ÖNSÖZ

Geosound/Yerbilimleri'nin 22.Sayısını da yayınlayabilmenin mutluluğu ile yine karşınızdayız. Artan baskı ücretleri ve kağıt fiatlarına yapılan zamlardan kaynaklanan mali güçlüklere rağmen, derginin çıkarılması için yapılan teşviklerden güç alarak daha az kusurlu bir dergi yayınmalayı amaç edinmiş olmamıza rağmen, yine de bazı eksiklik ve hatalarımızdan dolayı özür dileriz.

Toplam 10 makalenin yer aldığı bu sayıda 4 makale yabancı dilde hazırlanmıştır. Daha önceki sayılarımızda da belirttiğimiz gibi, yabancı dildeki makalelere öncelik vermekteyiz. Özellikle dış ülkelere gönderilen dergilerin amacına ulaşabilmesi için bu konuda meslektaşlarımızdan sürekli yardım bekliyoruz. Okurlarımıza ulaştırmak istediğimiz bir diğer mesaj da, yazım kurallarına titizlikle uymalarıdır. Şekilsel olarak standartlarımıza uymayan makaleler yüzünden fazlaca zaman kaybı olmakta ve dergi geç yayınlanabilmektedir. Bu sayıya girmesi kararlaştırılan ikisi ingilizce 3 makale maalesef zamanında düzeltilip yollanmadığı için baskıya yetiştirilememiştir. Öte yandan her sayıda tekrarladığımız gibi makaleler 10 sayfayla sınırlandırılmıştır. Ancak yayınlanmak üzere bize ulaşan makaleler genellikle fazla sayfalar içermekte olup, katkı payı ödemek zorunluğu sebebiyle karşılıklı sıkıntılar yaratmaktadır.

23. Sayımız Aralık-1993 olarak çıkacaktır. Bu sayı için hazırlıklar başlamış olup, özellikle yabancı dilde makalelerinizi bekleriz. Dergimize abone olmak amaciyle telefonla başvuran okurlarımıza da belirttiğimiz gibi, 1993 yılı için 60.000 TL'lik posta pulu karşılığında abone olmak mümkündür. Bunun için editörlüğümüze bir yazıyla başvurulması yeterlidir.

Yeni sayımızda buluşmak ümidiyle tüm okurlarımıza saygılar sunarız.

Yayın Kurulu Adına
Mesut ANIL
Editör

HAKAN OFSET MATBAACILIK
Cemal Gürsel Cad. No. 40 ADANA
Tel. Fax : 352 21 90 - 359 90 39

Dr. Ülvi Can ÜNLÜGENÇ

GEOSOUND

YERBİLİMLERİ

İÇİNDEKİLER/CONTENTS

Micropaleontological (Ostracoda) Investigation of Bowden Shell Bed in Jamaica
"Bowden Shell Bed"in (Jamaika) Mikropaleontolojik İncelemesi
Atike NAZİK.....1

Figani (Mecitözü-Çorum) Bentonitinin Mineralojik-Kimyasal Özellikleri ve Oluşumu
Mineralogical-Chemical Characteristics and Origin of the Figani (Mecitözü-Çorum) Bentonite
Fazlı ÇOBAN.....25

Spontaneous Combustion Tendency of Turkish Lignites
Türk Linyitlerinin Kendiliğinden Yanmaya Yatkınlığı
Saim SARAÇ..... 39

Toroslarda Tekneli (Çamardı-Niğde) Yöresinin Tektoniği ve Pb-Zn Mineralizasyonu
Tectonics and Pb-Zn Mineralization of Tekneli Area in Taurides
Recep H. EREN, Bektaş UZ, Işık ÖZPEKER, İhsan SEYMEN..... 45

Döner Kepçeli Kazıcıların Performanslarının Tayini İçin Kazılabilirlik Yöntemleri ve AEL Linyit İşletmesindeki Uygulamaları
Materyal Diggability Methods for the Assesment of Bucket Whell Excavator Performance and Their Applications in AEL
Suphi URAL, A. Hakan ONUR, Mesut ANIL.....61

Gülek-Çamalan (Tarsus) Alanının Stratigrafisi
Stratigraphy of the Gülek-Çamalan (Tarsus) Area
Selim ÖZALP.....73

Baraj Gerisi Yangın Endeksleri
Fire Indices for Sealed Areas
Ö. Serdar YILDIRIM, Saim SARAÇ.....85

Preliminary Hydrogeologic Evaluation of the Travertine-Depositing Karstic Springs in the Lower Zamantı Basin, Eastern Taurids-Türkiye
Aşağı Zamantı Havzası (Doğu Toroslar) Traverten Çökelten Karstik Kaynaklarının Hidrojeolojik Değerlendirmesi
C. Serdar BAYARI, Can DENİZMAN.....95

Die Bewertung der Wistschaftlichkeit des Grünen Marmors I Gebiet Von Bükrüce (Denizli/Türkiye)
The Economic Evaluation of Green Marbles of Bükrüce (Denizli/Türkiye)
Bükrüce (Denizli/Türkiye) Yeşil Mermerlerinin Ekonomik Değerlendirilmesi
Remzi KARAGÜZEL, Mahmut MUTLUTÜRK, Yaşar KİBİCİ..... 111

Işıktepe-Dalakdere (KB Mersin) Civarının Miyosen Biyostratigrafisi
Miocene Biostratigraphy Around the Işıktepe-Dalakdere Village
Ümit ŞAFAK.....127

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1993 SAYI 22 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

MICROPALEONTOLOGICAL (OSTRACODA) INVESTIGATION OF BOWDEN SHELL BED IN JAMAICA

Atike NAZİK
Çukurova Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Adana / Türkiye

ABSTRACT: *Ostracodes were collected from the Bowden Shell Bed, St.Thomas Parish, Jamaica. These Ostracode fauna consists of 17 genera, 24 species. According to the ostracodes association, we consider this unit to be of Pliocene age.The same association shows a sedimentation in an epineritic environment.*

"BOWDEN SHELL BED" İN (JAMAİKA) MİKROPALEONTOLOJİK İNCELEMESİ

ÖZET: *Ostrakod örnekleri, St.Thomas Parish, Jamaica'da Bowden Shell Bed biriminden alınmıştır. Bu ostrakod faunası 17 cins ve 24 tür içermektedir. Ostrakod topluluğuna göre birimin yaşı Pliyosen olarak değerlendirilmiştir. Aynı topluluk epineritik ortam sedimantasyonunu göstermektedir.*

1. INTRODUCTION

The material on which this study is based, was collected by Roger Portell, Jon Bryan, James Heller, Dan Frederick on 28 May 1990. Sample amount is 100 lbs of matrix from type locality of Bowden Shell Bed.

The classical Bowden Shell Bed have been aged as Miocene by previous researchers (Cushman,1919; Woodring, 1925, 1928; Cushman and Jarvis, 1930, 1936; Cushman and Todd, 1945). Bowden Shell Bed lies at the boundary between the N-19 and N-20 Zones of Banner and Blow (1965) but it is possible that minor reworking of sediments within the molluscan horizons has occured, and that the Bowden Shell Bed lies entirely within lower part of Zone N-20. Most of remaining part of the type section lies within Zone N-20 , but the highest part may extend into later zones (Robinson, 1969). Bold, 1971 studied the Ostracoda of the Coastal group (Northeast, east and southeast) in Jamaica, hab been diveded into an upper and lower part.

In addition, the purpose of this study is to reveal the biostratigraphy of Ostracodes including Bowden Shell Bed, to point out lowest stratigraphic datums (LSDs) and highest stratigraphic datums (HSDs) of the Ostracodes which obtain by using standart marine planktonic foraminifera and nannofossils zones and the age of the unit by correlating the other studies of the close regions.

2. GENERAL STRATIGRAPHY

The Coastal group of formations in Jamaica was studied in detail by Robinson (1969) and divided into two parts: 1) Lower group consist of three units (Buff Bay, Bowden and August Town). 2) Upper group is the Manchioneal formation (Figure1).

Bowden Formation seen in Bowden district is unconformably is overlain by the Old Pera Beds. Old Pera Beds are correlated with the Manchioneal Formation. Stratigraphically, lower part of Bowden Formation which is called Bowden Shell Beds (Woodring,1925,1928) has been studied. This part consist of several coarse sandy conglomeratic layers and silty planktonic foraminiferal marls.

3. SYSTEMATICS

Order **PODOCOPIDA** Müller, 1894
Suborder **PLATYCOPINA** Sars, 1866
Familya **CYTHERELLIDAE** Sars,1866
Genus **CYTHERELLOIDEA** Alexander,1929

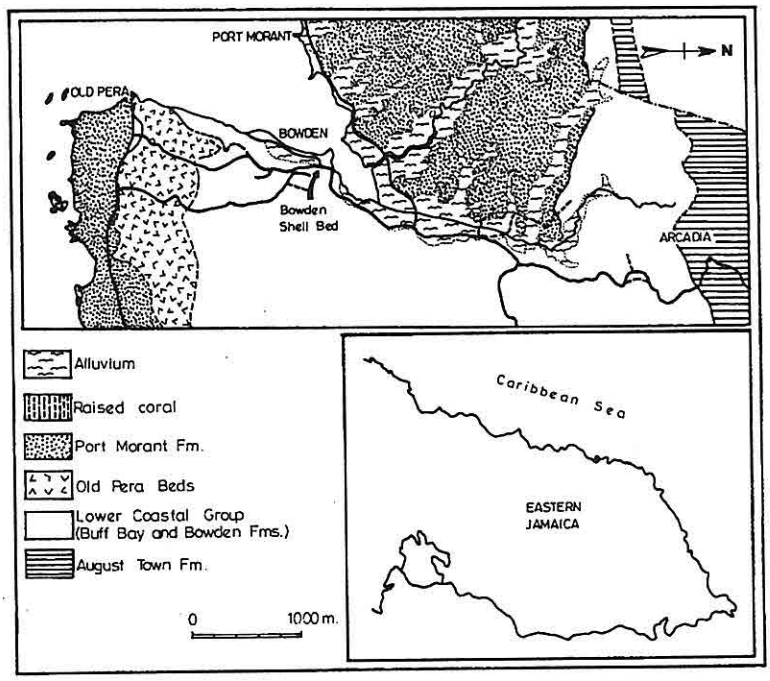


Figure 1. Location and Geological map

Cytherelloidea umbonata Edwards
Plate 1 Figure 1

1944 *Cytherelloidea umbonata* n.sp.Edwards Jour.Paleontology, vol.18, p.506,pl.85,fig.1-2
1954 *Cytherelloidea umbonata* Edwards; Puri, Florida Geol.Survey Bull. 36,p.216-345
Range: Miocene-?
Distrubution: Duplin Formation of North Carolina,Chipola facies of Florida Panhandle.

Superfamily **BAIRDIACEA** Sars,1888
Family **BAIRDIIDAE** Sars,1888
Genus **BAIRDIA** M'Coy 1844

Bairdia laevicula Edwards
Plate 1 Figure 2

1944 *Bairdia laevicula* n.s.p. Edwards, Journ. Paleontology, vol. 18, pp.506 507, pl. 85, figs. 3, 4.
1954 *Bairdia laevicula* Edwards; Puri, Florida Geol. Survey Bull. 36, p. 223, pl.1, fig.1.
Range: Pliocene
Distribution : Duplin Formation of North Carolina, Arca facies of Florida Panhandle.

Family **CYTHERIDEA** Baird, 1850
Subfamily **HEMICYTHERINAE** Puri, 1953
Genus **Aurila** Pokorny, 1955

Aurila auricula (Teeter)
Plate 1 Figure 3
1975 *Aurila* n.sp. Bold,p.146, pl.17, figs. 2-8
1975 *Hemicythere? auricula* Teeter, p.437,figs.7u,8f,9h, i
1988 *Aurila auricula* (Teeter), Bold,p.33,pl4, fig.6
Range: Pliocene to Recent
Distribution: Cuba, Dominican Republic, Belize

Genus **MALZELLA** Hazel,1983
Malzella conradi (Howe and McGuirt)
Plate 1 Figure 4
1935 *Hemicythere conradi* Howe and McGuirt, Florida Dep. Conserv., Geol. Bull. 13; p.27, pl.3, figs.31-34; pl.4, fig.17
1944 *Hemicythere conradi* Howe and McGuirt; Edwards, Jour.Paleontology, vol.18, p.518, pl.86, figs. 17-18.
1951 *Hemicythere conradi* Howe and McGuirt; Swain, U.S. Geol.Surv. Prof. Paper 234 A, p. 42, pl. 6, figs. 9-12.
1953 *Hemicythere conradi* Howe and McGuirt; Puri, jour.Wash. Acad. Sci., vol:43, no:6, p.176,pl.2, figs.1,2
1983 *Malzella conradi* (Howe and McGuirt); Hazel, Smithsonian Cortr., Paleobiology, No:53, p.152, pl.15, fig.4
Range: Pliocene - Recent
Distribution: Yorktown Formation at Williamsburg, Virginia; Jackson Bluff formation, Ecphora zone of Florida; San Antonio Bay-Texas.

Family **TRACHYLEBERIDIDAE** Sylvester-Bradley, 1948
Subfamily **HEMICYTHERINAE** Puri, 1953
Genus **RADIMELLA** Pokorny, 1969
Radimella confragosa (Edwards)
Plate 1 Figrue 6

1944 *Hemicythere confragosa* Edwards, p.518,pl.86,figs.23-26
1960 *Mutilus confragosus* (Edwards); Puri
1968 *Radimella confragosa* (Edwards); Pokorny,p.364
1988 *Radimella confragosa* (Edwards); Bold, p.31, pl.4,fig.1
Range: Upper Miocene- Pliocene
Distribution: Jamaica, Haiti, Dominican Republic, Puerto Rico

Genus **QUADRACYTHERE** Harnıbrook, 1952
Quadracythere howei (Puri)
Plate 1 Figure 5

1953 *Hemicythere howei* Puri, p. 176, pl. 1, figs. 7-9; Puuri, 1954, p. 357.
1963 *Hemicythere bichensis* Bold, p. 385, pl. 6, figs. 9a, b.
1968 *Quadracythere bichensis* (Bold). Bold, p. 57, pl. 5, fig. 2, tables 4-6; Bold, 1969, table 1; Bold, 1975a, tables 9, 10; Bold, 1975d, table 1; Bold, 1981, tables 4, 6.
1969 *Quadracythere fuenmayorensis* Rodriguez, p. 197, pl. 3, figs. 9, 10, text-fig. 16.
1988 *Quadracythere howei* (Puri); Bold, Bull. of American Paleo., Vol:94, No:329, p.35-36, pl. 3, fig:11.
Range : Upper Miocene-Pleistocene
Distribution : Florida, Dominican Republic, Jamaica, Puerto Rico, Trinidad, Venezuela.

Genus **CAUDITES** Coryell and Fields, 1937
Caudites chipolensis Puri, 1953
Plate 2 Figure 2

1953 *Caudites chipolensis* n.s.p. Puri, Jour. Washıngton Acad., Vol:43, No:6, p. 177, pl. 2, fig. 7-8.
1954 *Caudites chipolensis* Puri, Florida Geol. Survey, Vol: 36, p. 265, pl. 11, fig. 18.
Range: Miocene to Pliocene
Distribution : Chipola formation of Florida Panhandle

Caudites medialis Coryell and Fields
Plate 2 Figure 1

1937 *Caudites medialis* Coryell and Fields, p.11, fig.12a-d
1967 *Caudites medialis* Coryell and Fields; Bold, p.311, pl.1, fig.4, table1
1968 *Caudites medialis* Coryell and Fields; Bold, p.19, pl.4, figs.1a-b, tables 6,8-10
1989 *Caudites medialis* Coryell and Fields; Bold, p.34,pl.3, fig
Range: Middle Miocene to Lower Pliocene
Distribution: Panama, Costa Rico, Colombia, Jamaica, Dominican Republic

Caudites sp. 1
Plate 2 Figure 3

An elongata -subtriangular species of *Caudites* with weak ornamentation according to other species, posterodorsal with ridges.

Caudites sp. 2
Plate 2 Figure 4

Carapace subtriangular, anterior end broadly rounded, posterior end drawn out ventrally, dorsal margin convex. Surface of carapace reticulate, central anterior and posterodorsal with ridges.

Genus **ORIONINA** Puri, 1954
Orionina vaughani (Ulrich and Bassler)
Plate 2 Figure 5

1963 *Orionina vaughani* (Ulrich and Bassler);Bold, p.41,pl.3,figs,1-5
1963 *Orionina vaughani* (Ulrich and Bassler); Puri, determination on Ostracods,p.376
1968 *Orionina vaughani* (Ulrich and Bassler) ;Swain,U.S.Geol.,Surv.,Prof.Pap, 234-A,pp.1-58,pl.21,figs.4a -c
1974 *Orionina vaughani* (Ulrich and Bassler); Micropaleontol, vol.20, no.3, p.35, pl.7, fig.17, pl.12, figs, 4a -h
1968 *Orionina serrulata* (Brady); Bold, Bull. Am. Paleontol.,Vol.54,No.239, tables 4-6,10
1988 *Orionina vaughani* (Ulrich and Bassler); Bold, Bull. American Paleontology, Vol: 94, No: 329, p. 35, pl. 4, fig. 7.

Range: Lower Miocene-Pleistocene
Distribution: Trinidad, Venezuela, Panama, Colombia, Dominican Republic, Cuba, North America,

Subfamily **TRACHYLEBERIDINAE** Sylvester-Bradley, 1948
Genus **COSTA** Neviani, 1928
Costa bellipulex Levinson
Plate 2 Figure 6

1971 *Costa dohmi*, Bold, pl. 2, fig. 7 , tables: 3, 4 (not *C. dohmii*Bold).
1974 *Costa bellipulex* Levinson; Le Roy and Levinson, p. 20, pl. 13, fig. 6.
1981 *Costa bellipulex* Levinson; Bold, p. 78
1982 *Costa* aff. *bellipulex* Levinson; Breman, pl. 1, fig. 1
1983 "*Costa*" *bellipulex* Levinson; Crenin, pl. 3, fig. A.
Range : Pliocene to Recent
Distribution : Dominican Republic , Gulf of Mexico

Subfamily **THAEROCYTHEREINAE** Hazel, 1967
Genus **HERMANITES** Puri, 1955
Hermanites reticulata (Puri)
Plate 2 Figure 7
1953 *Hermania reticulata* Puri, p. 267, pl. 11, fig. 8-9, text-fig, 9-h.
Range : Miocene-?
Distribution : Florida Panhandle

Genus **PURIANA** Coryell and Fields, 1953
Puriana rugipunctata (Ulrich and Bassler)
Plate 2 Figure 8

1904 *Cythere rugipunctata* Ulrich and Bassler, Maryland Geol. Survey Miocene Report, p. 118, pl. 38, figs, 16-17.
1935 *Cythereis rugipunctata* (Ulrich and Bassler), Howe et al., Florida Geol. Survey Bull. 13, p. 23, pl. 1, figs. 18, 20-22; pl. 4, figs. 22, 23.
1944 *Favella rugipunctata* (Ulrich and Bassler), Edwards, Jour. Paleontology, Vol. 18, p. 524, pl. 88, figs. 5, 6.

