6
22	20569,7	685,6	37891	1263,1	-	-	25441	848,0
23	18259,6	608,7	33165	1105,5	36891	1229	35773	1192,4
24	12361,2	412,1	34794	1159,8	-	-	13734	457,8
25	4064,8	135,5	10016	333,9	5806,8	193,6	7839,2	261,3
26	5482,0	182,7	5482,2	182,7	-	-	5705,8	190,2
27	4045,7	134,9	6669,9	222,3	5685,8	189,5	5357,8	178,6
28	9687,2	322,9	27267	908,9	13633	454,4	15427	514,2
29	9106,7	303,6	14961	498,7	8456,2	281,9	9757,2	325,2
30	5562,3	185,4	13596	453,2	11742	391,4	10712	357,1
31	8427,0	280,9	15022	500,7	3663,9	122,1	8793,4	293,1
32	7590,3	253,0	19320	644,0	4140,2	138,1	8740,3	291,3

Çizelge 4. 22.07.2007 tarih ve 26236 sayılı Endüstri Tesislerinden Kaynaklanan Hava Kirliliğinin Kontrolü Yönetmeliği (E.T.K.H.K.K.Y)'nin Ek-2'de g bendi'ne göre çöken Tozlarda Kurşun ve Kadmiyum Bileşikleri için Uzun Vadeli Sınır Değerleri

Sınır Değerleri	Uzun Vadeli Sınır Değerler	Kısa Vadeli Sınır Değerler
Çöken Tozlarda Kadmiyum (Cd) ve Bileşikleri	7,5 $\mu g/m^2$ gün	-
Çöken Tozlarda Kurşun (Pb) ve Bileşikleri	500 $\mu g/m^2$ gün	-

Çizelge 5. Havada asılı partiküml madde miktarı.

No	Mevki	Ay/ Saat	Meteorolojik Veriler	EMİSYON (µg/m³)			Ort. (µg/m³)	H.K.K.Y. nin 6-7. maddesine göre UVS (µg/m³)	Değerlend.
				1. ölç.	2.ölç.	3.ölç.			
1	Bülent Angın Blv. Sarayl Ekmek Kavşağı	Eylül 8:30	Sıc: 33 °C, nem: %61, rüzgar: 55° 27 km/s., bas.:1024 Mb.	20	16	18	18	150	Sınır Değerlerin Altında
2	Bülent Angın Blv. 5,5 Durak Kavşağı	Eylül 8:45	Sıc: 33 °C, nem: %61, rüzgar: 55° 27 km/s., bas.:1024Mb.	29	21	25	22	150	Sınır Değerlerin Altında
3	Bülent Angın Blv. Hastaneler Kavşağı	Eylül 9:00	Sıc: 33 °C, nem: %61, rüzgar: 55° 27 km/s., bas.:1024Mb.	30	27	23	27	150	Sınır Değerlerin Altında
4	E-5 Karayolu Sabancı Kültür Sitesi Kavşağı	Eylül 9:15	Sıc: 33 °C, nem: %61, rüzgar: 55° 27 km/s., bas.:1024Mb.	24	40	28	31	150	Sınır Değerlerin Altında
5	Yüreğir Hasan Şaş Blv. Taşköprü Kavşağı	Eylül 9:30	Sıc: 33 °C, nem: %61, rüzgar: 55° 27 km/s., bas.:1024Mb.	42	40	36	39	150	Sınır Değerlerin Altında
6	Hasan Şaş Blv. Regülatör Köprü	Eylül 9:45	Sıc: 33 °C, nem: %61, rüzgar: 55° 27 km/s., bas.:1024 Mb.	38	36	24	33	150	Sınır Değerlerin Altında
7	Saydam Cd. Aytemiz Petrol Kavşağı	Eylül 10:00	Sıc: 33 °C, nem: %61, rüzgar: 55° 27 km/s.,bas:1024 Mb.	35	38	30	35	150	Sınır Değerlerin Altında
8	Alimünif Cd. Küçüksaat Meydanı	Eylül 10:15	Sıc: 33 °C, nem: %61, rüzgar: 55° 27 km/s., bas.:1024 Mb.	37	38	40	38	150	Sınır Değerlerin Altında
9	Kozan Yolu Yüreğir Otogarı Kavşağı	Ocak 9:30	Sıc.: 16 °C,nem: %27, ruzgar: 50° 54 km/s, bas.: 1024 Mb.	84	76	89	83	150	Sınır Değerlerin Altında