1946 *Favella rugipunctata* (Ulrich and Bassler), Van den Bold, p. 100, pl. 10, fig. 3.
1950 *Favella rugipunctata* (Ulrich and Bassler), Van den Bold Jour. Paleontology, Vol: 24, p. 86.
1953 *Puriana rugipunctata* (Ulrich and Bassler), Puri, Jour. Paleontology, Vol:27, p. 751.
1954 *Puriana rugipunctata* (Ulrich and Bassler), Florida Geol. Survey Bull. 36, p. 256, pl. 12, figs. 18, 19, text fig. 8k.
1983 *Puriana rugipunctata* (Ulrich and Bassler); Hazel, Smitsonian Contributions to Paleobiology, No: 53, p. 174, pl. 26, fig. 3.
Range : Pliocene
Distribution : Yorktown and Duplin Formations (North Carolina), Florida Panhandle.

Genus **PYTHERYGOCYTHEREIS** Blake,1933

Pytherygocythereis sp.

Plate 2 Figure 9

Carapace elongate-ovate, highest anteriorly. The outer margiral and ventrolateral wing denticulations very prominent.

Family **CYTHERURIDAE** Müller, 1894
Subfamily **CYTHERURINAE** Müller, 1894
Genus **CYTHERURA** Sars, 1866

Cytherura cresera Bold

Plate 3 Figure 1

1968 *Cytherura cresera* Bold, p.71,pl.7, figs. 3a-d
1971 *Cytherura cresera* Bold, table 5
1988 *Cytherura cresera* Bold, p.54,pl.8, fig.1
Range: Upper Miocene to Pliocene
Distribution: Dominican Republic, Jamaica

Cytherura elongata Edwards

Plate 2 Figure 10

1944 *Cytherura elongata* Edwards, Jour. Paleontology, Vol: 18, p. 526, pl. 88, figs. 21-25.
1955 *Cytherura elongata* Edwards; Smain, Jour. Paleontology, Vol: 29, No: 4, p.629, pl 8

64, fig. 12a-b.
Range : Miocene-Recent
Distribution : Duplin Formation of North Carolina; San Antonio Bay, Texas

Genus **HEMICYTHERURA** Elofson , 1941
Hemicytherura cranekeyensis Puri
Plate 3 Figure 2

1946 *Cytherura clathrata* Sars; Bold, p.118, pl.14, figs.9a,b, 10a, (B. not C.clathrata Sars,1866,p.77)
1960 *Hemicytherura cranekeyenssis* Puri, p.115, pl.4, figs 4-5
1962 *Hemicytherura cranakeyensis* Puri; Benda and Puri, p.336,pl.336, pl.4,fig.12
1967 *Hemicytherura cranekeyensis* Puri; McKenzie and Swain, p.201, pl.28, figs. 27 a,b, text fig.12
1975 *Hemicytherura cranekeyensis* Puri; Teeter, 1975, p.469, figs. 166, 171
1988 *Hemicytherura cranekeyensis* Puri; Bold p.56, pl.8, fig.17
Range: Middle Miocene to Recent
Distribution: Caribbean, Gulf of Mexico, Pacific Coast of North America, Florida

Subfamily **CYTHEROPTERINAE** Hanai, 1957
Genus **CYTHEROPTERON** Sars, 1866
Subgenus **LOBOSOCYTHEROPTERON** Ishizaki and Gunther, 1974

Cytheropteron (Lobocytheropteron) palton Bold
Plate 3 Figure 3

1964 *Cytheropteron* n.sp. A.Bold, p.8,table 2
1966 *Cytheropteron palton* Bold,p.33, pl.1, figs.7a, b, table 2
1967 *Cytheropteron nipeensis* Bold; Bold,p.312,pl.1,fig.11
1982 *Cytheropteron palton* Bold; Breman pl.3,fig.f
1988 *Cytheropteron (Lobocytheropteron) palton* Bold; Bold,p.61,pl.10,fig.11-14
Range: Upper Miocene to Recent
Distribution: Dominican Republic, Trinidad, Venezuela, Colombia, Panama, Costa Rico, Jamaica, Gulf of Mexico

Family **LOXOCONCHIDAE** Sars, 1925
Subfamily **LOXOCONCINAE** Sars 1926
Genus **LOXOCONCHA** Sars, 1866

Loxoconcha matagordensis Swain
Plate 3 Figure 4

1955 *Loxoconcha matagordensis* Swain,Jour.Paleortoloji,Vol.29, No:4, p.629, pl.63, fig.9a,b; pl.64,fig.la-b
1957 *Loxoconcha matagordensis* Swain; Puri, Transaction,Gulf Goast. Assoc. Geol. Soc.,V:7, p.187,fig.11
1960 *Loxoconcha matagordensis* Swain; Puri,Transaction, Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. V:X,p.lll, pl.3,fig.15-16
Range: ? Recent

Distribution: San Antonia Bay ,Texas; West Coast of Florida

Loxoconcha reticularis Edwards
Plate 3 Figure 5

1944 *Loxoconcha reticularis* n.sp. Edwards, Jour. Paleontology, Vol. 18, p. 527, pl.88,fig.26,27
Range: Miocene-?
Distribution: Duplin Formation of North Carolina

Loxoconcha postdorsoalata Puri
Plate 3 Figure 6

1960 *Loxoconcha postdorsoalata* n.sp., Puri, Transaction, Gulf Coast Assoc., Geol., Soc., Vol:X, p.lll, pl.3, fig.17-18
Range: ?- Recent
Distribution: San Antonia Bay, Texas

Subgenus **LOXOCORNICULUM** Benson and Coleman, 1963

Loxoconcha (Loxocorniculum) fischeri (Brady)
Plate 3 Figure 7

1869 *Cythère fischeri* Brady, p.154,pl.16, figs.15-16
1963 *Loxoconcha fischeri* (Brady); Bold, p. 393, pl.8, figs.8,9

1963 *Loxocorniculum fischeri* (Brady);Benson and Coleman,p.39, pl.7,fig.4,
1975 *Loxoconcha magna* Teeter,1975,p.477,figs.19j-m,20e
Range: Upper Miocene-Recent
Distribution: Greater Antilles, Trinidad, Venezuela, Colombia,Panama, Costa Rica Mexico

Subfamily **PARACYTHERIDEINAE** Puri,1957
Genus **PARACYTHERIDAE** Müller,1894

Paracytheridea altila Edwards
Plate 3 Figure 8

1944 *Paracytheridea altila* Edwards, p.512, pl.85, figs.20-21
1968 *Paracytheridea altila* Edwards; Bold,p.76,pl.7, figs.1a-d
1983 *Paracytheridea altila* Edwards; Hazel, pl.28,fig.4
1988 *Paracytheridea altila* Edwards; Bold, p.62, pl.ll, fig.1
Range:Lower Miocene to Pliocene
Distribution: Caribbean, Gulf Coast, Atlantic Coast U.S.

Paracytheridea rugosa Edwards
Plate 3 Figure 9

1944 *Paracytheridea rugosa* Edwards,Jour. Paleontology, p.513, pl.85, fig.24
1979 *Paracytheridea rugosa* Edwards; Cronin and Hazel, Geol. Surv. Prof. Pap. 1125-B, B-22, Fig.8b
1983 *Paracytheridea rugosa* Edwards; Hazel, Smithsonian Contributions to Paleontology, p.178, pl.28, fig.3
Range: Miocene to Pliocene
Distribution: Duplin and Yorktown Formations of North Carolina.

Familya **XESTOLEBERIDIDAE** Sars,1928
Genus **XESTOLEBERIS** Sars,1866

Xestoleberis punctata Tressler
Plate 3 Figure 10

1868 *Xestoleberis margaritea* Brady, p.152
1949 *Xestoleberis punctata* Tressler, 1949, p.342, p.342, fig.12
1975 *Xestoleberis punctata* Tressler; Teeter, p.185, figs.21o,22e
1966 *Xestoleberis* sp. aff. *X. margaritea* Brady; Bold, p.52, pl.4, figs. 11a, b,pl.5, fig.3
1989 *Xestoleberis punctata* Tressler; Bold, p.68, plate, 13, figs,11-14
Range:Upper Miocene to Recent
Distribution: Dominican Republic, Trinidad, Venezuela, Gulf Mexico, Belize, Paria-Orinoco shelf

4. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

This study reported Bowden Shell Bed's Ostracoda in detail. These ostracode fauna consist of 17 genera and 24 species.

The molluscan faunas of the Bowden Shell Bed, considered to be Middle Miocene by Woodring (1928) occur with planktonic foraminiferal assembleges now generally as being Pliocene age (Banner and Blow, 1965); in Robinson, 1969).

The first occurence of **Radimella** Pokorny, 1969, called the **Radimella** event that has been recognized throughout the Caribbean, from central America through South America and the Greater Antilles to Eastern North America (Bold ,1988). This event within zone N 17 of the planktonic foraminiferal zonation and within NN 11 of the nannofossil zonation is pointed out by Bold, 1988.

Bold (1975) have studied distribution of the **Radimella confragosa** group (Ostracoda,Hemicytherinae) in the late Neogene of the Caribbean. **Radimella confragosa** group are found over the whole Caribbean region and the southeastern United States from Virginia to Trinidad and from Mexico to Puerto Rico in Pliocene and some Pleistocene sediments.

In order to use local ostracode species for correlation to a standard timescale, the lowest and highest stratigraphic datums (LSDs and HSDs) have been calibrated to standard marine planktonic foraminiferal and calcareous nannofossils zones. Occurrences of 68 selected taxa of Ostracoda in the eastern United States gives the LSDs and HSDs for well studied species calibrated in such a way (Jones et al,1991).Lowest/oldest stratigraphic datum levels for **Paracytheridea altila** Edwards and **Paracytheridea rugosa** Edwards, **Loxoconcha reticularis** Edwards are given as 4.0 Ma.In the same paper lowest/oldest stratigraphic datum levels for **Radimella confragosa** (Edwards) , **Cytherelloidea umbonata** Edwards, **Loxoconcha matagordensis** Swain, are given as 3.5 Ma.

According to the absence of **Radimella** in the August Town formation and

stratigraphic position of Bowden Shell Bed, which takes place at the base of Bowden formation, is not older than zone N 17 of Blow and is most likely Pliocene.

The Bowden Shell Bed includes the shallow marine ostracodes. **Hermanites**, **Hemicytherura**, **Paracytheridea**, **Costa** and **Quadracythere** take place in epineritic environment on the world wide (Figure 2).

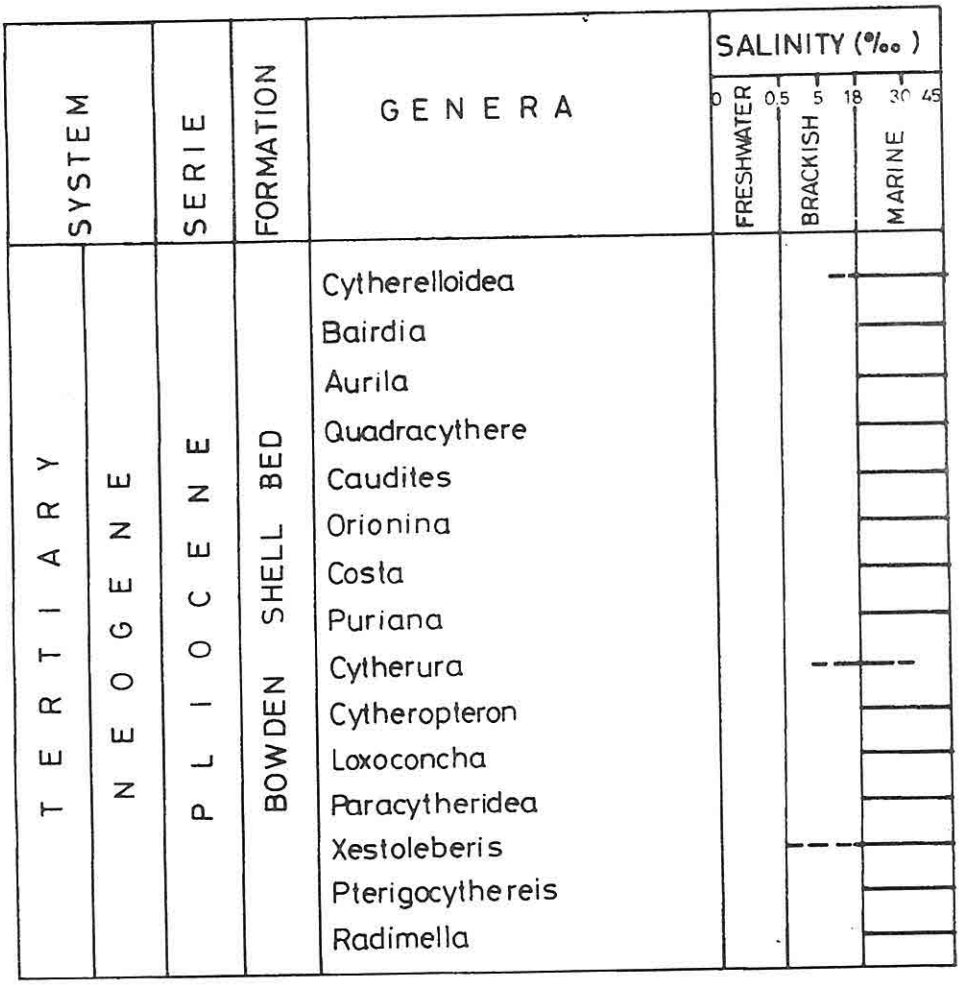


Figure 2. Environmental distribution of ostracodes in Bowden Shell Bed

In addition, **Bairdia** and **Cytheropteron** live all depths of marine on the world wide. **Caudites** is characteristic of warm water in all tropics and subtropics regions . **Puriana**

which is found Americas and Africa, **Orionina** that takes place Western Hemisphere and **Cytherelloidea** live in warm water and epineritic environment. **Loxoconcha** is found in the mesohaline condition in a littoral environment and **Xestoleberis** also found littoral to epineritic environment on the world wide. However, there are also many shells of fossils (Echinodermata, Pelecypoda and Gastropoda etc.) in this unit. The conclusion, the Bowden Shell Bed's ostacode association characterise the epineritic environment and mesohaline to marine conditions in an warm climate. The geographical distribution of the studied ostracode faunae take place in the tropical and subtropical regions (Figure 3).

OSTRACODA SPECIES \ LOCALITIES	Greater Antilles	Hispaniola	Puerto Rico	North Carolina	South Carolina	Florida	Texas	Dominican Repuclic	Caribbean	Gulf of Mexico
Aurila auricula (Teeter)										
Bairdia laevicula Edwards				X		X				
Caudites chipolensis Puri						X				
Caudites medialis Coryell and Fields							X	X		
Costa bellipulex Bold		X								X
Cytheropteron (Lobocytheropteron)palton Bold								X		X
Cytherelloidea umbonata Edwards				X		X				
Cytherura cresera Bold										
Cytherura elongata Edwards				X			X			
Hemicytherura cranekeyensis Puri						X			X	X
Hermanites reticulata (Puri)						X				
Loxoconcha (Loxocorniculum)fischeri (Brady)	X									X
Loxoconcha matagordensis Swain						X	X			
Loxoconcha postdorsoalata Puri							X			
Loxoconcha reticularis Edwards				X						
Malzella conradi (Howe and Mc Guirt)				X	X	X	X			
Orionina vaughani (Ulrich and Bassler)		X		X	X	X				
Paracytheridea altila Edwards				X	X	X			X	
Paracytheridea rugosa Edwards				X	X					
Puriana rugipunctata (Ulrich and Bassler)				X		X				
Quadracythere howei (Puri)		X	X			X				
Radimella confragosa (Edwards)			X					X		
Xestoleberis punctata Tressler								X		X

Figure 3. Geographical distribution of Ostracoda species distinguished in Bowden Shell Bed.

5. ACKNOWLEDGMENTS

I thank Roger W. Portell, Florida Museum of Natural History for providing Ostracoda

from the Bowden Shell Bed, Douglas S.Jones, Florida Museum of Natural History; Anthony F. Randazzo, David A. Hodell, University of Florida for presenting the laboratory facilities and Gregory A. Mead, Florida University for taking fossils photographs with S.E.M.

REFERENCES

Alexander, C.I., 1929, Ostracoda of the Cretaceous of North Texas: Univ. Texas Bull. No: 2907, ll4 pp., pls. l-l0, l table.

Baird, W., 1850, The natural history of the British Entomostraca. Ray. Soc., London, vol.18, pp.i-vii, l-364, pls. 1-36, Ostracoda, pp.254-257.

Banner, F.T., and Blow, W.H., 1965, Progress in the foraminiferal biostratigraphy of the Neogene: Nature, vol. 208, No :5016, pp.1164-1166.

Benson,R.H., and Coleman,G.L., 1963. Recent marine ostracodes from the eastern Gulf of Mexico: Univ. Kansas, Paleontol. Contrib., Arthropoda, vol.2, pp. 1-52, pls. 1-8, 33 text-figs.

Blake, C.H., l933, Order Ostracoda, in Biological Survey of the Mount Desert Region, conducted by William Proctor, Pt.5, pp.229-241, figs. 39,40. Wistar Institute of Anatomy and Biology, Philadelphia.

Bold,W.A. van den, 1971, Ostracoda of the Coastal group of formations of Jamaica: Gulf Coast Ass. Geol. Soc. Trans. Vol: 21, pp. 325-348, pls. 1-3, 8 tex-figs., 6 tables.

Bold,W.A. van den., 1975. Distribution of the Radimella confrogosa group (Ostracoda, Hemicytherinae) in the Late Neogene of the Caribbean: Journ. Paleontology, Vol: 49, pp. 692-700, plt. 1-3.

Bold, W.A. van den,1988, Dominican Republic Neogene: Bull. of American Paleontol. v.94, no: 329, p.1-105, plt.13.

Coryell, H.N., and Fields, S., 1937. A Gatun ostracod fauna from Panama: Am. Mus. Notiv., v:956,pp. l-l8,pls.1-3.

Cushman, J.A., 1919, Fossil foraminifera from the West Indies: Carnegie Inst. Washington Publ. no:291.

Cushman, J.A. and Jarvis, P.W., 1936, Three new foraminifera from Buff Bay, Jamaica: Jour. Paleont., Vol: 4, No: 4, pp. 353-368, pls. 32-34.

Cushman, J.A. and Todd, R., 1945, Miocene foraminifera from Buff Bay, Jamaica: Cushman Lab. Foram. Res., Spec. Publ. No: 15, pp. 1-73, pls. 1-1.

Elofson, O., l941, Zur Kenntnis der marinen Ostacoden Schwedens, mit besondere Berücksichtigung des Skagerraks: Zool. Bidr. Uppsala, v:19, pp.215-5.

Hanail, T., 1957, Studies on the Ostracoda from Japan:II, Subfamily Pectocytherinae,

new subfamily: J.Fac.Sci., Univ, Tokyo, sect.2, vol. 10, pt,3, pp. 469-482, pl.11.

Hazel, J.E., 1967, Classification and distribution of the Recent Hemicytheridae and Trachyleberididae (Ostracoda) off northeastern North America, U.S. Geol.Surv., Prof. Pap. 564, pp.1-48, pls. 1-11, 2 text -figs., 1 table.

Hazel, J.E., 1983, Age and correlation of the Yorktown (Pliocene) and croatan (Pliocene and Pleistocene) Formations at the Lee Creek Mine, Nort Carolina.

Hornibrook,N. de B., 1952, Tertiary and Recent Ostracoda of New Zeland, their origin, affinities and distribution: New Zeland Geol. Surv., Bull., vol.18, pp.1-82,pls. 1-18.

Ishizaki, K., and Gunther, F.J., 1974, Ostracoda of the family Cytheruridae from the Gulf of Panama: Sci. Rept. Tokyo Univ., Sendai, ser. 2 (Geol.), vol. 45, No:1, pp.1-150, pls.1,8, 20 tex-figs., 2 tables.

Jones, D.S., Macfadden, B.J., Webb,S.D., Mueller,P.A., Hodell, D.A., and Cronin,T.M., 1991, Integrated Geochronology of a classic Pliocene fossil site in Florida: Linking marine and terrestrial biochronologies : Journ. of Geol. v.99, no: 5,p. 637-648.

M'Coy, F, 1844, A synopsis of the characters of the Carboniferous limestone fossils of Ireland: Dublin Univ. Press, 207 pp., 29 pls.

Müller, G.W., 1894, Die Ostracoden Golfes von Neapel und der angrenzenden Meeres-Abschnitte: Fauna und Flora des Golfes von Neapel, vol.21, pp.i,viii, 1,404, pls. 1, 40.

Neviani, A., 1928, Ostracodi fossili d'Italia I: Vallebraja (Calabrino): Pontificia Acad.Sci. Nuovi Lincei, ser. 2, mem. 11, pp. 1- 120, pls. 1, 2.

Pokorny, V., 1955, Contribution to the morphology and taxonomy of the subfamily Hemicytherinae Puri. Acta Univ. carolinae, 1955, Geol. 3, pp. 1-34, 19 text-figs.

Pokorny, V., 1969, Radimella, gen. n., a new genus of the Hemicytherinae (Ostracoda, Crust.):Acta Univ. Carolinae, 1968, Geol. No:4, pp. 359-373, 13 text-figs., 22 pls.

Puri, H.S.,1953, The Ostracode genus Hemicythere and its allies. J. Washington Acad. Sci., vol. 43, pp. 167,179, pls. 1, 2.

Puri, H.S., 1954, Contribution to the study of the Miocene of the Florida Panhandle: Florida Geol. Surv., Geol. Bull., vol: 36, pp. 1-309, pls. 1-47.

Puri, H.S.,1955, Hermanites, new name from Hermania Puri, 1954: J.Paleontol., vol.29, No: 3, p.558.

Puri, H.S., 1957, Notes on the Ostracode subfamily Cytherideidinae Puri, J.Washington Acad. Sci., vol.47, pp. 306-308.

Robinson, E., 1969, Studies in the Tertiary stratigraphy of eastern Jamaica: Univ. London, 289 p., 49 pls., 8 maps, sections.

Sars, G.O., 1866, Oversigt af Norges marine ostracoder. Forhandl. Videnskabs-Selsk., 1865, pp.1-130.

Sars, G.O., 1888, Nye bidrag til kundtaben om Middlehavets invertebratfauna.4. Ostracoda Mediterranea: Archiv Math. Naturv., Oslo, vol.12, pp. 173-324, pls. 1-20 Smithson.Contrib. Paleobiol. No:53, pp.81-122, pls. 1-38.

Sars, G.O., 1925, An account of the Crustacea of Norway, vol.9. Ostracoda,parts 5-12, Cypridae (concluded), Cytheridae (part), pp. 73-176, pls. 65-80. Bergen Museum.

Sars, G.O., 1926, An account of the Crustacea of Norway, vol. 9. Ostracoda, parts 13, 14, Cytheridae (continued), pp. 177-240, pls. 81-112. Bergen Museum.

Sars, G.O., 1928, An account of the Crustace of Norway, vol.9. Ostracoda, parts 15, 16, Cytheridae (concluded), pp. 241-277, pls. 113-119. Bergen Museum.

Sylvester-Bradley, P.C., 1948, The Ostracode genus Cythereis: J. Paleontol., vol.22, No: 6, pp. 792-797, pl. 122, 1 text-fig.

Woodring, W.P., 1925, Miocene Mollusks from Bowden Jamaica: Contributions to the Geology and Paleontology of the West Indies, Washington, p.336.

Woodring, W.P., 1928, Miocene Mollusks from Bowden Jamaica: Contributions to the Geology and Paleontology of the West Indies, Washington, p.385.

PLATE I

Figure 1. **Cytherelloidea umbonata** Edwards
Right valve, X 120
Figure 2. **Bairdia laevicula** Edwards
Right valve, X 120
Figure 3. **Aurila auricula** (Teeter)
Left valve, X 180
Figure 4. **Malzella conradi** (Howe and McGuirt)
Right valve, X 200
Figure 5. **Quadracythere howei** (Puri)
Left valve, X 193
Figure 6. **Radimella confragosa** (Edwards)
Left valve, X 130

PLATE I

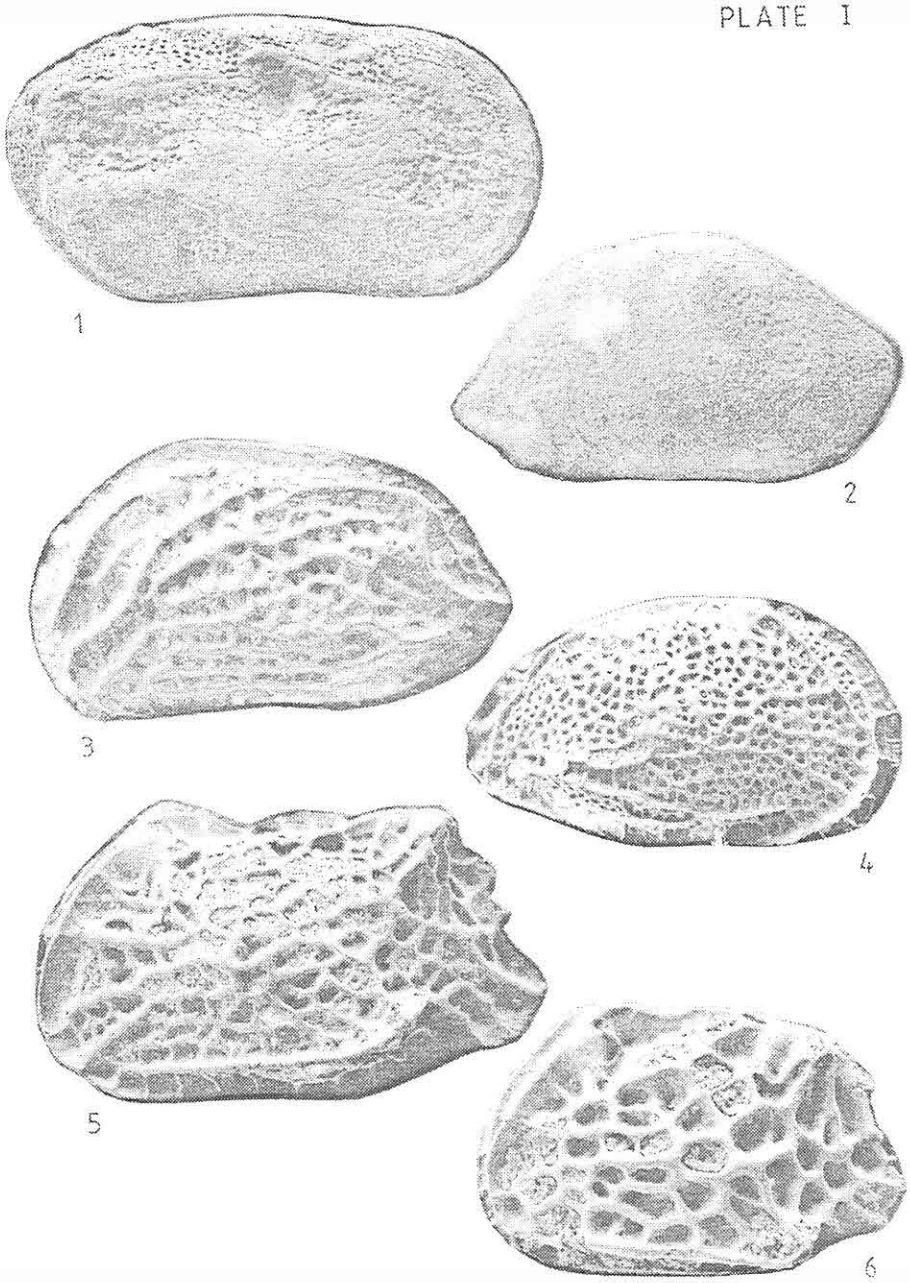


PLATE II

Figure 1. **Caudites medialis** Coryell and Fields
Right valve, X 192

Figure 2. **Caudites chipolensis** Puri
Left valve, X 129

Figure 3. **Caudites** sp.1
Right valve, X 192

Figure 4. **Caudites** sp.2
Left valve, X 192

Figure 5. **Orionina vaughani** (Ulrich and Bassler)
Left valve, X 120

Figure 6. **Costa bellipulex** Levinson
Left valve, X 129

Figure 7. **Hermanites reticulata** Puri
Right valve, X204

Figure 8. **Puriana rugipunctata** (Ulrich and Bassler)
Right valve, X 130

Figure 9. **Pytherygocythereis** sp.
Left valve, X 128

Figure 10. **Cytherura elongata** Edwards
Left valve, X 204

PLATE II

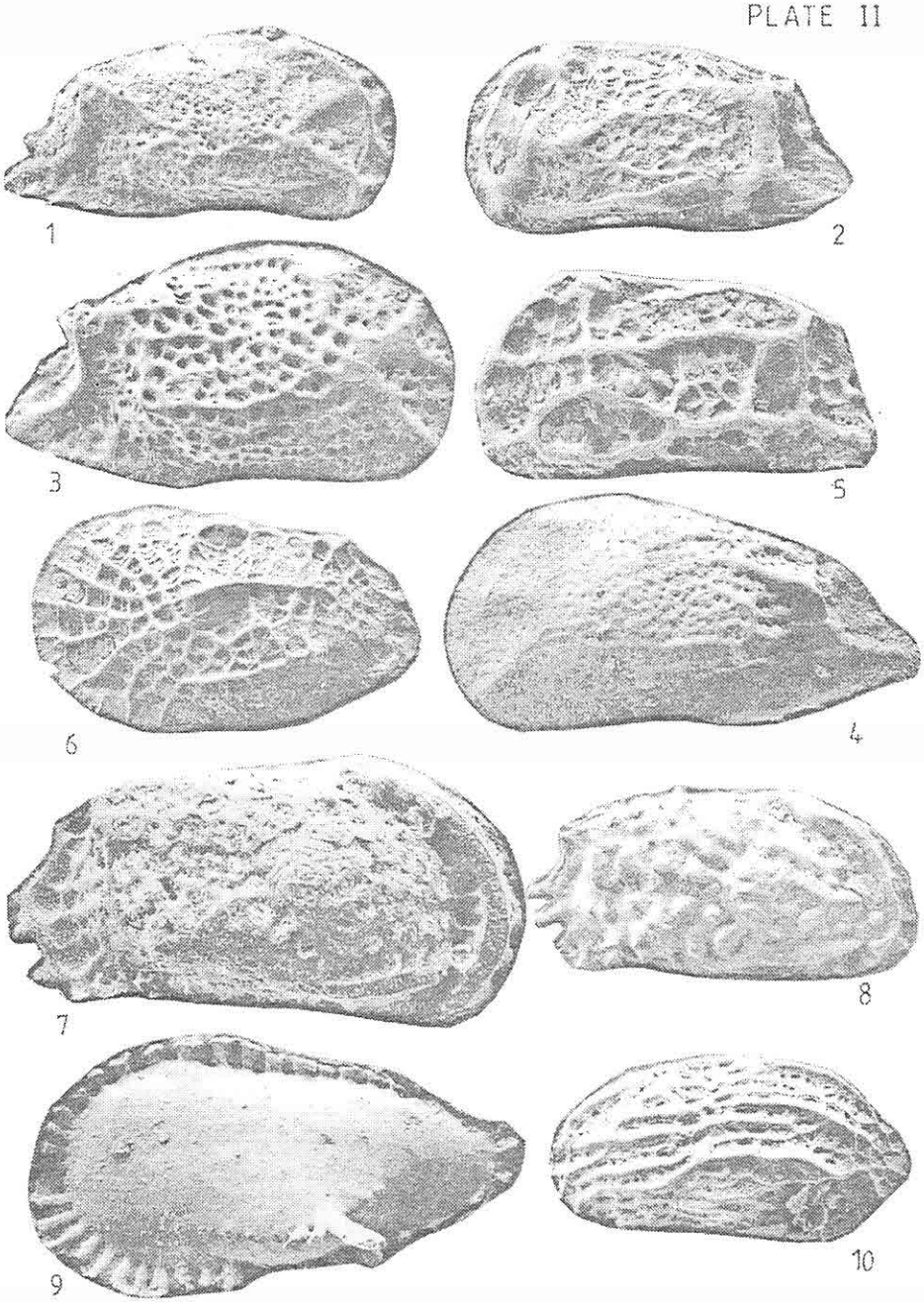
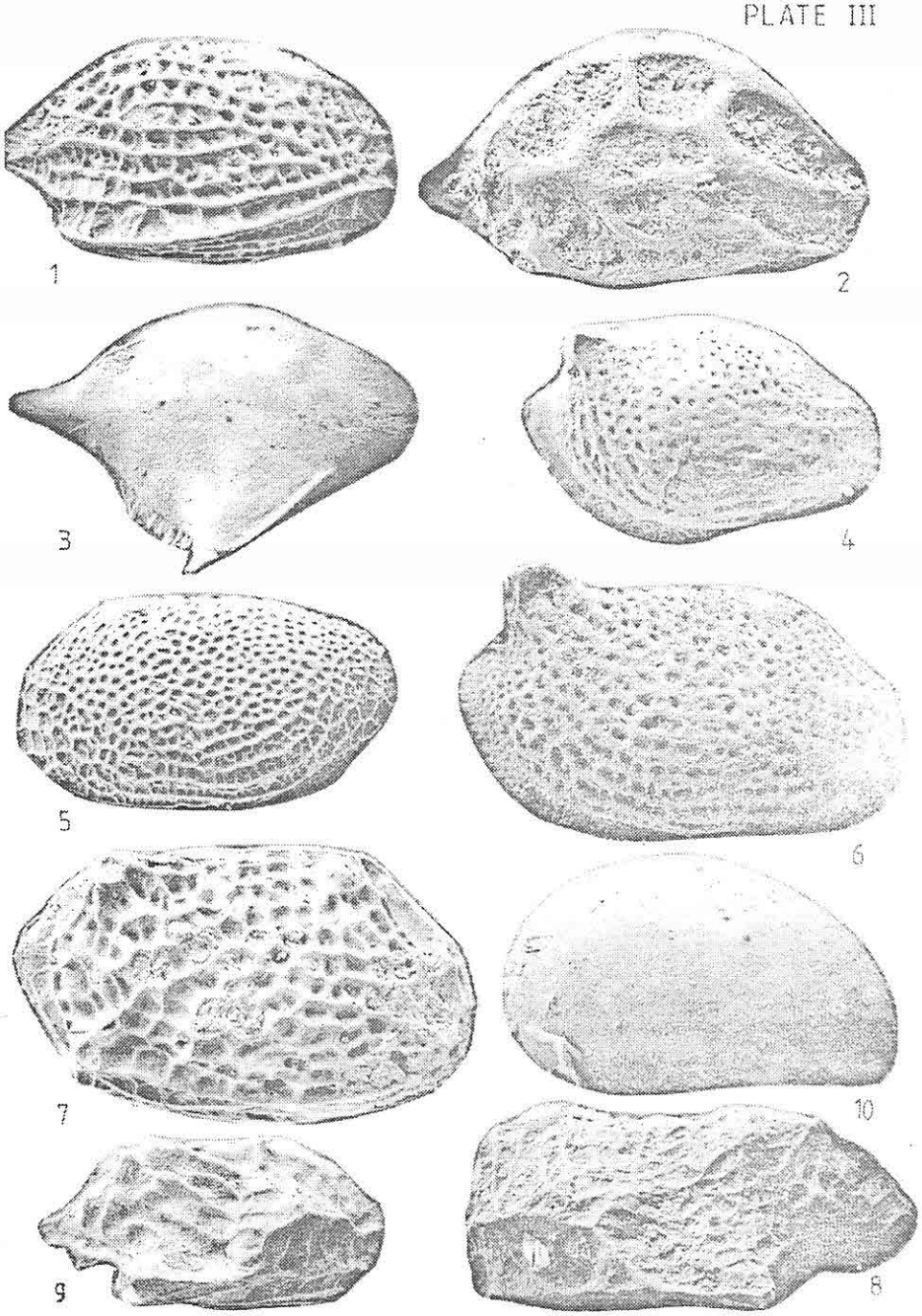


PLATE III

Figure 1. **Cytherura cresera** Bold
Right valve, X 191
Figure 2. **Hemicytherura cranekeyensis** Puri
Right valve, X 253
Figure 3. **Cytheropteron (Lobocytheropteron) palton** Bold
Right valve, X 192
Figure 4. **Loxoconcha matagordensis** Swain
Right valve, X 128
Figure 5. **Loxoconcha reticularis** Edwards
Left valve, X 204
Figure 6. **Loxoconcha postdorsoalata** Puri
Right valve, X 192
Figure 7. **Loxoconcha (Loxocorniculum) fischeri** (Brady)
Right valve, X193
Figure 8. **Paracytheridea altila** Edwards
Left valve, X 193
Figure 9. **Paracytheridea rugosa** Edwards
Right valve, X 129
Figure 10.**Xestoleberis punctata** Tressler
Right valve, X 192

PLATE III



YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1993 SAYI 22 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

FİGANİ (MECİTÖZÜ-ÇORUM) BENTONİTİNİN MİNERALOJİK-KİMYASAL ÖZELLİKLERİ VE OLUŞUMU

Fazlı ÇOBAN
İTÜ, Maden Fakültesi Jeoloji Bölümü, İstanbul / Türkiye

ÖZET : *Figani (Mecitözü-Çorum) köyü bentonitinin mineralojik, kimyasal özellikleri; X-ışınları toz difraksiyonu, diferansiyel termik analiz, infrared spektrometre, taramalı elektron mikroskobu ve kimyasal analizler ile incelenmiştir. X ışınları analizinde kil boyutu bileşen olarak montmorillonit (dioktaedral smektit), az oranda düzensiz karışık tabakalı illit smektit ve kaolinit saptanmıştır. Feldspat, mika, kalsit, metamorfik ve volkanik kayaç parçaları, kuvars ve jips bentonitteki başlıca safsızlıklardır. Montmorillonitler subhedral lamella şeklinde bir morfolojiye sahip ve demirce zengin bileşimdedir. Saha gözlemleri, petrografik, mineralojik ve kimyasal incelemelere göre bentonit oluşumu sedimanter kökenlidir.*

MINERALOGICAL-CHEMICAL CHARACTERISTICS AND ORIGIN OF THE FİGANİ (MECİTÖZÜ-ÇORUM) BENTONITE

ABSTRACT : *Mineralogical-chemical characteristics of the Figani (Mecitözü-Çorum) village bentonite were examined by using; X-ray powder diffraction, differential thermal analysis, infrared spectrophotometric analysis, scanning electron microscopy and chemical analysis. Montmorillonite (dioctahedral smectite) and minor amounts of mixed layered illite-smectite, kaolinite were determined during the X-ray powder diffraction analysis of clay size. Non-clay fraction are mainly feldspars, micas, calcite quartz, metamorphic-volcanic rock fragments and gypsum. Dioctahedral smectites (montmorillonite) are composed of iron-rich smectite which has a "subhedral lamella" morphology. According to the field observations, petrographic, mineralogical and chemical data bentonites have a sedimentary origin.*

1. GİRİŞ

Figani köyü bentonit oluşumları, Orta Anadolu'da Mecitözü (Çorum) ilçesinin yaklaşık 50 km. kuzeydoğusunda bulunmaktadır. Bölgedeki bentonit oluşumlarının değerlendirilmesine yönelik ilk çalışma (Peker, 1976) tarafından yapılmış olup, bentonitlerin mineralojisi ve oluşumu ile ilgili ayrıntılı incelemeler ise (Çoban,1992; Çoban, 1992) tarafından başlatılmıştır. Bu incelemede Figani bentonitinin oluşumu ile ilişkili, petrografik, mineralojik ve morfolojik özellikler ayrıntılı olarak incelenmiştir.

2. ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ

İnceleme alanından toplanan 50 adet bentonit örneği üzerinde X-ışınları toz difraksiyonu (XRD), taramalı elektron mikroskobu (SEM), infrared (IR) spektrometresi, diferansiyel termik analiz (DTA) ve kimyasal analiz incelemeleri yapılmıştır.

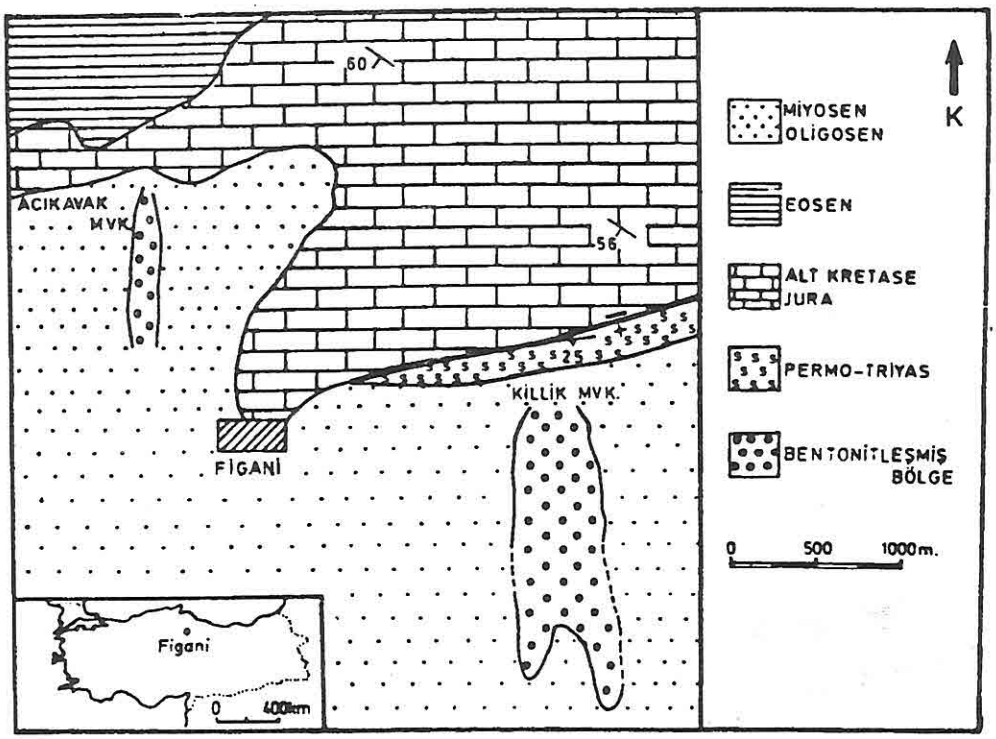
XRD, IR ve DTA incelemeleri kil mineralleri ve diğer kil boyutu minerallerin tayini ve termal karakteristiklerinin saptanması için, SEM incelemeleri; saptanan kil minerallerinin morfolojisi ve diğer mineraller ile ilgisini belirleyebilmek için yapılmıştır. Kimyasal analizler ile de bentonitlerin kimyasal bileşimi ortaya konmuştur.

DTA kayıtları ile IR analizleri TÜBİTAK Marmara Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu (Gebze) laboratuarlarında yapılmıştır. DTA ve TG kayıtları havada kurutulmuş örnekler üzerinde, ısıtma hızı: 10 °C/dakika, kağıt hızı: 10 mm/dakika şartlarında, NETZSCH STA Model 429 cihazı kullanılarak elde edilmiştir. IR analizleri KBr tekniği kullanılarak, Perkin-Elmer 983 cihazı ile gerçekleştirilmiştir. SEM incelemeleri JEOL JSM T330 model elektron mikroskobu ile, örneklerin yüzeyleri ince tabaka altın kaplanarak yapılmıştır. Bentonitlerin kimyasal analizleri ise yaş kimyasal metotlar ile gerçekleştirilmiştir.

XRD analizlerinde kullanılacak örnekler ilk olarak mekanik yolla öğütüldükten sonra, deiyonize su ile yıkanmış ve sedimantasyon yolu ile boyutlandırılarak Stokes kanununa göre ayrılan kil boyu (<2 mμ) taneler santrifüj ile elde edilmiştir (Jackson, 1958). Elde edilen kil fraksiyonundan hazırlanmış olan yönlenmiş örnekler üzerinde; a) Normal, b) Etilen glikollü, c) 550 °C fırınlanmış difraksiyon kayıtları yapılmıştır. Etilen glikollü örnekler desikatör içerisinde etilen glikol üzerinde etüvde 60 °C'de 6 saat, fırınlanmış örnekler ise 550 °C'de en az 2 saat bekletilerek kayda hazırlanmış ve XRD kayıtları Ni filtreli, CuKα radyasyonu kullanılarak, 40Kv, 20mA'de, kağıt hızı:2cm./dak., gonyometre hızı:2°/dak. koşullarında MTA Enstitüsü Maden Analizleri Teknoloji Dairesi Laboratuarlarında yapılmıştır.

3. JEOLOJİ

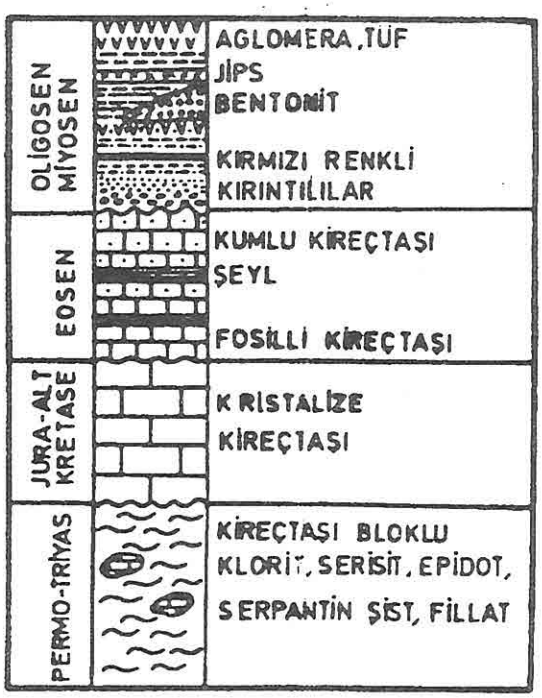
Yaklaşık 30 km^2'lik bir alanı kaplayan inceleme bölgesinde; Permo-Triyas yaşlı metamorfikler, Jura-Alt Kretase yaşlı karbonatlar, Eosen yaşlı kireçtaşları ve Oligo - Miyosen yaşlı volkanik katkılı kırıntılı kayaçlar bulunmaktadır (Şekil 2).



Şekil 1. İnceleme alanının jeoloji haritası.

Haritalanabilir boyutta kireçtaşı blokları içeren metamorfikler "Karakaya Birliği" (Tüysüz ve Dellaloğlu, 1992) ve "Karakaya Karmaşığı" (Seymen, 1991) olarak tanımlanan birimlerin alt seviyelerine karşılık gelmektedir. Figani köyü doğusunda metamorfikler ile tektonik dokanaklı kalın tabakalı kristalize kireçtaşları Jura-Alt Kretase yaşlıdır (Tüysüz ve Dellaloğlu, 1992) (Şekil 1). Harita alanının kuzeybatısında tipik mostraları görülen bol nummulit fosilli, şeyl arakatkılı kumlu kireçtaşları Eosen yaşlıdır. Birim, (Tüysüz ve Dellaloğlu, 1992) tarafından tanımlanan "İskilip Birliği"nin üst seviyeleri ile (Birgili ve diğ., 1975) tarafından tanımlanan "Kocaçay Formasyonu"nun kireçtaşı düzeylerini karşılar.

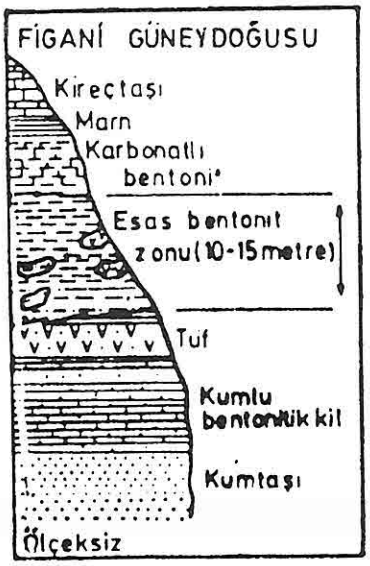
Bentonit oluşumları kapsayan Oligosen-Miyosen yaşlı litolojik topluluk, volkanik katkılı jipsli kırmızı renkli kırıntılılar (konglomera, kumtaşı, silttaşı, şeyl), tüf, marn ve üst kesimlerinde karasal volkanik bir istiften (aglomera, tüf, tüfit ile andezit lavları) oluşur. İnceleme alanında geniş bir alanda mostra veren ve Figani köyü güney-güneydoğusunda kırıntılılar (ince kumtaşı - silttaşı), marn ve ince tüf bantları ile temsil edilen Oligosen



Şekil 2. İnceleme bölgesinin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti.

-Miyosen istif kuzeybatıda volkanik kayaçlar (özellikle aglomera) ile karekteristiktir. Çeşitli düzeylerde görülen jipsler, küçük beyaz renkli ve düzensiz dağılımlıdır. Birim, Çankırı-Çorum bölgesinde (Birgili ve diğ., 1975) ile (Hakyemez ve diğ., 1986) tarafından tanımlanan "İncik Formasyonu"na karşılık gelir.

Bölgedeki bentonitler stratigrafik olarak Oligo-Miyosen yaşlı serinin orta kesimlerinde olmak üzere, başlıca iki kesimde gözlenir (Şekil 1). İki bentonit oluşumuda yaklaşık kuzey-güney yönlüdür. Ortalama 500 ile 1000 metre uzunluğunda izlenebilen bentonitik bölgelerde 10-15 metre kalınlığa sahip olan bentonitler volkanik, metamorfik kayaç parçaları kapsar (Şekil 3). Kayaç parçaları yuvarlak, az köşeli şekilli olup, çoğunlukla andezit, bazalt ve serpantin şist karakterlidir. Figani köyü güneydoğusundaki mostralarında kumlu seviyelerle başlayan bentonitler seyrek tüf arakatkıları içerir. Esas bentonit zonunda değişik boyutlarda (1 cm. - 15 cm.) volkanik (andezit) ve metamorfik (serpantin şist) kayaç parçaları vardır. Mostra örneğinde beyazımsı gri-açık mavimsi ve yer yer de kahverenkli olan bentonitler üst kesimlerinde karbonatlı özellik gösterir. Kuzeybatıda Acıkavak mevkiindeki örneklerinde de benzer özellikler gösteren bentonitler bazen çok ince jips seviyesi kapsar.



Şekil 3. Figani Bentonitinin şematik kesiti (Figani köyü güneydoğusu-Killik mevkii).

4. PETROGRAFİ

Optik mikroskop ile yapılan incelemelerde özellikle bentonitlerin içinde bulunan volkanik, metamorfik kayaç parçalarının özellikleri ve bentonitin türediği kayaçların bileşimi ortaya konmaya çalışılmıştır.

Bentonitlerin içinde bulunan volkanik kayaç parçalarının büyük çoğunluğu andezit bileşimlidir. Figani köyü güneydoğusundaki bentonit seviyeleri içinde ise yer yer bazalt bileşimli kayaç parçaları da görülmektedir. 1 cm. ile 20 cm. arasında değişen büyüklüklerde olan bu kayaç parçaları çoğunlukla az köşeli, yuvarlak şekillidir.

Feldspat (Oligoklas-Andezin), Mika (Biyotit), Kayaç parçası ve çok az Hornblend ile Kuvarstan oluşan fenokristaller ile killeşmiş ve kısmen de opaklaşmış bir hamurdan meydana gelen andezitler yer yer tüf özelliği gösterir. Koyu kahverenkli-siyahımsı olan bazalt parçaları da yuvarlak şekillidir. Bazalt ince kesitlerinde camsal bir hamur içinde seyrek feldspat fenokristalleri saptanmıştır. Metamorfik kayaç parçalarının büyük çoğunluğu yuvarlak şekilli serpantin şist, klorit-serisit-epidot şistlerden meydana gelmiştir.

Kumlu-karbonatlı, killeşme oranı yüksek olan yerlerden derlenen örneklerin mikroskop incelemesinde bileşimlerinin farklı olduğu görülmüştür. Kumlu örneklerde kısmen opaklaşmış biyotit, killeşmiş kayaç kırıntıları, kuvars, çok az feldspat ve şist kırıntıları bentonitteki iri bileşenleri oluşturmaktadır. Karbonatlı örneklerde ise esas bileşen karbonat (Kalsit) ve Jips kırıntıları ile bitki parçaları ve fosil kırıntıları şeklinde

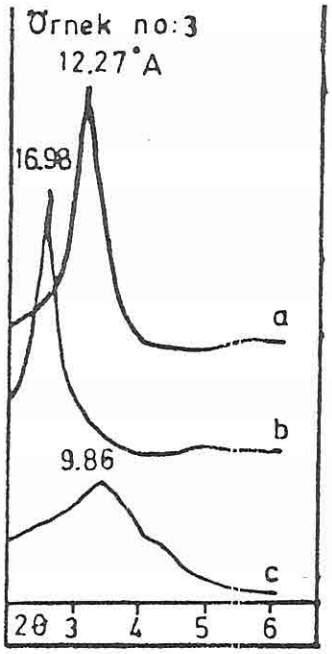
saptanmıştır. İri bileşenlerin tümü yuvarlak tane şekilli olup, bazı tanelerde bükülme, kırıklanma görülmektedir.

5. MİNERALOJİ

5.1 XRD İncelemeleri

X ışınları Toz Difraksiyonu incelemesinde bentonitlerin bileşiminde kil boyutu bileşen olarak, montmorillonit (dioktaedral smektit) saptanmıştır. Bazı örneklerde ise çok az oranlarda düzensiz karışık katmanlı illit-smektit ve kaolinit bulunmaktadır. Kil boyutu bileşenlerin dışında başlıca; feldspat, kalsit, kuvars, mika ve jips gibi mineraller farklı örneklerde çok değişik oranlarda gözlenir.

Kil boyutu bileşenin esas minerali montmorillonit'dir. Bu mineral normal difraksiyon kayıtlarında 12.27 °A'daki (001) yansıması ile belirlenmiştir. (001) yüzeyine ait yansıma etilen glikollü kayıtlarda 16.98 °A değerine, 550 °C ısıtma sonucunda ise 9,86 °A değerine ulaşmaktadır (Şekil 4). Etilen glikollü XRD kayıtlarında montmorillonit mineralinin bazal aralığı 16.9 °A ile 17.1 °A arasında değişen değerler olarak verilmektedir (Douglas ve Wilson, 1984). İncelenen Figani bentonitindeki montmorillonit mineralinin etilen glikollü kayıtları verilen bu değerler ile çakışır durumdadır.



Şekil 4. Figani bentonitinin kil boyutunun XRD patern'i.
a) Normal, b) Etilen glikollü, c) 550 °C fırınlanmış.

Diğer taraftan; Na-Smektit'e ait (001) yansıması için; normal, etilen glikollü ve 500-600 °C fırınlanmış XRD kayıtlarında d(°A) değerleri sırasıyla; 12.5 °A, 17 °A ve 10 °A olarak verilmektedir (Brown ve Brindley, 1984). Figani bentonitindeki esas kil boyu bileşen olan montnorillonit'in 550 °C fırınlanmış difraktogramları dikkate alındığında, 10 °A değerine oldukça yakın değerler olduğu görülmektedir. Montmorillonit çoğu örneklerde tek başına bir mineral fazını oluşturduğu gibi bazen de düzensiz karışık katmanlı illit-smektit (I/S) ile birlikte görülmektedir. Çok az örnekte görülen kaolinit, bentonit oluşumundaki diyajenetik süreçler sonucunda oluşmuş olmalıdır. Mineral toplulukları Tablo 1'de verilmiştir.

Tablo 1. Figani bentoniti mineral toplulukları.

1- Montmorillonit
2- Montmorillonit ± İllit - Smektit + Feldspat + Kuvars ± Jips
3- Montmorillonit + Feldspat + Kalsit + Kaolinit

5.2 Taramalı Elektron Mikroskop (SEM) İncelemeleri

SEM incelemeleri ile bentoniti oluşturan montmorillonit mineralinin morfolojik yapısı araştırılmıştır. İncelenen örneklerin çoğunda montmorillonit minerali, kenarları düzgün olmayan dalgalı şekilli yapraksal morfolojiye sahiptir. (Güven ve Pease, 1975) (Foto 1).

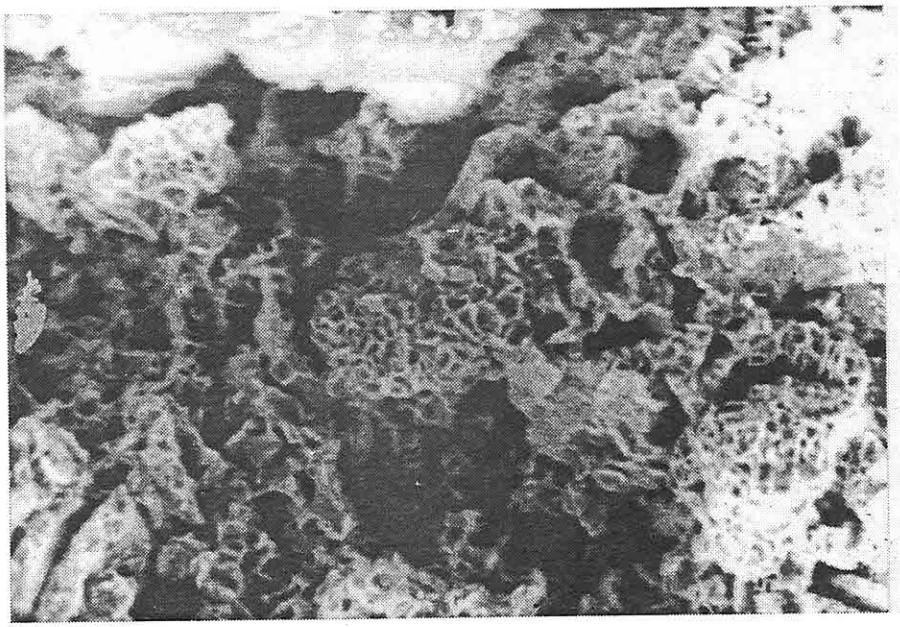


Foto 1. Figani bentonitinin SEM fotoğrafı.