Çizelge 5'in devamı

10	Kozan Yolu Yüreğir Hal Kompleksi Kavşağı	Ocak 9:45	Sıc.: 16 °C, nem: %27, ruzgar: 50° 54 km/s, bas.: 1024 Mb.	107	111	136	118	150	**Sınır Değerlerin Altında**
11	Kozan Yolu Işıl Mobilya Kavşağı	Ocak 10:00	Sıc.: 16 °C, nem: %27, ruzgar: 50° 54 km/s, basınç: 1024 Mb.	98	83	77	86	150	**Sınır Değerlerin Altında**
12	Kozan Yolu Halil Nalbant Bulv. Kavşağı	Ocak 10:15	Sıc.: 16 °C, nem: %27, ruzgar: 50° 54 km/s, basınç: 1024 Mb.	72	90	105	89	150	**Sınır Değerlerin Altında**
13	Kozan Yolu Dadaloğlu Bulvarı Kavşağı	Ocak 10:30	Sıc.: 16 °C, nem: %27, ruzgar: 50° 54 km/s, basınç: 1024 Mb.	94	80	75	83	150	**Sınır Değerlerin Altında**
14	Kozan Yolu Vestel Bayii Önü	Ocak 10:45	Sıc.: 16 °C, nem: %27, ruzgar: 50° 54 km/s, basınç: 1024 Mb.	59	47	53	53	150	**Sınır Değerlerin Altında**
15	Kozan Yolu PTT Evleri Kavşağı	Ocak 11:00	Sıc.: 16 °C, nem: %27, ruzgar: 50° 54 km/s, basınç: 1024 Mb.	50	49	45	48	150	**Sınır Değerlerin Altında**
16	Kozan Yolu Çatalan Kavşağı	Ocak 11:15	Sıc.: 16 °C, nem: %27, ruzgar: 50° 54 km/s, bas: 1024	35	53	43	44	150	**Sınır Değerlerin Altında**
17	E-5 Karayolu Dörtyol Kavşağı	Mayıs 15:00	Sıcaklık 27 °C, nem %38, ruzgar 60° 48 km/s., basınç 1024 Mb.	85	97	113	98	150	**Sınır Değerlerin Altında**
18	T. C. Beriker Blv. Trafik Bölg. Müd.	Mayıs 15:15	Sıcaklık 27 °C, nem %38, ruzgar 60° 48 km/s., basınç 1024 Mb.	63	81	92	79	150	**Sınır Değerlerin Altında**
19	T. Cemal Beriker Blv. Adana Otogarı Kavşağı	Mayıs 15:30	Sıcaklık 27 °C, nem %38, ruzgar 60° 48 km/s., basınç 1024 Mb.	57	68	76	67	150	**Sınır Değerlerin Altında**
20	T.C Beriker Blv. Vedat Dalokay Hali Kavşağı	Mayıs 15:45	Sıcaklık 27 °C, nem %38, ruzgar 60° 48 km/s., basınç 1024 Mb.	70	72	78	73	150	**Sınır Değerlerin Altında**

Çizelge 5'in devamı

21	Turan Cemal Beriker Blv Hipodrom Kavşağı	Mayıs 16:00	Sıcaklık 27 °C, nem %38, ruzgar 60° 48 km/s., basınç 1024 Mb.	112	124	136	124	150	Sınır Değerlerin Altında
22	E-5 Karayolu Temsa Kavşağı	Mayıs 16:15	Sıcaklık 27 °C, nem %38, ruzgar 60° 48 km/s., basınç 1024 Mb.	133	147	121	134	150	Sınır Değerlerin Altında
23	Öğretmenler Blv. Real Kavşağı	Mayıs 16:30	Sıcaklık 27 °C, nem %38, ruzgar 60° 48 km/s., basınç 1024 Mb.	60	49	52	54	150	Sınır Değerlerin Altında
24	Öğretmenler Blv. Otoban Kavşağı	Mayıs 16:45	Sıc.: 27 °C, nem: %38, ruzgar 60° 48 km/s., bas:1024 Mb.	63	58	49	57	150	Sınır Değerlerin Altında
25	Turgut Özal Bulvarı İller Bankası Önü	Mayıs 13:30	Sıc.: 33 °C, nem: %68, rüzgar 55° 36 km/s., basınç 512 Mb.	17	26	33	25	150	Sınır Değerlerin Altında
26	Turgut Özal Bulvarı Kolcuoğlu Restaurant	Haziran 13:45	Sıc.: 33 °C, nem: %68, rüzgar 55° 36 km/s., basınç 512 Mb.	18	27	32	27	150	Sınır Değerlerin Altında
27	Turgut Özal Bulvarı Yonca Market Önü	Haziran 14:00	Sıc.: 33 °C, nem: %68, rüzgar 55° 36 km/s., basınç 512 Mb.	19	25	31	25	150	Sınır Değerlerin Altında
28	Turgut Özal Bulvarı Töre Market Önü	Haziran 14:15	Sıc.: 33 °C, nem: %68, rüzgar 55° 36 km/s., basınç 512 Mb.	17	26	34	26	150	Sınır Değerlerin Altında
29	Turgut Özal Bulvarı Huzurevi Kavşağı	Haziran 14:30	Sıc.: 33 °C, nem: %68, rüzgar 55° 36 km/s., basınç 512 Mb.	22	38	37	29	150	Sınır Değerlerin Altında
30	T. Özal Bulvarı Ruh Sağlığı Hastanesi Önü	Haziran 14:45	Sıc.: 33 °C, nem: %68, rüzgar 55° 36 km/s., basınç 512 Mb.	25	29	38	31	150	Sınır Değerlerin Altında
31	K. Evren Bulvarı Saray2 Ekmek Önü	Haziran 15:00	Sıc.: 33 °C, nem: %68, rüzgar 55° 36 km/s., basınç 512 Mb.	24	27	33	28	150	Sınır Değerlerin Altında