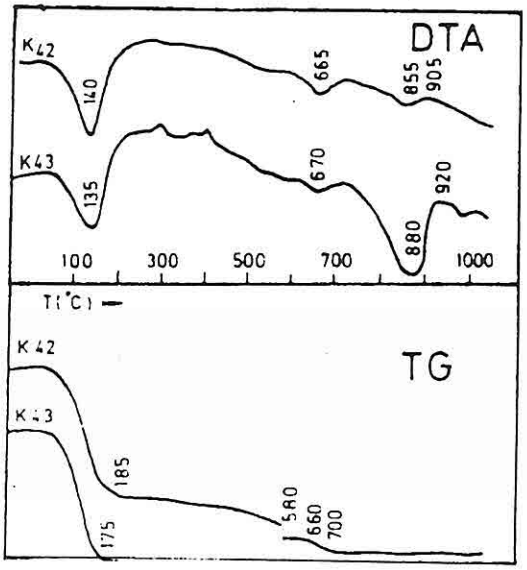
Bazı örneklerde ise bu yapraksal morfoloji Wyoming tipi bentonitlerde görülen rozet şekilli (Rosette-Shaped) morfolojiye sahip agregatlar halinde izlenir (Henning ve Störr, 1986). Volkanik cam malzemesinin görülmediği bentonit örneklerinde mika, kalsit, kuvars fibi mineraller ile olan ilişkisi uzun dokanaklar halinde olan montmorillonit minerali, kat kat büyüme (layer - by - layer) özellikleri göstermektedir (Grim ve Güven, 1978).

6. KİMYASAL ÖZELLİKLER

6.1 DTA İncelemeleri

Figani bentonitinin termal özelliklerini belirlemek için iki adet örnekten elde edilen DTA ve TG eğrileri Şekil 5'te verilmiştir.

DTA eğrilerinde gözlenen ilk endotermik pikler 135 °C ve 140 °C'dedir. Bu pikler, bentonitin esas bileşeni olan montmorillonit mineralinin tabakalararası suyunun çıkışı (dehidrasyon) ile ilgilidir (Grim, 1953). Montmorillonitin kristal kafesindeki (OH^-) iyonunun çıkışı (kristal yapı suyunun kaybı) genel olarak 400 °C ile 700 °C arasında gerçekleşir (Grim, 1962). Bu sıcaklıklar arasındaki endotermik pikler bileşime göre değişik yerlerdedir ve piklerin derin-sivri olması montmorillonit'in demir içeriğinin yüksek olduğunu işaret eder (Grim ve Kulbicki, 1961). İncelenen örneklerde kristal yapı suyu (OH^-) çıkışı, 665 °C ve 670 °C'deki derin endotermik pikler ile belirgin durumdadır ve demirce zengin bir özelliktedir. DTA eğrilerinde 855 °C ve 880 °C'lerde görülen üçüncü endotermik pikler kristal yapı suyunu kaybetmiş olan montmorillonitteki "anhidrit" yapısının meydana geldiğini belirtir (Grim, 1962).



Şekil 5. Figani bentonitine ait DTA ve TG eğrileri.

Anhidrit (susuz) kristal yapı daha yüksek sıcaklıklarda tamamen değişir ve yeni faz oluşumları ortaya çıkar. İncelenen örneklerde yeni faz oluşumlarını belirten ekzotermik piklerin 905 °C ve 920 °C'lerde ortaya çıktığı belirlenmiştir. İncelenen bentonit örneklerine ait DTA verileri toplu olarak Tablo 2'de verilmiştir.

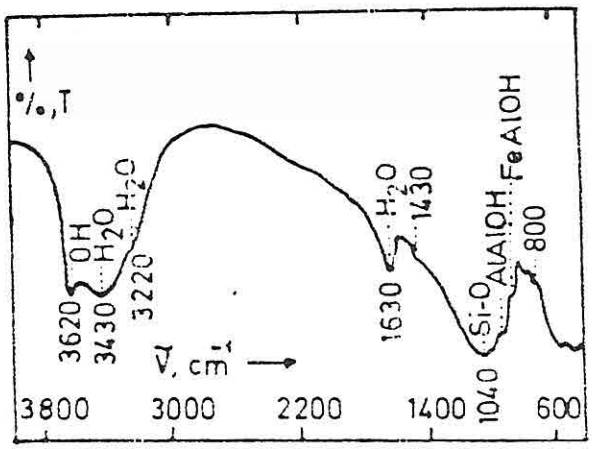
Tablo 2. Figani bentoniti DTA verileri.

	ENDOTERMİK REAKSİYONLAR		EKZOTERMİK REAKSİYON
Örnek No	Dehidrasyon (H_2O)	Dehidroksilasyon (OH^-)	
1	135 °C	665°C 855 °C	905 °C
2	140 °C	670 °C 880 °C	920 °C

Termogravimetri eğrilerinde (TG) ise, 175 °C ve 185 °C civarında montmorillonit'in tabakalararası suyunun çıkışı izlenmekte olup, ilk ağırlık kaybı meydana gelmiştir (Şekil 5). Yaklaşık olarak 600 °C'de yapı suyunun (OH^-) çıkışı ile oluşan ikinci ağırlık kaybı şekillerde açıkça görülmektedir.

6.2 Infrared (IR) Spektrometre Analizi

Figani bentonitindeki montmorillonit ve diğer minerallerin tespiti amacıyla yapılan IR spektroskopi incelemesine ait IR spektrumu Şekil 6'da verilmiştir.



Şekil 6. Figani bentoniti kil boyutunun IR spektrumu.

IR grafiğinde 3620 cm^{-1}, 3430 cm^{-1}, 1630 cm^{-1}, 1430 cm^{-1}, 1040 cm^{-1}, 920 cm^{-1} ve 880 cm^{-1} absorbsiyon bantları görülmektedir (Şekil 6). Bunlardan 3620 cm^{-1} bölgesindeki absorbsiyon bandı, montmorillonit mineralinin OH bağının gerilme titreşiminden, 3430 cm^{-1} ve 1630 cm^{-1} bantları ise montmorillonitteki absorbsiyon suyuna (H_2O) ait H-O-H bağının bükülme titreşiminden kaynaklanmaktadır (Marel ve Beutelspacher, 1976). Montmorillonit mineralindeki Si-O gerilme titreşimini ifade eden absorbsiyon bantları ise 1040 ve 940 cm^{-1} bölgelerinde bulunmaktadır.

Dioktaedral smektitlerde bulunan 920 cm^{-1}, 880 cm^{-1} ve 840 cm^{-1} absorbsiyon bantları sırasıyla AlAlOH, FeAlOH ve AlMgOH'e ait bükülme titreşimlerine aittir (Farmer, 1974; Madejova ve diğ., 1992). Figani bentonitinde bu absorbsiyon bantlarında özellikle AlAlOH ve FeAlOH bantları belirgindir. IR grafiğinde bulunan 1430 cm^{-1} ve 800 cm^{-1} bantları bentonit içindeki safsızlıklar olarak gözlenen kalsit minerali ile kuvars mineraline aittir.

IR incelemesinde Figani bentonitinin esas olarak dioktaedral smektit'ten (Montmorillonit) meydana geldiği, yanında ise kil boyutlu kuvars ve kalsit saptanmıştır.

6.3 Kimyasal Analizler

Bentonit örneklerinin kil boyutu kimyasal analiz sonuçları Tablo 3'te verilmiştir. Kil boyutunun analizi yapılan iki bentonit örneğinde SiO_2 ve Al_2O_3 değerleri, montmorillonit için verilen değerler ile uyum içindedir. % MgO değerleri de normal sınırlar içindedir (Weaver ve Pollard, 1973). Ancak bazı örneklerde bu değerlerden çok farklı değerler elde edilebilmektedir. Örneğin SiO_2 değeri % 67.50 gibi yüksek bir değerde olabilmektedir. Aynı şekilde Al_2O_3 (% 13.20), CaO (% 3.02) ve MgO (% 4.25) gibi değerlerde olabilmektedir (Çoban, 1992). % K_2O ve % Na_2O değerlerinin yüksek oluşu feldspat varlığı ile açıklanabilir. Ayrıca, bentonitteki yüksek K_2O değeri, illit'in varlığına işaret etmektedir. Toplam Fe_2O_3 değerlerindeki yüksek yüzdeler montmorillonitin demir yönünden hayli zengin olduğunu gösterir (Weaver ve Pollard, 1973). 2 numaralı örnekteki SO_3 (% 0.30) bentonitteki jips mineralinin varlığına işaret eder. Aynı şekilde F1 örneğindeki yüksek TiO_2 (% 1.14) değeri rutil veya ilmenit minerallerinin varlığını düşündürmektedir.

İncelenen örneklerin "sabit katyon sayısı" metoduna göre (Grim ve Güven, 1978) yapısal förmülleri aşağıdaki gibi saptanmıştır.

F1-$(Si_{3.57}\,Al_{0.43})\,(Al_{0.99}\,Fe^{+3}_{0.24}\,Mg_{0.29})\,Ca_{0.054}\,Na_{0.33}\,K_{0.079}\,O_{10}\,(OH)_2$
2- $(Si_{3.49}\,Al_{0.51})\,(Al_{0.78}\,Fe^{+3}_{0.33}\,Mg_{0.20})\,Ca_{0.03}\,Na_{0.50}\,K_{0.16}\,O_{10}\,(OH)_2$

Yapısal formüllerden de görüleceği gibi Al'un bir kısmı oktaedral katmanda yeralmaktadır. Oktaedral katmanda bulunan Magnezyum değerlerine göre incelenen bentonitler "Wyoming tip" (Grim ve Kulbicki, 1961) bentonit özelliklerine yakınlık

göstermektedir. Oktaedral katmanda bulunan Fe^{+3} ortalama olarak 0.15-0.19 olarak verilmektedir (Weaver ve Pollard, 1973). Fe^{+3} değeri incelenen örneklerde oldukça yüksektir (0.24-0.33). Bu özellik, Figani bentonitini oluşturan montmorillonit mineralinin demirce zengin olduğunu ifade eder.

Tablo 3. Figani bentoniti kil boyutunun kimyasal analiz verileri.

Örnek	SiO_2	Al_2O_3	$^xFe_2O_3$	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	K.K.	Toplam
F1	57.80	19.36	5.20	3.20	0.82	2.75	1.00	8.85	100.12
2	59.10	18.42	7.50	2.21	0.43	4.32	2.10	5.10	99.48

$^xFe_2O_3$: Toplam demir oksit. Değerler % ağırlık olarak verilmiştir.

Tetraedral Katyonlar		Oktaedral Katyonlar		Değişebilir Katyonlar	
F1-	Si:3.57	F1-	Al:0.99	F1-	Ca:0.054
	Al:0.47		Fe^{+3}:0.24		Na:0.33
Toplam	:1.52		Mg :0.29		K :0.079
2-	Si:3.49	2-	Al :0.78	2-	Ca :0.03
	Al:0.51		Fe^{+3}:0.33		Na:0.50
Toplam	:1.31		Mg :0.20		K :0.16

7. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Bentonit, camsı magmatik malzemenin (volkanik cam, kül, tüf) yerinde, döterik veya hidrotermal etkilerle kimyasal olarak ayrışması, ayrışan malzemenin yeniden kristallenmesi ile oluşur ve smektit grubu kil mineralleri kapsar (Grim ve Güven, 1978). Bu oluşum mekanizmalarından farklı olarak Dünyada ve Türkiye'de de bentonitin sedimanter olarak oluştuğu bilinmektedir (Grim ve Güven, 1978; Türkiye Bentonit Envanteri, 1982). Sedimanter süreçlere bağlı olarak oluşan bentonitlerin oluşumuna ilişkin ayrıntılı çalışmalar oldukça azdır (Siddiquie ve Bohl, 1965; Türkmenoğlu ve diğ., 1987). Ankara-Çankırı bölgesindeki sedimanter bentonit oluşumları Türkmenoğlu ve diğ. (1987) tarafından incelenmiştir.

Figani bölgesindeki bentonit oluşumları üzerinde ilk kez ayrıntılı olarrak yapılan bu çalışmada elde edilen veriler bentonit oluşumunun sedimanter kökenli olduğunu işaret etmektedir. Bölgede, Oligosen-Miyosen yaşlı birim içinde bulunan bentonitler esas olarak Dioktaedral Smektit'ten (Montmorillonit) meydana gelmiştir. Bentonit oluşumlarının üst kesimlerine geçişlerde seyrek olarak saptanan düzensiz karışık katmanlı İllit-Smektit ve Kaolinit mineralleri diyajenetik süreçler ile oluşmuş olmalıdır. Kimyasal incelemeler Montmorillonit'in demir yönünden hayli zengin olduğunu göstermektedir. Montmorillonit

bileşimindeki bu yüksek demir bölgede varolan ve bentonit oluşumunu doğrudan etkileyen volkanik ve yüksek demir içerikli metamorfik kayaçlardan (Taner, 1977) ileri gelmektedir.

Bentonit bileşiminde gözlenen; Feldspat, Mika, Kalsit, Kuvars ve Jips gibi başlıca safsızlıklar, fosil ve bitki kırıntıları ile andezit ve serpantin şist bileşimli kayaç parçalarının varlığı sedimanter özellikleri yansıtmaktadır. Kayaç parçalarının yuvarlak-az köşeli şekilli olması, bu malzemenin bentonit içine taşınarak geldiğini göstermektedir. Ayrıca; volkanik malzemenin ayrışmasını belirten herhangibir dokusal özelliğin (relikt cam, vb.) saptanamaması, sedimanter süreçleri belirtmektedir.

Bentoniti oluşturan montmorillonit'in oktaedral katmanındaki Magnezyum değerlerine göre değerlendirildiğinde "Wyoming tip" bentonit (Grim ve Kulbicki, 1951) özellikleri gösteren Figani bentonitinin oluştuğu ortam, hernekadar demir fazlalığı olsa da, magnezyum yönünden zengin olan montmorillonit'in oluştuğu alkali ortam karakterindedir. Ortamdaki jips bu özelliği destekler niteliktedir. Bentonit analizlerinde sodyum değerlerinin yüksek oluşu (% 2.75-4.32) benotnitleşmeye katılan malzemenin sodyum yönünden zengin olduğunun bir göstergesidir. Ancak, bunun bölgedeki volkanik kayaçlar üzerinde yapılacak jeokimyasal verilerle desteklenmesi gerekir.

Figani bölgesindeki bentonitler, Permo-Triyas yaşlı metamorfik kayaçlar ile Oligo-Miyosen öncesi (Birgili ve diğ., 1975) ve Oligo-Miyosen yaşlı kayaçlardan (Hakyemez ve diğ., 1986) ayrışan malzemenin kırmızı renkli kırıntılı kayaçların hakim olduğu bir ortamda çökelerek bu ortamda bentonitleşmesi ile oluşmuştur. Figani köyü doğusunda; metamorfikler ile kireçtaşları arasındaki fay hattından gelen hidrotermal solüsyonlar çökelen malzemenin bentonitleşmesinde etkin rol oynamıştır. Sedimanter süreçler ile oluşan Figani bentoniti daha sonra diyajenez etkisinde kalmıştır.

TEŞEKKÜR

Bu çalışma sırasında XRD çekimlerinin yapılmasını sağlayan Dr.A.Çevikbaş'a, IR ve DTA incelemeleri için yardımlarda bulunan Jeo.Yük.Müh.G.Gürdal'a, arazi çalışmalarına katkıda bulunan C.Semiz'e teşekkür ederim.

KAYNAKLAR

Peker,M., 1976. Çorum İli Dahilindeki Bentonit Yatakları Hakkında Rapor. MTA Rapor No : A-5567 (Yayınlanmamış).

Çoban,F., 1992. Figani (Mecitözü-Çorum) Bentonitinin Jeolojik Özellikleri ve Mineralojik İncelemesi. Akdeniz Üniv. 7.Isparta Mühendislik Haftası. Özetler Kitabı, Sayfa 14.

Çoban,F., 1992. Geology, Petrography and Clay Mineralogy Studies of Some Turkish Bentonites. Mediterranean Clay Meeting, Lipari-Italy, M.C.M. 92, Abstracts: 37-38.

Jackson,M.L., 1958. Soil Chemical Analysis. Prentice Hall, New Jersey, USA, 498 s.

Tüysüz,O.,Dellaloğlu,A.A., 1992. Çankırı Havzasının Tektonik Birlikleri ve Jeolojik Evrimi. Türkiye 9.Petrol Kongresi Bildiriler Kitabı, Sayfa 333-349, Ankara.

Seymen,İ., 1991. Mecitözü (Çorum) Dolayında Tokat Masifinin Jeolojisi. A.Acar Jeoloji Sempozyumu Bildiriler Kitabı, Sayfa 153-162, Adana.

Birgili,Ş., Yoldaş,R., Ünalan,G., 1975. Çankırı-Çorum Havzasının Jeolojisi ve Petrol Olanakları: MTA Enstitüsü Raporu, No : 5621 (Yayınlanmamış).

Hakyemez,Y., Barkut,M.Y., Bilginer,E., Pehlivan,Ş., Can,B., Dağer,Z., Sözeri,B., 1986. Yapraklı-Ilgaz-Çankırı-Çandır Dolayının Jeolojisi. MTA Enstitüsü Raporu No:7966 (Yayınlanmamış).

Mac Ewan Douglas,M.C., Wilson,M.J., 1984. Interlayer and Intercalation Complexes of Clay Minerals, Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification, G.W. Brindley and G.Brown (Ed.). Mineralogical Society, London, 197-242.

Brown,G., Brindley,G.W., 1984. X-ray Diffraction Procedures for Clay Minerals Identification, Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification, G.W.Brindley and G.Brown (Ed.). Mineralogical Society, London, 305-356.

Güven,N., Pease,R.W., 1975. Electron-Optical Investigations of Montmorillonites, II. Clays and Clay Minerals. 23, 182-191.

Henning,K.H., Störr,H., 1986. Electron Micrographs (TEM, SEM) of Clays and Clay Minerals. Akademia-Verlag, Berlin, 350 s.

Grim,R.E., Güven,N., 1978. Bentonites: Geology, Mineralogy, Properties and Uses. Developments in Sedimentology, 24, Elsevier Publsh. Amsterdam, 256 s.

Grim,R.E., 1953. Clay Mineralogy, Mc Graw Hill, NewYork.

Grim,R.E., 1962. Applied Clay Mineralogy. Mc Graw Hill, NewYork.

Grim,R.E., Kulbicki,G., 1961. Montmorillonite: High Temperature Reactions and Classification. The American Mineralogist, 46, 1329-1369.

Van der Marel,H.W., Beutelspacher,H., 1976. Atlas of IR Spectroscopy of Clay Minerals and Their Admixtures. Elsev. Amsterdam.

Farmer,V.C., 1974. Layer Silicates. In: Farmer v.c. (ed.): Infrared Spectra of Minerals. Mineral. Soc., 331-363, London.

Madejova,P., Komadel,P., Cicel,B., 1992. Infrared Spectra of Some Czeck and Slovak Smectites and Their Correlation with Structural Formulas. Geologica Carpathica Clays, Series: 1, No: 1, 9-12, Bratislava.

Weaver,E.C., Pollard,D.L., 1973. The Chemistry of Clay Minerals, Developments in Sedimentology, 24, Elsevier, Amsterdam, 213 s.

Türkiye Bentonit Envanteri, 1982. MTA Yayını, No: 184.

Siddiquie,N.N., Bahl,D.P., 1965. Geology of the Bentonite Deposits of the Barmer

District, Rajasthan Mem. Geol. Surv., India. 96, 1-96.

Türkmenoğlu,A.G., Aker,S., Göğüş,G., Turan,C., 1987. Ankara-Çankırı Bölgesi Bentonitlerinin Mineralojisi, Petrografisi ve Oluşumu. III.Ulusal Kil Sempozyumu Bildiriler Kitabı, Sayfa 101-112, Ankara.

Taner,A., 1977. Mecitözü Çevresinin Yeşil Şistlerinde Petrokimyasal Bir Araştırma. Ankara Üniversitesi Fen. Fak., 58 Sayfa.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1993 SAYI 22 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

SPONTANEOUS COMBUSTION TENDENCY OF TURKISH LIGNITES

Saim SARAÇ
Anadolu Üniversitesi, Maden Mühendisliği Bölümü, Eskişehir / Türkiye

ABSTRACT : *In this study, a series of laboratory experiments were performed on the coal samples taken from Çayırhan, Tunçbilek and Soma underground mines which are major lignite producing areas in Turkey. The liability to spontaneous combustion of these lignite seams was investigated. 15 coal samples taken from different seam parts of mentioned mines were prepared for experiments, proximate analyses were carried out and the ignitability technique amongst various laboratory methods were applied on these samples. Liability Index was calculated using Crossing Point and Heating Rate data experimentally determined for each sample. It was found that, most of samples take place in the high but somes in the medium risk group. It was concluded that Turkish lignites were liable to spontaneous heating.*

TÜRK LİNYİTLERİNİN KENDİLİĞİNDEN YANMAYA YATKINLIĞI

ÖZET : *Bu çalışmada, Türkiye' nin ana linyit üretim bölgeleri olan Çayırhan, Tunçbilek ve Soma yeraltı ocaklarından alınan kömür numuneleri üzerinde laboratuvar deneyleri yapılarak, bu damarların kendiliğinden kızışmaya yatkınlıkları araştırılmıştır. Anılan ocakların farklı damar kesimlerinden alınan 15 kömür numunesi deneylere hazırlanmış ve kimyasal analizleri yapılmıştır. Önerilen laboratuvar yöntemlerinden biri olan Tutuşabilirlik Tekniği bu numuneler üzerinde uygulanmıştır. Her numunenin Kesişim Noktası ve Isınma Hızı değerleri deneyler sonucunda belirlenmiş, bu verilerden Risk İndeksleri hesaplanmıştır. Numunelerin büyük çoğunluğunun yüksek, bazılarının ise orta risk gurubunda yer aldığı saptanmıştır. Türkiye linyitlerinin genel olarak kendiliğinden kızışmaya yatkın olduğu sonucuna varılmıştır.*

1. INTRODUCTION

Spontaneous combustion of coal is one of the major hazards of mining both from safety and economic aspects. When coal oxidises, several fire gases and heat are produced. If this heat is not dispersed by the normal ventilation air, a rise occurs in the temperature of environment. The accumulation of heat accelerates the reaction.

Certain seams have higher susceptibility to spontaneous heating than others. The liability may differ from seam to seam, even from part to part of the same seam because of a large number of factors influence the process. These factors can be grouped as seam, geological and mining factors. Seam factor consists of parameters like moisture, fixed carbon, volatile matter, ash and sulphur content (Morris and Atkinson, 1988).

In this study, the spontaneous combustion tendency of Turkish lignites was investigated by using the ignitability method and their risk indices were evaluated.

2. LIABILITY INDEX

Many laboratory methods have been proposed to evaluate the liability to spontaneous combustion of coal by several researchers. Amongst these methods, the ignitability method which based on crossing point temperature is simple and has good repeatability (Kim, 1977).

In this method, the crossing point temperature and the average heating rate of coal is determined by laboratory experiments. When a coal sample is heated in an oven, the temperature of coal increases more rapidly than that of oven due to additional effect of spontaneous ignition. After a period, the temperature of sample reaches to the temperature of oven and passes it. This point is termed as the crossing point. Also, the heating rate between 110°C and 220°C is taken as the average heating rate (Feng, 1985). Following of the determination of these two parameters by experiments, the Liability Index (LI) is calculated by,

$$LI = \frac{\text{Average Heating Rate}}{\text{Crossing Point Temperature}} \times 1000$$

The following classification have been proposed to indicate the spontaneous combustion of coal (Feng et al, 1973).

LI	Tendency to Heating
0-5	Low
5-10	Medium
>10	High

3. EXPERIMENTAL STUDIES

In many Turkish underground lignite mines, the major safety problem is spontaneous combustion of coal. As a consequence of self-heating, a considerable amount of reserves

and equipment are being lost. Investigation of the spontaneous combustion tendency of these seams is one of the main steps of overcoming this problem. For this purpose, 15 representative coal samples were taken from different seams in Tunçbilek, Soma and Çayırhan mines which are major underground lignite producers of Turkey. Laboratory experiments were carried out using these samples and their liability index values were evaluted.

Coal samples were ground to under 200 mesh. 100 gram of each were kept for tests and 100 gr of each were used for proximate analysis. Results of the proximate analysis are given in Table 1.

Table 1 : Results of the proximate analysis.

Sample	Mine	Location	Moisture (%)	Ash (%)	Volatile (%)	Fixed C (%)	Total S (%)
1	Soma	Darkale	20.7	34.71	45.84	19.45	4.94
2	Soma	Merkez	17.8	17.95	43.04	39.01	1.99
3	Soma	Eynez	15.6	5.75	47.30	46.95	1.58
4	Çayırhan	Taban ayak	28.3	18.08	46.49	35.43	5.84
5	Çayırhan	Tavan ayak	26.6	23.98	42.46	33.56	7.62
6	Tunçbilek	Tavan kömürü	9.3	29.66	32.86	28.18	1.12
7	Tunçbilek	A-B kili	12.3	15.52	33.58	38.60	1.02
8	Tunçbilek	B-Sarı kil	10.3	16.42	35.60	37.68	0.84
9	Tunçbilek	Sarı-C kili	9.2	26.88	31.79	32.17	1.53
10	Tunçbilek	Taban kömürü	10.3	30.05	30.79	28.87	1.49
11	Ömerler	Tavan kömürü	14.8	18.01	35.74	31.40	1.22
12	Ömerler	A-B kili	15.4	6.01	34.72	41.17	1.24
13	Ömerler	B-Sarı kil	15.5	24.76	28.24	31.50	3.54
14	Ömerler	Sarı-C kili	16.2	16.76	28.36	38.68	4.27
15	Ömerler	Taban kömürü	12.1	32.35	27.77	27.79	1.65

The laboratory equipment used for the tests consisted of a mini compressor, a programmable oven and a recorder. Initially the sample was placed in the oven and 80 ml/min. of air was supplied by the mini compressor. Moisture of the air was removed before it entered the oven. Then, the oven was heated linearly to 240 ^{0}C at a rate of 300C/h.

During the test, the temperature of the oven and the temperature of the sample was measured by means of a thermocouple. These values were plotted on a time-temperature axis. As an example, the curves of Experiment 7 are given in Figure 1. Following the determination of the crossing point temperature and the average heating rate for each

sample, the liability index values were then calculated and evaluated considering the risk classification. Results of the experiments are given in Table 2.

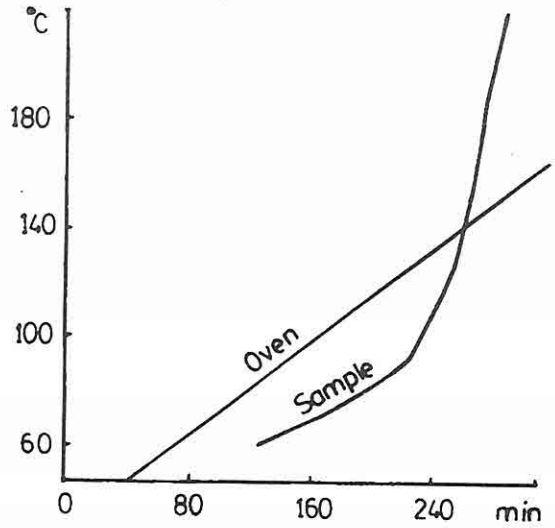


Figure 1 : The Curves for Experiment 7.

Table 2: Results of Experiments.

Sample	Crossing Point (°C)	Heating Rate (°C/min)	Liability Index (LI) (min^{-1})	Risk Group
1	127	1.17	9.2	Medium
2	125	1.22	9.7	Medium
3	110	1.19	10.2	High
4	126	1.11	8.8	Medium
5	125	1.13	9.1	Medium
6	145	1.77	12.2	High
7	138	1.61	11.6	High
8	138	1.66	12.0	High
9	142	1.77	12.4	High
10	145	2.03	14.0	High
11	144	2.20	15.2	High
12	138	3.60	26.0	High
13	140	2.50	17.8	High
14	138	1.18	8.5	Medium
15	146	1.41	9.6	Medium

4. CONCLUSIONS

From the experiments carried out, it was understood that the lignite seams are in high or medium risk group with respect to their spontaneous combustion tendency. The samples tested showed the crossing point values of 110-146^{0}C and the average heating rate values of 1.11-3.6^{0}C/min. The calculated liability indices were found to be in the range of 8.5-26 min^{-1}. Nine samples took place in high risk group and six samples in medium risk group. No large scattering in the liability index values were observed, mainly being in the range of 9-15 min^{-1}.

These results indicate that most of the Turkish lignite seams bear high spontaneous combustion risk. This is also supported by the past experiences faced in these mines. It should however be kept in mind that, only the intrinsic properties of coal were affective on the heating behaviour of the samples in these experiments. Geological and mining factors are the other parameters which control mine fires in underground coal mining. All these factors should be considered together when evaluating fire risk. Impossibility of changing the intrinsic factors of coal and geological conditions increases the importance of mining parameters which under the control of a mining engineer.

In Çayırhan mine, retreating longwall mining is employed, coal losses are very low and the CO concentrations are monitored continuously with short periods. These are effective measures to reduce the risk of spontaneous combustion. Whereas, in the other mines where the samples were taken from, fire risk is high due to thick seam mining, high coal losses and lack of monitoring system.

REFERENCES

Feng,K., Chakravorty,R., Cochrane,T., 1973. Spontaneous Combustion-A Coal Mining Hazard, CIM Bulletin, October, 738, pp. 75-84.

Feng,K., 1985. Spontaneous Combustion of Canadian Coals, CIM Bulletin, May, 877, pp. 71-75.

Kim,A.G., 1977. Laboratory Studies on Spontaneous Heatings of Coal, US Bureau of Mines, IC 8756.

Morris,R., Atkinson,T., 1988. Seam Factor and Spontaneous Heating of Coal, Mining Sci., and Tech., 7, pp. 149-159.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1993 SAYI 22 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

TOROSLARDA TEKNELİ (ÇAMARDI-NİĞDE) YÖRESİNİN TEKTONİĞİ VE Pb-Zn MİNERALİZASYONU

Recep H. EREN, Bektaş UZ, Işık ÖZPEKER
İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Ayazağa-İstanbul / Türkiye
İhsan SEYMEN
S.Ü. Müh. Mim. Fakültesi, Konya / Türkiye

ÖZET : *Araştırma alanı, Doğu Torosların "Siyah Aladağ Napı" içinde yer almaktadır. Üst Permiyen yaşlı Zindandere formasyonuna ait değişik mikrofasiyeste karbonatlar ve bu karbonatlarla ender arakatkılar şeklinde ince kuvarsarenitler en yaşlı oluşuklardır. Bunları açısal uyumsuzlukla örten Jura yaşlı Çobankaya formasyonu, yine değişik mikrofasiyeste karbonat kayaçlardan meydana gelmiştir. Geniş alanlar kaplayan moloz yığışımları ile karst dolguları sahanın genç fomasyonlarıdır. Pb ve Zn cevherleşmesinin Üst Permiyen ve Jura yaşlı formasyonlarda aynı oranda olmasa da birlikte gözlenmesi; oluşumun stratigrafi kontrollu olmadığını göstermektedir. Arazi gözlemleri, eski (tarihsel) üretim çukurlarının kesişen kırık zonlarının arakesitlerine ve daha sık olarak da Tekneli Antiklinoryumunun kanat ve apeksindeki küçük antiklinallerin bükülme (eksen) bölgelerine rastladığını göstermiştir. Çobankaya formasyonu içindeki Pb-Zn zuhurları çoğunlukla kırık zonlarıyla Zindandere formasyonu içindekiler ise, kırık zonlarının, yanısıra küçük antiklinal eksen düzlemleriyle ilişkilidirler.*

TECTONICS AND Pb-Zn MINERALIZATION OF TEKNELİ AREA IN TAURIDES

ABSTRACT : *The area of investigation is situated in the Black Aladağ Nappe of the Eastern Taurus chain. The sedimentary column of the area starts with Zindandere Formation of the Upper Permian age. This unit is principally composed of carbonates displaying various microfacies. Place to place, a few thin quartz arenitic intercalations are observed in these carbonates. This unit unconformably overlained by another carbonate sequence (Çobankaya Fm.) of Jurassic age. It also displays different limestone microfacies. The youngest units of the stratigraphical column of the area are the karstic fillings and the slope-debris deposits which cover extensive areas.*

The Pb-Zn mineralization with varying degree is observed in both Upper Permian and Jurassic lithologies. This situation implies that the mineralization is not controlled stratigraphically. In other words, the mineralization is not confined to some sedimentary harizons. The field observations have showed that the historical mines are situated at the intersection lines of the joints or, more often, are situated in the hinge zones of the minor folds found at the limbs and apex of the Tekneli Anticlinorium. The Pb-Zn occurences seen in the Çobankaya Formation are largely related to the joint planes and the ones, seen in the Zindandere Formation, are related to the axial zones of the minor anticlines besides the joint planes.

1. GİRİŞ

İnceleme alanı, Çamardı (Niğde) ilçesinin kuzeydoğusunda bulunur (Şekil 1). Diğer yandan Toroslar'ın Siyah Aladağ Napı (Blumenthal, 1952; Tekeli, 1980; Tekeli, 1981; Ayhan ve Lengeranli, 1986) içinde yer almaktadır (Şekil 2). Bu alan, Tekneli Pınarı ve Yaylasının kuzeyinde; doğuda Çobangediği ile batıda Karagüney mevkii arasında ve Alagöl Dağı (3333 m) yükseltisinin kuzeybatı yamaçlarında bulunur. Ecemiş fay zonuna 4 km uzaklıktadır. Doğu-güneydoğudaki Alagöl Dağı (3333 m) ile kuzeydeki Çobankayası Tepe (3085 m) inceleme alanının dışında yer alan önemli yükseltilerdir. Çalışılan kesimin en düşük kodu 2940 m ile Karagüney mevkii ve en yüksek kodu 3250 m ile Alagöl Dağı etekleridir.

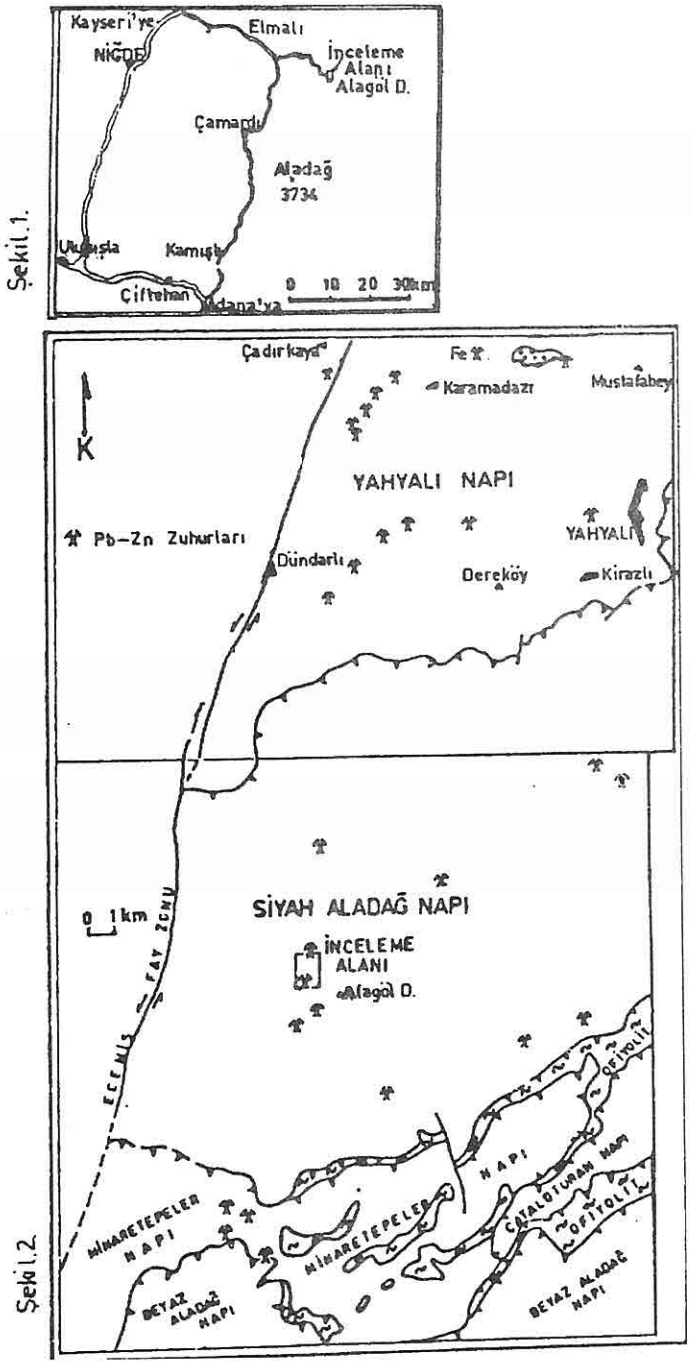
Blumenthal (1952) tarafından 1940 - 1950 yılları arasında yapılan araştırmalar, Toroslar'ın jeolojik özellikleri ile onların naplı yapılarını ortaya koyan ilk önemli kaynaktır.

Özgül (1976) Aladağ Birliğinde, Permiyen ve Triyas kayalarıyla kontrol edilen zengin Pb-Zn cevher yakalarının varlığını belirterek; Toros kuşağını birlik kavramıyla tektonostratigrafik birimlere ayırmıştır. Aladağlar kesiminde bu birimlerden Bolkardağı, Aladağ, Bozkır ve Geyikdağı birlikleri bulunmaktadır.

Tekeli (1980)'ye göre, Maestrihtiyen'e ulaşıldığında, Senaniyen havzası kompresyonel bir stres altında sıkışmış ve temelin derinliklerine kadar uzanan tektonik yüzeyler boyunca yatay taşınmaları yansıtan naplı bir yapı kazanmıştır. Bunların da üzerine üst manto parçaları olan Aladağ peridotit napı ve altında yeralan metamorfik dilim yerleşmiştir.

Çalapkulu (1980)'ya göre Horoz granodiyoritinin yaşı, stratigrafik verilerle Kampaniyen hatta Paleosen sonrası Alt Eosen öncesi olarak belirtilmektedir.

Ayhan (1983)'a göre Aladağ yöresi cevherleri Devoniyen-Kretase zaman aralığında istiflenen tüm kayaç birimlerinde yataklanmıştır. Ayhan, birincil sülfidli cevherlerin yerleşimi ile ilgili görüşlerden; Poleosen-Alt Eosen yaşlı granitoidlerinden kaynaklanan cevherli çözeltiler Yahyalı, Siyah Aladağ, Küçüksu, Minaretepeler ile ofiyolitli melanjin kireçtaşı bloklarına yerleşmişler ve ofiyolitli melanj cevherli çözeltilerin üstteki naplı istiflere ulaşmasını engelleyen bir baraj oluşturmuştur, görüşüne katılmaktadır. Orta-Üst



Şekil 1.1.

Şekil 1.2.

Şekil 1.2. Çalışma alanının yer bulduru (1) haritası ile Ayhan ve Lengeranlı (1986)'dan basitleştirilerek alınan tektonometalojeni haritası (2).