Çizelge 5'in devamı

32	Kenan Evren Bulvarı Çukurova Petrol Önü	Haziran 15:15	Sıc.: 33 °C, nem: %68, rüzgar 55° 36 km/s., basınç: 512 Mb.	19	28	34	27	150	Sınır Değerlerin Altında
33	Gazipaşa Bulv. Kasım Gülek Kavşağı	Temmuz 16:30	sıcaklık 35 °C, nem %82, rüzgar 42° 36 km/s., basınç 1024 Mb.	18	22	36	25	150	Sınır Değerlerin Altında
34	Ziyapaşa Bulvarı Adana Garı Kavşağı	Temmuz 16:45	sıcaklık 35 °C, nem %82, rüzgar 42° 36 km/s., basınç 1024 Mb.	21	26	39	29	150	Sınır Değerlerin Altında
35	Mücahitler Bulvarı Valilik Binası Önü	Temmuz 17:00	sıcaklık 35 °C, nem %82, rüzgar 42° 36 km/s., basınç 1024 Mb.	27	33	40	33	150	Sınır Değerlerin Altında
36	Mücahitler Bulvarı Çifte Minare Kavşağı	Temmuz 17:15	sıcaklık 35 °C, nem %82, rüzgar 42° 36 km/s., basınç 1024 Mb.	24	34	39	32	150	Sınır Değerlerin Altında
37	Kuruköprü Meydanı Çetinkaya Önü	Temmuz 17:30	sıcaklık 35 °C, nem %82, rüzgar 42° 36 km/s., basınç 1024 Mb.	23	33	41	32	150	Sınır Değerlerin Altında
38	Küçüksaat Yeni Cami Önü	Temmuz 17:45	sıcaklık 35 °C, nem %82, rüzgar 42° 36 km/s., basınç 1024 Mb.	29	37	46	38	150	Sınır Değerlerin Altında
39	İnönü Caddesi SSK Bölge Müdürlüğü Önü	Temmuz 18:00	sıcaklık 35 °C, nem %82, rüzgar 42° 36 km/s., basınç 1024 Mb.	26	33	41	34	150	Sınır Değerlerin Altında
40	E-5 Karayolu Seyhan Belediyesi Binası Önü	Temmuz 18:15	sıcaklık 35 °C, nem %82, rüzgar 42° 36 km/s., basınç 1024 Mb.	36	44	49	43	150	Sınır Değerlerin Altında
41	M. Özsan Bulv. Tar. Köy İşl.	Ağustos 11:45	Sıc.: 34 °C, nem: %71, rüzgar: 56° 35 km/s., basınç: 1016 Mb.	38	42	48	43	150	Sınır Değerlerin Altında
42	M.Kemal Paşa Bulv. İl Sağlık Müd. Binası	Ağustos 12:00	Sıc.: 34 °C, nem: %71, rüzgar: 56° 35 km/s., basınç: 1016 Mb	35	43	47	42	150	Sınır Değerlerin Altında
43	Mithat Özsan Bulvarı Aqualand Su Parkı Önü	Ağustos 12:15	Sıc.: 34 °C, nem: %71, rüzgar: 56° 35 km/s., basınç: 1016 Mb	29	35	41	35	150	Sınır Değerlerin Altında

Çizelge 5'in devamı

44	M. Özsan Bulvarı Yüreğir Beld. Bin.	Ağustos 12:30	Sıc.: 34 ^{0}C, nem: %71, rüz.: 56^0 35 km/s.,1016 Mb	18	23	34	25	150	Sınır Değer. Altında
45	M. Özsan Bulv. Hilton-Sa Kavşağı	Ağustos 12:45	Sıc.: 34 ^{0}C, nem: %71, rüzgar: 56^0 35 km/s., basınç: 1016 Mb	66	71	86	74	150	Sınır Değerlerin Altında
46	Ceyhan Yolu Kozan Yolu Üst Geçidi	Ağustos 13:00	Sıc.: 34 ^{0}C, nem: %71, rüzgar: 56^0 35 km/s., basınç: 1016 Mb	62	70	83	72	150	Sınır Değerlerin Altında
47	Ceyhan Yolu Asri Mezarlık Önü	Ağustos 13:15	Sıc.: 34 ^{0}C, nem: %71, rüzgar: 56^0 35 km/s., basınç: 1016 Mb	28	34	52	38	150	Sınır Değerlerin Altında
48	Ceyhan Yolu Adana Polis Koleji	Ağustos 13:30	Sıc.: 34 ^{0}C, nem: %71, rüzgar: 56^0 35 km/s., basınç: 1016 Mb	31	35	45	37	150	Sınır Değerlerin Altında
49	Debboy Cad. Seyhan Kaymak. Binası	Ağustos 13:45	Sıc.: 36 ^{0}C, nem: %68, rüzgar: 25^0 25 km/s., basınç: 1008 Mb.	34	39	49	41	150	Sınır Değerlerin Altında
50	Abidinpaşa Cad. Eski Tekel Müd. Binası Önü	Ağustos 14:00	Sıc.: 36 ^{0}C, nem: %68, rüzgar: 25^0 25 km/s., basınç: 1008 Mb.	32	38	43	37	150	Sınır Değerlerin Altında
51	Kızılay Caddesi Ulucami Önü	Ağustos 14:15	Sıc.: 36 ^{0}C, nem: %68, rüzgar: 25^0 25 km/s., basınç: 1008 Mb.	33	38	43	38	150	Sınır Değerlerin Altında
52	Hasan Şaş Bulvarı Paksoy Fabrikası Önü	Ağustos 14:30	Sıc.: 36 ^{0}C, nem: %68, rüzgar: 25^0 25 km/s., bas: 1008 Mb.	36	44	52	43	150	Sınır Değerlerin Altında
53	Bakımyurdu Cad. Meydan Doğumevi	Ağustos 14:45	Sıc.: 36 ^{0}C, nem: %68, rüzgar: 25^0 25 km/s., bas: 1008 Mb.	38	45	49	44	150	Sınır Değerlerin Altında
54	A. Münif Yeğenağa Cad. Vakıflar Sarayı	Ağustos 15:00	Sıc.: 36 ^{0}C, nem: %68, rüzgar: 25^0 25 km/s., bas: 1008 Mb.	30	36	43	37	150	Sınır Değerlerin Altında