Tersiyer'de çok evreli karstlaşmaya uğrayan Aladağ yöresinde, birincil sülfidli cevherler, ya bulundukları yerde, ya da taşınma ile karbonatlı kayaçların kırık sistemlerinde karbonatlı Pb-Zn şeklinde çökelmiştir.

Özgül (1984); Orta Toroslar'da farklı tektonostratigrafik birliklerin (Aladağ, Bolkar dağı) kalınlığı 500 m. yi aşan kırmızı karasal çakıltaşları içermesinin; bölgesel bir dağ oluşumu ve onu izleyen aşınma ve birikme ile açıklanabileceği görüşündedir.

Ayhan ve Lengeranlı (1986); Aladağlar yöresinde Yahyalı, Siyah Aladağ ve Minaretepeler naplarına ilişkin birimleri haritalamış, herbirini kendi içinde formasyon ve üyelere ayırarak; bunların litostratigrafik özelliklerini incelemişlerdir. Siyah Aladağ Napının Üst Devoniyen-Kretase döneminde çökelen birimlerden oluştuğunu, saptamışlardır.

Bu çalışmada bölgedeki maden yatağının özelliklerinin ortaya konulması amaçlanmıştır. Oluşumu kontrol eden koşulları çıkarabilmek için çevrenin 1/1000 ölçeğinde ayrıntılı yüzey jeolojisi ile yeraltı üretim ocaklarının 1/200 ölçeğinde jeolojileri yapılmış ve alınan sık ölçülere dayalı nokta-kontur diyagramları hazırlanarak tektoniği yorumlanmıştır.

2. STRATİGRAFİ

2.1 Bölgesel Tektonostratigrafi ve Metalojeni İlişkileri

İncelemeye konu olan Pb-Zn işletme sahasının içinde bulunduğu ve Blumenthal (1952)'in adlamasıyla Siyah Aladağ Napı, tektonik dokunakla alttan Yahyalı Napı (Ayhan ve Lengeranlı, 1986) üstüne oturmuş ve "ofiyolitli karışık" (Tekeli, 1980; Tekeli, 1981) olarak nitelenen bir okyanusal topluluk (deep-sea sediments and slices of oceanic crust and mantle-rock assemblage, 5) tarafından üzerlenmiştir. Benzer kıta kenarı (continental margin rocks, 5) ve okyanusal topluluk dilimlerinin ekaylanmaları ile bugünkü yerlerine konumlanmış olan Mineratepeler Napı, Çataloturan Napı ve Beyaz Aladağ Napı, kuzeyden güneşe doğru sıralanmış olarak gözlenir (Blumenthal, 1952; Tekeli, 1980; Tekeli, 1981; Ayhan, 1986; Şekil 2).

Yahyalı Napı, olasılı Antekambriyen-Triyas zaman aralığına ilişkin metamorfik düzenli bir istifdir (Ayhan ve Lengeranlı, 1986). Onu tektonik bir örtü şeklinde izleyen Siyah Aladağ Napı, Devoniyen-Kretase zaman aralığında çökelimini gerçekleştirmiş (Ayhan ve Lengeranlı, 1986) kıta kenarı oluşukları ile, onu üzerlemiş olarak gözlenen Mesozoyik yaşlı (Tekeli, 1980; Tekeli, 1981; Ayhan ve Lengeranlı, 1986) ve ofiyolitli okyanusal toplulukdan yapılıdır (Şekil 2). Minaretepeler, Çataloturan ve Beyaz Aladağ Napları da, benzer tektonostratigrafik ilişkiler sunarak, kıta kenarı ve okyanusal toplulukları kapsar (Tekeli, 1980; Tekeli, 1981; Ayhan ve Lengeranlı, 1986). Ancak kıta kenarı topluluklar, Minaretepeler Napı'nda Triyas, Çataloturan Napı'nda Permiyen-Jura ve Beyaz Aladağ Napı'nda da Jura yaşlı formasyonlar ile temsil edilmektedir (Ayhan ve Lengeranlı, 1986).

Torosların naplı yapılarını kazanmaları ve napların günümüzdeki konumlarına yerleşmesi, farklı araştırmacılar tarafından değişik yapısal modellerle açıklanmasına

rağmen, naplaşmaların Lütesiyen sonrası-Erken Miyosen öncesi dönemde sonuçlandığı, konusunda görüş birliğine varılmıştır (Tekeli, 1980; Tekeli, 1981; Özgül, 1971; Özgül, 1976).

Yörenin ve dolayısıyla Doğu Torosların yapısal gelişmesi ile, bu kesimde izlenen Pb-Zn cevherleşmesinin bölgesel ve tektonostratigrafik dağılımı arasındaki ilişki, Ayhan ve Lengeranlı (1986) tarafından verilen Tektonometalojeni Haritasında (Şekil 2) açıkca görülmektedir. Yukarıda kısa tanımları yapılan her nap, kendine özgü ve çok farklı litofasiyes ve kronostratigrafik gelişimler sergilemektedir (Ayhan ve Lengeranlı, 1986). Buna karşılık, Yahyalı-Çamardı provensine ait metalojeni haritasında (Ayhan ve Lengeranlı, 1986; Şekil 2), maden yataklarının ve özellikle Pb-Zn zuhurlarının belirli ve tektonostratigrafik birlik içinde veya stratigrafik düzeyde toplanmadığı ya da belirli bir tektonik gidişe uyan çizgisellik göstermediği kolayca fark edilebilmektedir. Diğer bir deyişle, bu araştırma ile de açıkca belgelendiği gibi, bölgede Pb-Zn cevherleşmelerine her nap diliminde, çok değişik litolojiler içinde ve değişik stratigrafik düzeylerde rastlanmaktadır.

2.2 Stratigrafi

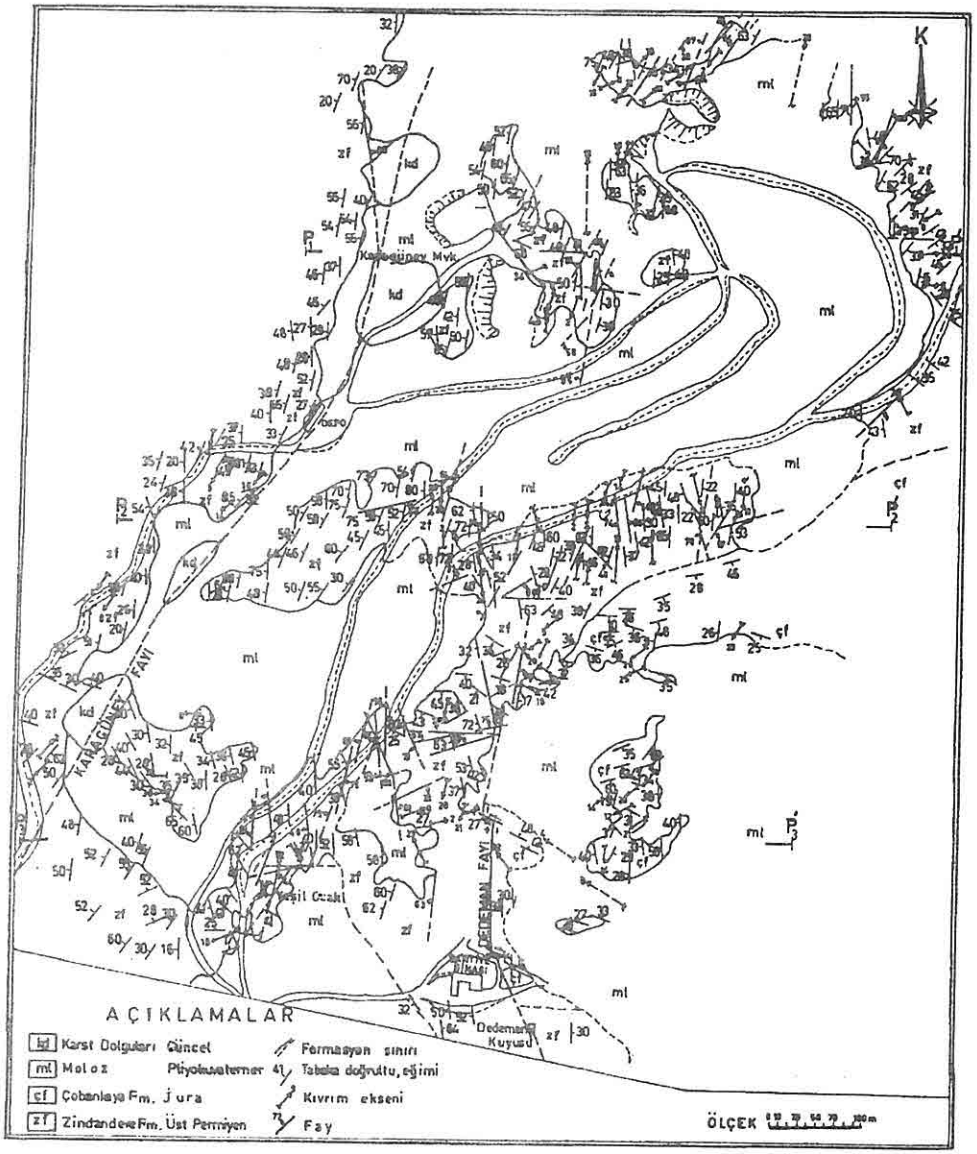
Gerek son Buzul çağında buzul işlevlerinin ve gerekse günümüzde fiziksel ayrışma etkinliğine bağlı yüzey şekillerinin egemen olduğu alanda kaba kırıntılı moloz örtüsü ve maden ocaklarından çıkan pasalar, temel jeoloji yapılarını geniş ölçüde gizlemektedir. Sahada Paleozoyik (Üst Permiyen) ve onun üstüne açısal uyumsuzlukla gelen Mesozoyik (Jura), Pliyokuvaterner yaşlı moloz örtü ve karstik çukurlar içinde güncel dolgular 1/1000 ölçekte haritalanabilir birimler olarak ele alınmaşlardır (Şekil 3).

2.2.1 Zindandere Formasyonu

Siyah Aladağ Napının en yaygın iki biriminden birini temsil eden Geç Paleozoyik'e ilişkin lagüner ve resifal nitelikli karbonat platformu çökellerini, Ayhan ve Lengeranlı (1986) Zindandere formasyonu adı altında incelemiştir. Bu araştırıcılara göre, yöredeki kalınlığı yaklaşık 925-1000 m olan birimin alt sınırı inceleme alanında yer almamaktadır.

Formasyon, sık sık yanal ve düşey biyofasiyes ve biyomikrofasiyes ayrıcalıklar gösteren, genelde siyah, koyu gri ve gri renkli, 10-60 cm. arasında kalınlıkta, tabakalanmalı, bitümlü kalın bir karbonat istifi şeklindedir. Birim içerisinde Alg (özellikle Mizzia), Bryozoa, Mercan, Crinoid, iri Foraminifer kalıntıları mevcuttur.

Petrografik açıdan, biyomikrit ve biyopelmikrit bileşimli (Folk, 1962) kireçtaşlarının genelde resif önü, lagün koşullarında geliştiği, ancak Karagüney mevkiinde birkaç ayrı düzeyde ve özellikle mercanlı kireçtaşları (Yama resifleri?) arasında düzensiz, fakat 1-2 cm. ile 10 cm. arasında değişen kalınlıklarda sarı- bej renkli kuvarsarenitler zaman zaman ortama az da olsa bir kırıntılı beslenmesini göstermektedir. Yeşil Ocak batısındaki yamaçlarda ise, laminalı ya da çok ince tabakalı siyah kireçtaşlarıyla ardalanan killi



Şekil 3. Tekneli (Çamardı-Niğde) civarının jeoloji haritası.

kireçtaşları ve şeyl aratabakaları daha derin-denizel fasiyesi belirtmektedir. Özellikle dik yamaçlarda yaygın görülen, fakat değişik yer ve seviyelerde, düzensiz yayılımlı, çoğun zoojen kireçtaşlarından dönüşmüş dolomit ve dolomitik kireçtaşları formasyonun diğer kayaç türleridir.

Zindandere formasyonunun litofasiyes özellikle, onun genelde lagüner-resifal fakat, kesinlikle indirgen koşullardaki sığ - sıcak ve duraylı bir karbonat platformunda geliştiğini belgelemektedir.

Formasyonun yaşı Üst Permiyen'dir (Ayhan ve Lengeranlı, 1986).

2.2.2 Çobankaya Formasyonu

Ayhan ve Lengeranlı (1986) tarafından adlanmış olan bu birim genel olarak karbonatlardan oluşur. İncelenen alanda Siyah Aladağ Napının ikinci yaygın birimini oluşturan Çobankaya formasyonu yanlızca Alagöl Dağı kuzeybatı eteklerinde yüzeylemekte ve Zindandere formasyonunu açılı bir uyumsuzlukla örtmektedir.

Yer yer boksit merceklerinin dizilimi ile belirgin eski bir aşınma düzlemi üzerinde transgresif olarak gelişen formasyonun alttan üste doğru başlıca; açık gri renkli, ince tabakalı, yer yer kalın dolomitik düzeyler içeren mikrit, kalkarenit-kalsirudit şeklindeki kırıntılı kireçtaşları ile başladığı; koyu gri renkli ince-orta tabakalı, yer yer laminalı bitümlü kireçtaşlarıyla devam ettiği ve en üstte mikrit-kalın tabakalı dolomit ardalanmasıyla son bulduğu izlenmektedir. Formasyonun kalınlığının Aladağ yöresinde 1000 m olduğu belirtilmekle (Ayhan ve Lengeranlı, 1986) birlikte incelenen alandaki görünür kalınlığı 300-500 m kadardır.

Çobankaya formasyonunun kayaçları mikroskopik olarak başlıca mikrit biyomikrit, biyopelmikrit, biyopelsparit, pelmikrit ve intrabiyomikrit bileşimlidir (Folk, 1962). Ayhan ve Lengeranlı (1986)'ya göre Jura yaşlıdır.

2.2.3 Moloz Örtüsü

Ortalama 3000 m. rakımlı inceleme alanı, son buzul dömeniden beri yoğun fiziksel ayrışma etkisi altındadır. Hızlı fiziksel ayrışma ile türeyen malzeme, aynı hızda taşınamaması nedeniyle temel üzerinde moloz yığışımı şeklinde korunmuştur. Farklı şekil ve boyutta, çoğu köşeli kırıntılardan yapılı bu örtünün kalınlığı çok değişkendir. Yaşı genelde Pliyokuvaterner olarak düşünülmektedir.

2.2.4 Güncel Karst Dolguları

Sadece karstik erime çukurları içinde çakıl, kum, kil dolgusu şeklinde görülür. Oluşumları Günceldir.

3. TEKTONİK

Bölge Kimmeriyen ve Alpin deformasyonları etkisinde kıvrımlanmış ve kırıklanmıştır.

3.1 Kıvrımları

İncelenen alandaki Üst Permiyen ile üzerine transgresif gelen Jura arasındaki bölgesel uyumsuzluk, Poleozoyik oluşukların Permiyen sonrası - Jura öncesine rastlayan bir zaman aralığında, (Triyasta) deformasyon geçirerek kıvramlandığını göstermektedir.

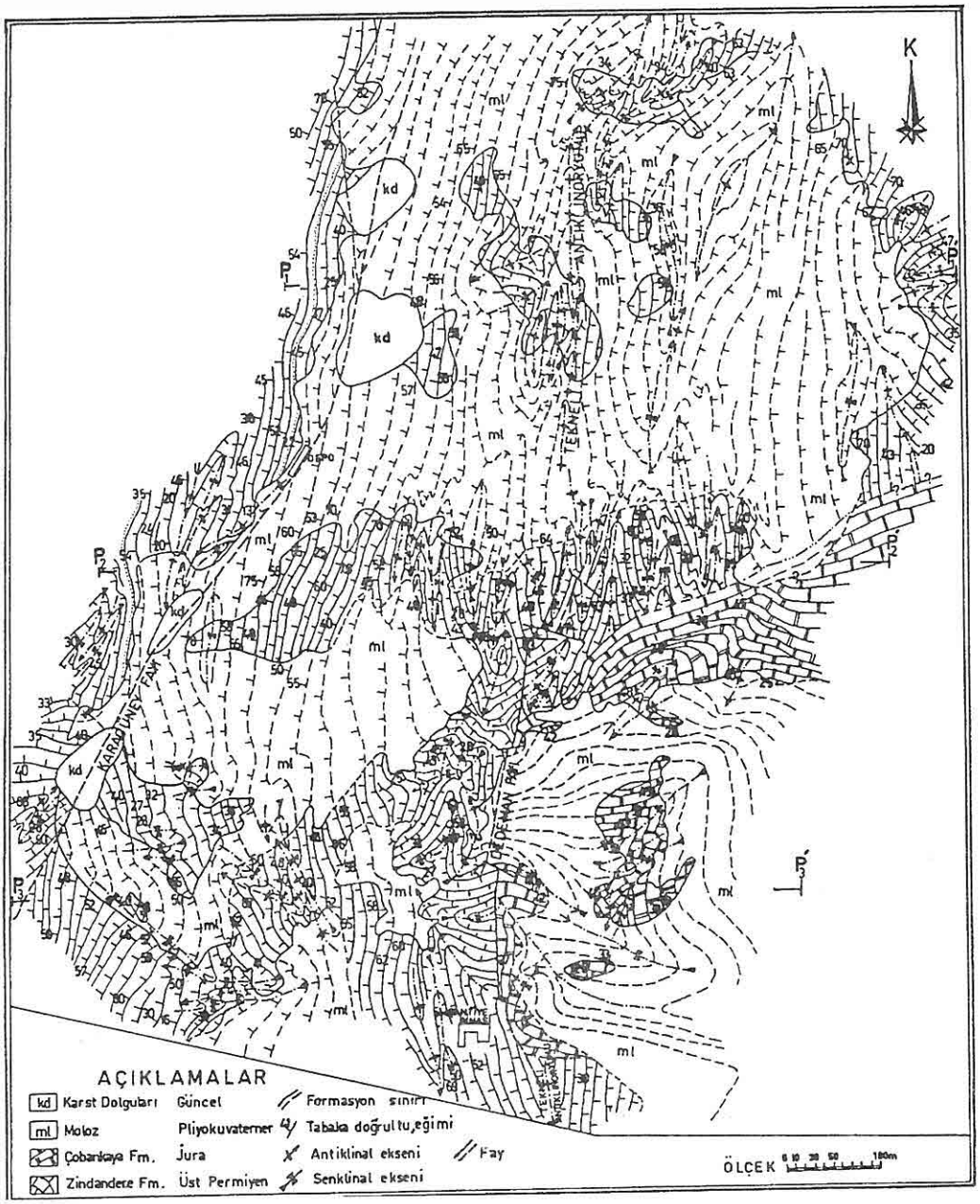
Literatürde (Tekeli, 1980; Ayhan ve Lengeranlı, 1986) kıvrımlanmanın olasılıkla Geç Triyas devresinde gerçekleştiği Kimmeriyen orojeneziyle ilgili olduğu belirtilmektedir. Yöre Kretase sonrasında Alpin orojenezi ile tekrar kıvrımlanmış, Lütesiyen sonrası Erken Miyosen öncesi zaman aralığında da bugünkü naplı yapısına kavuşmuştur (Özgül, 1971, Özgül, 1976, Özgül, 1984). Buna göre, kıvrımlar Kimmerid ve Alpin başlıkları altında incelenecektir (Şekil 4).