Çizelge 5'in devamı

55	Şakirpaşa Caddesi Şakirpaşa Sağlık Oc.	Ağustos 16:30	Sıc.: 36 ^{0}C, nem: %68, rüzgar: 25^0 25 km/s., basınç: 1008 Mb.	29	35	47	37	150	**Sınır Değerlerin Altında**
56	Obalar Caddesi Kocavezir İş Merkezi	Ağustos 16:45	Sıc.: 36 ^{0}C, nem: %68, rüzgar: 25^{0}25 km/s., basınç: 1008 Mb.	38	44	51	44	150	**Sınır Değerlerin Altında**
57	S. Vahit Cad.Karşıyaka End.Mesl.Lisesi	Eylül 16:00	Sıc.: 33 ^{0}C, nem: %61, rüzgar: 55^0 27 km/s., basınç: 1024 Mb.	36	41	48	42	150	**Sınır Değerlerin Altında**
58	Çukurova Caddesi Aytemiz Petrol Önü	Eylül 16:15	Sıc.: 33 ^{0}C, nem: %61, rüzgar: 55^0 27 km/s., basınç: 1024 Mb.	40	49	55	48	150	**Sınır Değerlerin Altında**
59	Alparslan Türkeş Bulv. Yurt Petrol İst. Önü	Eylül 16:30	Sıc.: 33 ^{0}C, nem: %61, rüzgar: 55^0 27 km/s., basınç: 1024 Mb.	37	44	52	44	150	**Sınır Değerlerin Altında**
60	Kıyıboyu Caddesi Özel Akdeniz Okulları Önü	Eylül 16:45	Sıc.: 33 ^{0}C, nem: %61, rüzgar: 55^0 27 km/s., basınç: 1024 Mb.	36	44	52	44	150	**Sınır Değerlerin Altında**
61	S. Demirel Bulvarı TRT Bölge Müdürlüğü	Eylül 17:00	Sıc.: 33 ^{0}C, nem: %61, rüzgar: 55^0 27 km/s., basınç: 1024 Mb.	32	41	49	40	150	**Sınır Değerlerin Altında**
62	Mavi Bulvar Şehit Temel Cingöz Lisesi	Eylül 17:15	Sıc.: 33 ^{0}C, nem: %61, rüzgar: 55^0 27 km/s., basınç: 1024 Mb.	28	34	40	34	150	**Sınır Değerlerin Altında**
63	Mücahitler Bulvarı Kızılay Deposu Önü	Eylül 17:30	Sıc.: 33 ^{0}C, nem: %61, rüzgar: 55^{0}27 km/s., basınç: 1024 Mb.	34	41	50	42	150	**Sınır Değerlerin Altında**

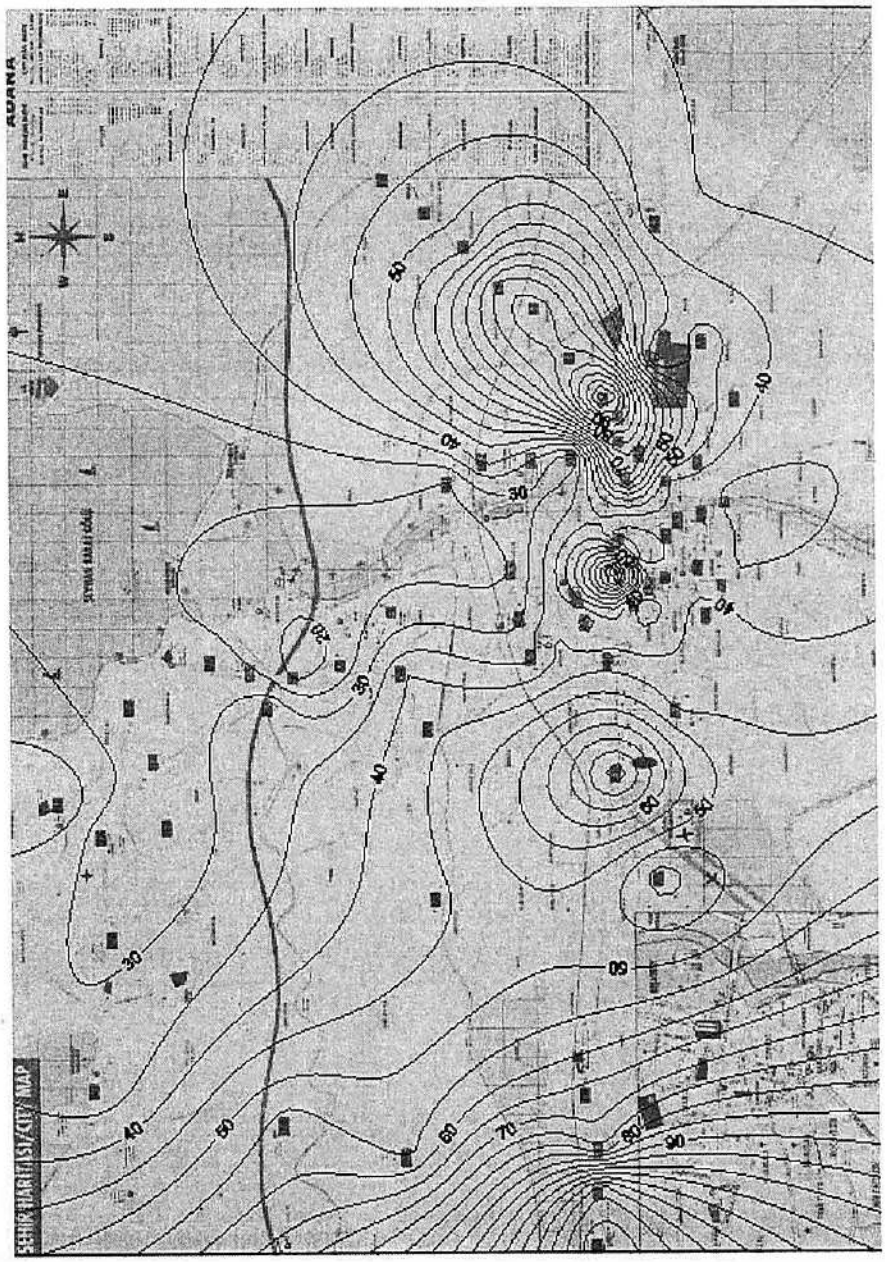
Çizelge 6. Gürültü Ölçüm Sonuçları

NO	MEVKİ	AY	SAAT	SINIR DEĞER (dB)	GÜRÜLTÜ (dB)
1	Bülent Angın Blv. Saray1 Ekmek Kavşağı	Eylül	8:30	90	69
2	Bülent Angın Blv. 5,5 Durak Kavşağı	Eylül	8:45	90	67
3	Bülent Angın Blv. Hastaneler Kavşağı	Eylül	9:00	90	72
4	E-5 Karayolu Sabancı Kültür Sitesi Kavşağı	Eylül	9:15	90	84
5	Yüreğir Hasan Şaş Blv. Taşköprü Kavşağı	Eylül	9:30	90	85
6	Hasan Şaş Blv. Regülatör Köprü	Eylül	9:45	90	72
7	Saydam Cd. Aytemiz Petrol Kavşağı	Eylül	10:00	90	69
8	Alimünif Cd. Küçüksaat Meydanı	Eylül	10:15	90	71
9	Kozan Yolu Yüreğir Otogarı Kavşağı	Ocak	9:30	90	73
10	Kozan Yolu Yüreğir Hal Kompleksi Kavşağı	Ocak	9:45	90	72
11	Kozan Yolu Işıl Mobilya Kavşağı	Ocak	10:00	90	74
12	Kozan Yolu Halil Nalbant Bulv. Kavşağı	Ocak	10:15	90	82
13	Kozan Yolu Dadaloğlu Bulvarı Kavşağı	Ocak	10:30	90	69
14	Kozan Yolu Vestel Bayii Önü	Ocak	10:45	90	74
15	Kozan Yolu PTT Evleri Kavşağı	Ocak	11:00	90	68
16	Kozan Yolu Çatalan Kavşağı	Ocak	11:15	90	75
17	E-5 Karayolu Dörtyol Kavşağı	Mayıs	15:00	90	87
18	T. C. Beriker Blv. Trafik Bölg. Müd.	Mayıs	15:15	90	75
19	T. Cemal Beriker Blv. Adana Otogarı Kavşağı	Mayıs	15:30	90	78
20	T.C Beriker Blv. Vedat Dalokay Hali Kavşağı	Mayıs	15:45	90	87
21	Turan Cemal Beriker Blv Hipodrom Kavşağı	Mayıs	16:00	90	80
22	E-5 Karayolu Temsa Kavşağı	Mayıs	16:15	90	77
23	Öğretmenler Blv. Real Kavşağı	Mayıs	16:30	90	67
24	Öğretmenler Blv. Otoban Kavşağı	Mayıs	16:45	90	75
25	Turgut Özal Bulvarı İller Bankası Önü	Haziran	13:30	90	68
26	Turgut Özal Bulvarı Kolcuoğlu Restaurant	Haziran	13:45	90	71
27	Turgut Özal Bulvarı Yonca Market Önü	Haziran	14:00	90	70
28	Turgut Özal Bulvarı Töre Market Önü	Haziran	14:15	90	65
29	Turgut Özal Bulvarı Huzurevi Kavşağı	Haziran	14:30	90	63
30	T. Özal Bulvarı Ruh Sağlığı Hastanesi Önü	Haziran	14:45	90	58
31	K. Evren Bulvarı Saray2 Ekmek Önü	Haziran	15:00	90	63
32	Kenan Evren Bulvarı Çukurova Petrol	Haziran	15:15	90	64
33	Gazipaşa Bulv. Kasım Gülek Kavşağı	Temmuz	16:30	90	67
34	Ziyapaşa Bulvarı Adana Garı Kavşağı	Temmuz	16:45	90	67

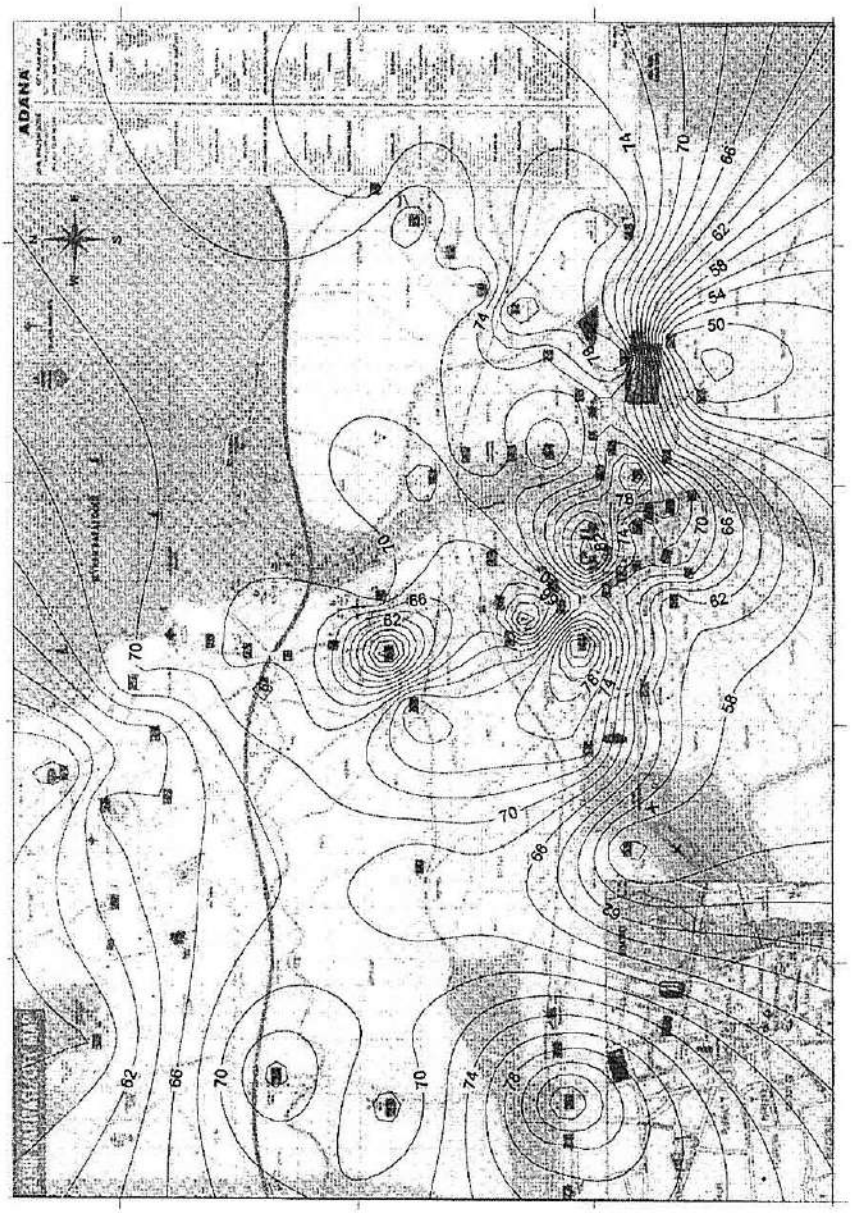
Çizelge 6'nın devamı

35	Mücahitler Bulvarı Valilik Binası Önü	Temmuz	17:00	90	69
36	Mücahitler Bulvarı Çifte Minare Kavşağı	Temmuz	17:15	90	65
37	Kuruköprü Meydanı Çetinkaya Önü	Temmuz	17:30	90	69
38	Küçüksaat Yeni Cami Önü	Temmuz	17:45	90	72
39	İnönü Caddesi SSK Bölge Müdürlüğü	Temmuz	18:00	90	81
40	E-5 Karayolu Seyhan Belediyesi Binası Önü	Temmuz	18:30	90	89
41	M. Özsan Bulv. Tar. Köy İşl. Ziraat Lab.	Ağustos	11:45	90	67
42	M.Kemal Paşa Bulv. İl Sağlık Müd. Binası	Ağustos	12:00	90	74
43	Mithat Özsan Bulvarı Aqualand Su Parkı Önü	Ağustos	12:15	90	72
44	M. Özsan Bulvarı Yüreğir Beld. Binası	Ağustos	12:30	90	67
45	M. Özsan Bulv. Hilton-Sa Kavşağı	Ağustos	12:45	90	73
46	Ceyhan Yolu Kozan Yolu Üst Geçidi	Ağustos	13:00	90	77
47	Ceyhan Yolu Asri Mezarlık Önü	Ağustos	13:15	90	81
48	Ceyhan Yolu Adana Polis Koleji Önü	Ağustos	11:30	90	78
49	Debboy Cad. Seyhan Kaymakamlığı Binası	Ağustos	15:00	90	76
50	Abidinpaşa Cad. Eski Tekel Müd. Binası Önü	Ağustos	15:15	90	69
51	Kızılay Caddesi Ulucami Önü	Ağustos	15:30	90	74
52	Hasan Şaş Bulvarı Paksoy Fabrikası Önü	Ağustos	15:45	90	65
53	Bakımyurdu Cad. Meydan Doğumevi	Ağustos	16:00	90	63
54	A. Münif Yeğenağa Cad. Vakıflar Sarayı	Ağustos	16:15	90	72
55	Şakirpaşa Caddesi Şakirpaşa Sağlık Ocağı	Ağustos	16:30	90	55
56	Obalar Caddesi Kocavezir İş Merkezi	Ağustos	16:45	90	60
57	S. Vahit Cad.Karşıyaka End.Mesl.Lisesi	Eylül	16:00	90	49
58	Çukurova Caddesi Aytemiz Petrol Önü	Eylül	16:15	90	49
59	Alparslan Türkeş Bulv. Yurt Petrol İst. Önü	Eylül	16:30	90	78
60	Kıyıboyu Caddesi Özel Akdeniz Okulları Önü	Eylül	16:45	90	66
61	S. Demirel Bulvarı TRT Bölge Müdürlüğü	Eylül	17:00	90	55
62	Mavi Bulvar Şehit Temel Cingöz Lisesi	Eylül	17:15	90	73
63	Mücahitler Bulvarı Kızılay Deposu Önü	Eylül	17:30	90	56

karışarak toz konsantrasyonunu arttırmaktadır. Bu güzergahların düzenli olarak temizlenmesi ve özelikle yaz aylarının kurak günlerinde toz kalkışının getirmektir. Otoyol ile şehir merkezi arasında bağlantı yolları oluşturmaktır. Gerçekten de bu gerçeğin yıllardır bilindiği ve başta Adana Büyükşehir Belediyesi ve T.C. Karayolları Genel Müdürlüğü E5 karayolundaki yoğun trafiğin bir bölümünü otoyola kaydırmağı başarmışlar ve Yılankale mevkiinden güneydeki Karaisalı yol kavşağına kadar 5 yerden şehre giriş ve çıkışlar ücretsiz hale getirilmiştir. Adana'nın Yüreğir ilçe sınırları içerisindeki Kozan Caddesi ve



Çizelge 7. Adana Toz Dağılım Haritası ($\mu g/m^3$)



Çizelge 8. Adana Gürültü Dağılım Haritası (dB).

Hasan Şaş Bulvarı tarımsal alanlara yakın bölgeler olduğundan tarım araçları ile yağmurlu havalarda toz çamur halinde taşınmakta, kuruduktan sonra havaya karışarak toz konsantrasyonlarını artırmaktadır. Bu güzergahların düzenli olarak temizlenmesi ve özellikle yaz aylarının kurak günlerinde toz kalkışının önlenmesi için sulama yapılması gerekmektedir. Yine aynı güzergahlardaki yüksek gürültü seviyelerini önlemek amacıyla bu bulvarlara refüjler yapılıp bitki ekilmesi ve böylece gürültü emici doğal bentler oluşturulması gerekmektedir. Ayrıca, Hasan Şaş Bulvarı üzerinde ve aynı zamanda Yüreğir Devlet Hastanesi'nin tam karşısında bulunan Sanayi Çarşısı'nın ilçe merkezi dışındaki küçük organize sanayi bölgelerine kaydırılmaktadır. Bu gerçekleştirildiğinde, yörenin hem trafiği rahatlıyacak hem de insan sağlığı açısından son derece iyileşmeler görülecektir. Adana şehir içi toplu taşımacılığı otobüs ve midibüsler ile yapılmaktadır. Şehir içi trafiğine büyük bir yük getiren bu araçlardan çıkan egzoz gazı emisyonları ve gürültüler özellikle vatandaşların iş ve okul giriş-çıkış saatlerinde yoğun olarak hissedilmektedir. Bu araçların periyodik olarak egzoz gazı emisyonu ve egzoz gürültüsü ölçümleri yapılmalı, sınır değerlerini aşanlar trafikten men edilmelidir. Ancak orta vadede Adana'da yapımı çok uzayan hafif raylı (metro) sisteminin bütün ana artelleri kapsayacak şekilde hayata geçirilmesi gerekmektedir.

4. SONUÇLAR

Adana'nın Seyhan ve Yüreğir ilçelerinde bulunan ana arter ve bulvarlarındaki güzergahlarda 32 istasyondan, meteorolojik veriler değerlendirilerek belirlenen aylarda 1 aylık süre ile çökelen toz örnekleri alınmıştır. Toz örneklerinin ağır metal analizi yapılarak Cd, Pb, Fe, Zn, Co, Ni, Cr, Mn konsantrasyonları belirlenmiştir.

Analiz sonuçları 22 Temmuz 2007 yılında yürürlüğe giren Endüstriyel Tesislerden Kaynaklanan Hava Kirliliğinin Kontrolü Yönetmeliği'nin Uzun Vadeli Sınır Değerleri ile karşılaştırıldığında Kadmiyum (Cd) konsantrasyonlarının hemen hemen tüm örneklerde yüksek olduğu görülmektedir. Kurşun (Pb) ise sadece 7 no'lu örnekte sınır değerlerinin üstünde, diğer örneklerde ise sınır değerlerin altında saptanmıştır. Demir (Fe), Çinko (Zn), Nikel (Ni), Krom (Cr), Mangan (Mn) ve Kobalt (Co) içeriklerin, E.T.K.H.K.K.Y. Ek-1 Tablo 1.3'e göre II.sınıf kanser yapıcı maddeler için olan 0.1 mg/Nm^3'lük değerin altında çıkmaktadır. İkinci bir program dahilinde ana arter ve bulvarlardaki 64 kritik noktadan trafiğin yoğun olduğu saatlerde emisyon ve gürültü ölçümleri alınmıştır. Surfer programı ile çizilen toz ve gürültü dağılım haritalarında görülen sonuç emisyon ölçümlerinin HKKY'nin Partikül Madde (1-10 μm) Kısa Vadeli Sınır Değerleri olan 150 $\mu g/m^3$ ile karşılaştırıldığında hiçbir ölçüm sonucunun sınır değerlerini aşmadığı fakat Hedef Değer olan 60 $\mu g/m^3$ sınırını birçok noktada aştığı gözlenmiştir. Özellikle şehir

merkezini içinden geçen E-5 Karayolu üzerinde yapılan ölçümlerde 100-120 $\mu g/m^3$'lük değerlerle üst sınır değerlerini zorlamıştır. Ayrıca Kozan Caddesi, Hasan Şaş Bulvarı, Akdeniz Bulvarı ve Saydam Caddesi gibi kırsal ve tarımsal alanlara yakın olan bölgelerde emisyon konsantrasyonlarının yükseldiği görülmüştür. E-5 Karayolu'nun şehir merkezi dışı uzantılarında örneğin Ceyhan Yolu ve Mersin Yolu uzantılarında bulunan büyük sanayi kuruluşlarının çokluğu buradaki PM10 miktarlarında artışa sebep olmuştur. Ölçümlerin yapıldığı tarihten sonra da trafiğin ve nüfusun arttığı ortadadır. Bu sebeple tedbir alınmazsa hedef değerlerin, günümüz koşullarında bile karşılamadığı ve yakın gelecekte aşılacağı açıktır.

Gürültü dağılım haritasına bakıldığında da anlaşılacağı gibi Gürültü ve Kontrol Yönetmeliği'nin Şehir İçi Sınır Değeri olan 90 dB değeri hiçbir ölçüm noktasında aşılmamıştır. Buna rağmen Adana Şehir Merkezi'nin en büyük gürültü kaynağı şehrin ortasından geçen E-5 Karayolu'dur. Dörtyol Kavşağı, Adana Müzesi Kavşağı ve Seyhan Belediyesi Binası önünden alınan ölçümler 80 – 90 dB arasında olup bu güzergah üzerindedir. Ayrıca Hasan Şaş Bulvarı ve Kozan Yolu üzerindeki yoğun ağır yük ve tarım araç trafiği buradaki gürültü seviyesini üst düzeylere çıkarmıştır. Hasan Şaş Bulvarı'nın hemen yanında bulunan Sanayi Çarşısı ayrı bir gürültü kaynağı olarak gözümüze çarpmaktadır.

5. KAYNAKLAR

Anıl, M., Yapıcı, N., Mert, B.A., Türkmenoğlu, M.,2007. Açık Maden İşletmelerinde ve Kırma-Eleme Tesislerinde P.M. (toz) 'nin insan ve çevre sağlığı riskleri, İSG Maden Özel Sayısı, Ankara.

Karabiber, 1991. Çevre Kirliliği Ders Notları. İstanbul, 96s.

Müezzinoğlu, A., 2000. Hava Kirliliği ve Kontrolünün Esasları, DEÜ., ISBN 975-6981-36-9, 327s.

Resmi Gazete 2006. Endüstri Tesislerinden Kaynaklanan Hava Kirliliğinin Kontrolü Yönetmeliği (ETKHKKY), 22 Temmuz 2006 tarih ve 26236 sayılı de yürürlüğe giren yönetmelik.

TS, 2341, 1976. Hava Kirliliği Ölçme Metotları Çökelti Ölçme Cihazı Kurma ve Çalıştırma Metodu. TSE, Ankara, 8s.

Resmi Gazete 1986. Hava Kalitesi Kontrol Yönetmeliği, sayı: 19269 madde: 6. Hava Kalitesi Sınır Değerleri.

Resmi Gazete 2002. Çevresel Gürültünün Değerlendirilmesi ve Yönetimi Yönetmeliği, 01.07.2005 tarihli ve 25862 sayılı, 2002/49/EC.

Yücel, A., 1990. Gürültü Ölçüm Metotları. 9 Eylül Üniversitesi Yayınları.

GEOSOUND / YERBİLİMLERİ
YAZIM KURALLARI

Yerbilimleri / Geosound, yerbilimleri dalında teorik veya araştırma sonuçlarını içeren ve özgün sonuçları olan Türkçe, İngilizce, Fransızca ve Almanca makaleleri kabul eder. Dergide ayrıca tanınmış bilim adamlarının güncel yenilikleri içeren tercüme yazılarına da yer verilebilir.

Makalelerin Türkçe olanlarına İngilizce, yabancı dillerde olanlarına da Türkçe özetler konulmalıdır. Makaleler şekil, çizelge veya tablo, fotoğraflı levhalar dahil 8 sayfayı geçemez. Ancak yazarları tarafından ısrar edilen ve kısaltılamıyacak makaleler her yıl sayfa başına tesbit edilen katkı payı miktarı kadar ödeme yapılarak yayınlanabilir. Yazılar A4 ebadındaki kağıtların bir yüzüne çevresine 2.5 cm boşluk bırakılarak yazılmalı, harita, kesit ve levhalar da aynı boyutta hazırlanmalıdır. Yazılar Macintosh bilgisayarda herhangi bir program dilinde hazırlanarak makale ekinde yazı disketi ile verilmelidir. Macintosh imkanı olmayan yazarlar ücret ödeyerek yazılarını yayın sekreterliğine yazdırabilirler.

Makaleler Türkçe başlık; Yazar adı soyadı ve kısa adresi; Özet; İngilizce başlık; Abstract; Giriş; Bölümler ve alt bölümler; Sonuçlar veya Tartışmalar ve sonuçlar; Teşekkür; Kaynaklar şeklinde olmalı, ayrıca Bölümler ve Alt Bölümler 1., 1.1., 2., 2.1., vs. şeklinde numaralanmalıdır.

Kaynaklara metin içerisinde yazar soyadı ve tarih sırasıyla atıfta bulunulmalı, bunlarla ilgili bilgiler ise Kaynaklar başlığında "Soyadı, Adının ilk harfi veya harfleri, Tarih, Makalenin başlığı, Derginin kısaltılmış adı, Cilt No, Başlangıç ve Bitiş sayfası" şeklinde verilmelidir.

Dergide yayınlanmayan yazılar geri gönderilir. Yayınlananlardan yazarlarına 20'şer adet ayrı baskı verilir. Çok yazarlı makalelerde bu sayı yazarlar arasında bölüştürülür. Yayınlanan yazılar için telif hakkı ödenmez.

Şekiller, haritalar, grafikler aydınger üzerine çini mürekkep kullanılarak, koyu bir şekilde çizilmeli, fotoğraf ve levhalar 13x19 cm boyutundaki çerçeve dışına çıkarılmadan hazırlanmalıdır. Yerbilimleri / Geosound ofset metoduyla basıldığı için yazıların mizanpajı yazarlar tarafından yapılmalı, şekiller, tablolar, fotoğraflar metin içine yerleştirilmeli ve alt yazılar tek dilde yazılmalıdır.

Makaleler, biri orjinal olmak üzere 3 nüsha halinde aşağıdaki adrese disketiyle birlikte gönderilmelidir.

Yerbilimleri / Geosound Editörlüğü
Çukurova Maden ve Jeoloji Mühendisleri Derneği
01330 - Balcalı / ADANA / TÜRKİYE
Tel (Fax): (322) 338 67 11
e-mail: manil@cu.edu.tr/ nyapici@cu.edu.tr

INSTRUCTION TO CONTRIBUTORS

Yerbilimleri / Geosound accepts theoretical work or results of a research together with original articles written in Turkish, English, French and German. Translated papers of any article written on the latest developments of a specific subject by known authors can also be accepted.

Turkish articles English, English, French and German articles should have a Turkish summary. Papers to be submitted should not exceed 8 pages including figures, tables, plates and photographs. The ones which are insisted by their authors not to be shortened can be published by charging for each additional page on the amount defined by editorial committee. Papers should be written on one side of A4 sheets leaving a blank space of 2.5 cm at each side of the sheet and maps, plates, cross sections must be prepared in the same form. Any wordprocesser compatible with Macintosh computer system should be used to type the papers and diskets including articles should be attached to the papers. It is possible for the editorial committee to get the articles written with an available Macintosh system but this has to be charged.

The papers should be orginised as follows: Title in Turkish; Author's name and address; Summary; Title in English; Abstract; Introduction; Sections and Sub-sections; Conclusions or Discussions and Conclusions; Acknowledgement; References; Appendices. Sections and Sub-sections should be enumerated in the form of 1., 1.1., 2., 2.1., etc.

References in the main text should be cited on the basis of Author's name and date. The information related to these should be given in the References section as: "Surname, Initial(s), Date, Title of Article, Abbreviated Name of the Journal, Volume No, First page-Last page".

Articles which are not published in the Journal are returned. 20 copies of the published papers are sent to the authors. In the joint papers this number is divided between the authors. Copy right is not paid for the published papers.

Figures, maps, graphics should be drown by black Indian ink on transparent drawing paper, photographs and plates should be prepared such that they can be placed in the frame of 13x19 cm. Yerbilimleri / Geosound is printed with offset printing method that's why coordination of the articles should be done by their authors; figures, tables and photographs should be orginised in the text and all explanations about these should be written in one language.

Papers should be sent in three copies, one being the original, to the following address together with the disket containing the article.

Yerbilimleri / Geosound Editörlüğü
Çukurova Maden ve Jeoloji Mühendisleri Derneği
01330 - Balcalı / ADANA / TÜRKİYE
Tel (Fax): (322) 338 67 11
e-mail: manil@cu.edu.tr/ nyapici@cu.edu.tr