3.1.1 Kimmerid Kıvrımları

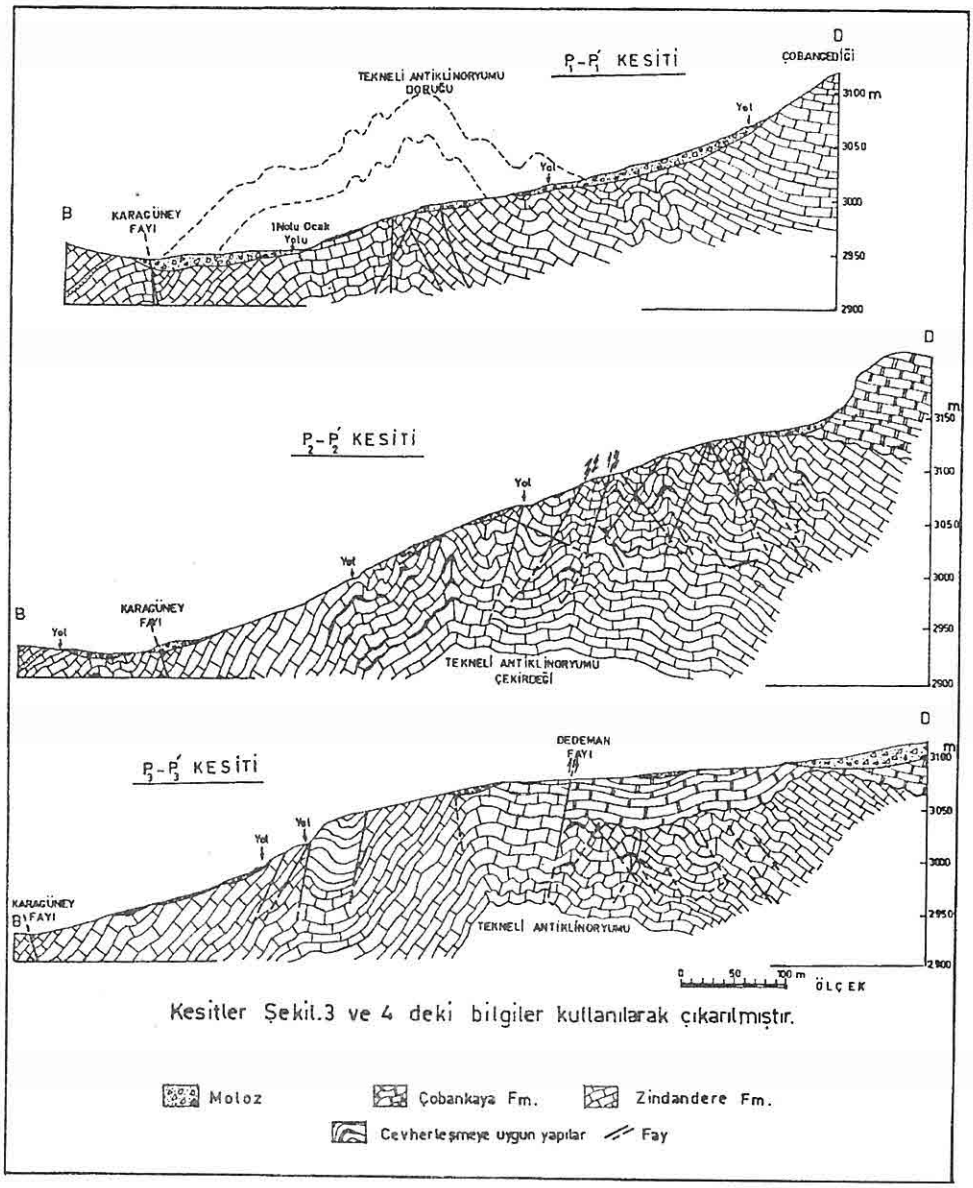
Zindandere Formasyonu içindeki 410 adet tabaka ölçümünden elde edilen nokta ve kontur diyağramları, Kimmerid kıvrımlarındaki tektonik eksenin K-G yönelimli ve 10°K'ye dalımlı olduğunu göstermiştir (Şekil 6, Diyagram 1). Elde edilen bulgu ile, Tekneli Antiklinoryumuna ilişkin ana tektonik eksenin K-G yönelimli ve kuzeye dalımlı olduğu kesinlik kazanmaktadır.

Mostralarda gözlenen küçük kıvrım modelleri, Zindandere formasyonunun monoton ve çok kalın karbonat istifinden yapılı olmasına karşın, beklenenden daha sık kıvramlanabildiğini belgelemiştir (Şekil 3, 4 ve 5). Bu olgu da, formasyonun asıl litolojisini oluşturan değişik kalınlıklı kireçtaşı tabakaları arasındaki ince bitümlü şeyl laminalarının tabakalar arası kaymayı kolaylaştırması ile açıklanabilir (Hobbs, Means ve Williams, 1976). Dolayısıyla, formasyon içindeki tabakalar, homojen ve kalın bir karbonat istifi için, olabileceğinden çok daha sık, küçük, fakat değişik dalga boyunda ve genelde dar-sıkışık sinüzoidal, pek sık olarak da şevron ve kutu kıvrımları şeklinde disharmonik kıvrım yapıları kazanmıştır (Hobbs, Means ve Williams, 1976). Teorik açıdan, 1000 m. kalınlığa sahip (Ayhan ve Lengeranlı, 1986) bu monoton karbonat istifi, dalga boyu ve genliği en az 2-3 km. olması gereken yanlız bir ? tek? antiklinal yapısı kazanması yerine (Ramsay, 1967; Ragan, 1968), harita (şekil 3 ve 4) ve kesitlerde (Şekil 5) izlendiği gibi, pek çok ve sık parazitik kıvrımlardan (Ramsay, 1967) yapılı Tekneli Antiklinoryumunu oluşturmuştur. Tekneli Antiklinoryumu K-G yönünde Tekneli Yaşlası güneyinde (inceleme alanı dışı) Karagüney mevkiine kadar 10 km. uzunlukta ve incelendiği kadarıyla 800 m. genişliktedir.

Antiklinoryumu oluşturan parazitik kıvrımlar tek tek ve analitik olarak incelendiğinde, kıvrım eksen yönelimlerinin genelde ana yapıya uygun K-G, fakat dalımlarının hem K, hem de G'ye olduğu azınlıktakilerin ise, K0°-60°D arasında yelpazelenerek yönelim kazandıkları ve yine hem KD, hem de GB'ya dalım gösterdikleri saptanmıştır (Şekil 6, Diyagram 2). 100 adet kıvrım ekseni ölçümünde elde edilen bu bulgulara göre, parazitik kıvrımlarda dalım açılarının 0° ile 20°-30° arasında değiştiği belgelenmiştir (Şekil 6,



Şekil 4. Tekneli (Çamardı-Niğde) civarının yapısal haritası.



Şekil 5. Tekneli (Çamardı-Niğde) civarının jeoloji kesitleri.

Diyagram 2).

Küçük ölçekli parazitik kıvrımlardaki yönelimlerin, K-G gidişli ana yapıdan K 60°D'ya kadar varan sapma göstermesi, K 65°D yönelimli ve Doğu Toroslar'daki tektonik gidişe uyumlu düşen Alpin kıvrımlanmasının etkilemesine dayandırılabilir (şekil 6, Diyagram 2 ve 3). Ancak araştırma, kıvrım gidişleri Pb-Zn cevherinin yataklanması arasındaki ilişkiye yöneltildiğinden bu konuda ve süperempoze kıvrımlanmayı destekleyen ayrıntılı veri derlemesine ve yorumlamasına gidilmemiştir.

Yine gözlemsel verilere dayalı olarak, disharmonik ve kutu kıvrımlar içinde, bazen de sıkışık kıvrımların çekirdeklerinde, "dekolman" adı verilen (Ramsay, 1967) tabakalar arası bindirme ve ezik zonları gelişmiştir (Şekil 7, 8 ve 9). Dekolman yüzeylerinin kazanılması, yukarıda tartışılan Tekneli Antiklinoryumunun oluşumunun doğal bir sonucudur. İleride değinileceği gibi cevherleşmede ve cevherin yataklanmasında, dekolman olarak nitelenen bu bindirme ve ezik zonlarının rolü büyük olmuştur.

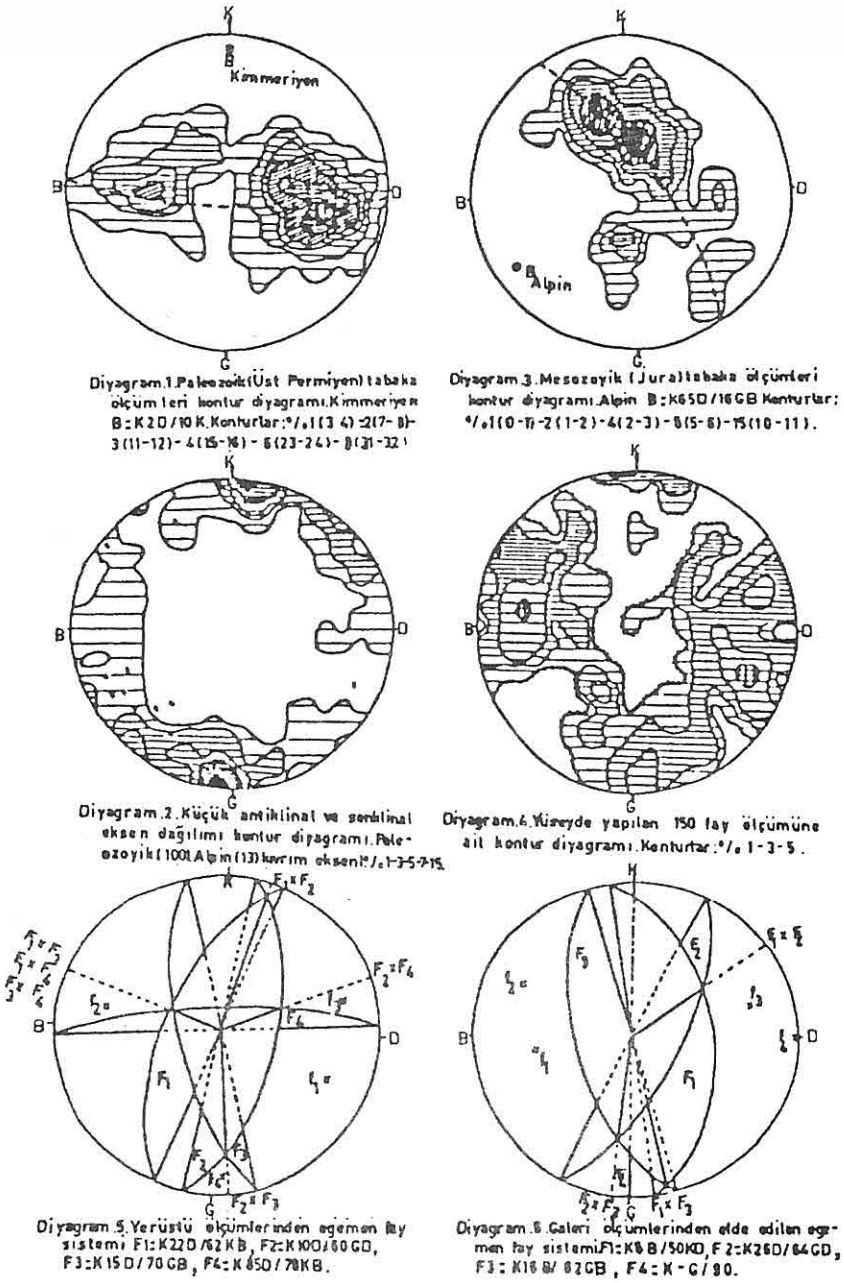
3.1.2 Alpin Kıvrımlar

Araştırma sahasında Jura yaşlı Çobankaya formasyonu çok dar bir alanda yüzeylediğinden, Siyah Aladağ Napı için geçerli olabilecek şekilde Alpin kıvrım gidişleri ve geometrileri üzerine kesin bilgiler elde edilememiştir. Ancak, Çobankaya formasyonunda ölçülen sınırlı sayıdaki tabaka konumlarından elde edilen doku diyagramlarına göre, Jura tabakalarının, harita alanında genelde güneye eğimli bir monoklinal yapı oluşturdukları ve bu ana yapı içinde eksenleri K 65° D, 16° GB konumlu küçük kıvrım yapıları kazandıkları anlaşılmaktadır (Şekil 6, Diyagram 3).

3.2 Faylar

İnceleme alanında, biri Karagüney mevkiinde ve doğrultusu boyunca gevşek kırıntılılarla dolu, karstik erime çukurlarının üzerinde dizildiği, KKD - GGB gidişli Karagüney Fayı; diğeri Dedeman Maden Kuyusunun üzerinde açıldığı, az-çok Tekneli Antiklinoryumunun ana eksenine koşut uzanan ve olasılıkla bu kıvrım yapısının eksen düzlemiyle paralellik sunan K-G doğrultulu Dedeman Fayı ilk kez bu çalışmada saptanmıştır. Bu faylar üzerinde miktarı kesin olarak belirlenemeyen, fakat önemli değerlerde olabilecek atımlar beklenebilir. Bunların dışında, kireçtaşlarında yer yer ezilmeler oluşturan ve pek sık aralıkta tekrar eden faylar gözlenebilmektedir.

Yüzey Jeolojisi ile belirlenen 150'e yakın fay düzlemi ölçümleri, nokta ve kontur diyağramlarında değerlendirilmiştir (Şekil 6, Diagram 4). Bu diyağramların yorumundan üçü K-G ve biri D-B gidişli olmak üzere dört fay takımı saptanmıştır. Bunlar önem sırasına göre, birinci takım fayların doğrultu ve eğimi, F1=K 20°D, 60°KB dir ki, Ecemiş Fay zonunun gidişine en uygun düşen fay sistemidir. K-G gidişli fayların diğer ikisi ise, F2=K 10° D, 60° GD ve F3=K 15°B, 70°GB konumludur. D-B gidişli fayların doğrultu ve eğimi de, F4=K 85°D, 78°KB olarak saptanmıştır (Şekil 6, Diyagram 5).



Şekil 6. Tekneli (Çamardı-Niğde) civarına ilişkin yapısal diyagramlar (Schmidt ağı alt - yarıküre izdüşümü.

Tüm galeri ölçümlerinden elde edilen egemen fay sistemleri (Şekil 6, Diagram 6) F1= K 8°B, 50°KD; F2 = K 26° D, 64° GD; F3 = K16°B, 62°GB; F4 = K-G, 90° şeklindedir. Bunlar, yerüstü ölçümlerinde bulunan faylarla büyük uyum içerisindedir. Ancak, yerüstü ölçümlerinden elde edilen K 85° D, 78° KB gidişli sistem, yeraltında az sayıda izlenebilinmiştir. Fakat, geliştiği yerlerde bu sistem, cevher yuvalanmalarının yanal olarak yer değiştirmelerine neden olmuştur.

4. MADEN YATAKLARI TEKTONİK YAPI İLİŞKİLERİ

Daha çok Poleozoyik yaşlı tabakalardaki kıvrımlanmalarla ilgili mineralizasyon, tabakalar arası kil perdelerinin ve dekolman yüzeyleri boyunca gelişen ezilmelerin barajlaması sonucu oluşabilir; bu durumda küçük antiklinal eksen bölgeleri ve dekolman yüzeyleri ayrı önem taşır. Bu tür yapılar aşağıdaki şekillerde olabilir:

1- Pb-Zn zuhuru, küçük bir antiklinalin bükülme bölgesinde, Şekil 7'de gösterildiği gibi tabakalar arası boşluğa birincil olarak yerleşmiş veya cevherin remobilizasyonu sırasında ikincil olarak zenginleşerek çökelmiş olabilir.

2- İstif içinde sünüsoidal kıvrımlardan daha karmaşık özelliklerden olan şevron ve kutu kıvrımları yine cevher yuvalanmasına uygun yapılar arasındadır (Şekil 8). İnceleme alanında bunların eksen düzlemleri kesişen tarzdadır.

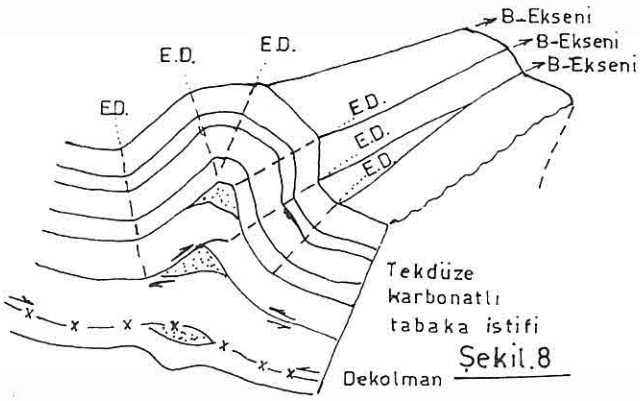
3- Poleozoyik yaşlı birimlere ait tabakalar arasındaki kıvrımlanma sırasında gelişen tabakalar arası bindirme fayları da cevher çökelimine uygun ortamlardandır. Şekil 9 de teorik yaklaşımı gösterilen bu tür yapılar, dishormonik kıvrımların sönümlenmesi, ya da ilerlemesi için gerekli; yerine göre büklüm zonlarındaki (hinge zones) tabakalar arası boşlukların, komşu tabakaların hareketlenerek ortadan kaldırılması için zorunlu kırıklardır. Bu tür kırıklar, diğerlerine göre daha eğri ve kıvrıma benzer geometriler sergilediğinden kırık yüzeyinin konumu her noktada değişir.

Jura yaşlı Çobankaya formasyonu içinde gözlenen Pb-Zn zuhurları, onun kıvrımlı yapılarından çok kırıklı yapılarıyla ilişkilidir.

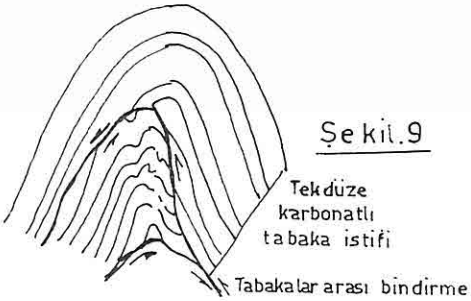
Cevherleşmeyi takiben sürülen galeri, başaşağı ve başyukarıların, aynı zamanda fayları da izlediği görülmektedir. Cevherleşmelerin antiklinal apeksleri yanısıra egemen fay sistemleri ile onların arakesitlerine de yerleşebileceği gözönüne alınırsa 4 ayrı konumda çizgisellik belirir, bunlardan ikisi önem taşır: F1 ve F2 faylarının arakesiti, F1xF2 = K 15°D, 10-15° DKD konumlu olan birinci çizgisellik, Tekneli Antiklinoryumunun tektonik eksen yönelimi ve dalımıyla uyumludur. İkinci arakesit olan F2 ve F3 faylarının oluşturduğu F2xF3 = K 5° B, 20° - 30° GD konumlu çizgisellik ise, Tekneli yapısının tektonik eksenine yarı paralel bir duruştadır. Diğer yandan bu iki çizgisellik Tekneli Pb-Zn zuhurlarının K-G gidişli dizilimleri ile uyum içindedir (Şekil 6, Diyagram 5).

Sonuç olarak, cevherleşmeyi kontrol eden esas yapının, Tekneli Antiklinoryumu ve ona bağlı değişik kıvrımlanmalar olduğudur. Aynı zamanda tabakalar arası faylar ile büyük fayların cevherleştirici çözeltilere kanal teşkil ettiği gibi yuvalanmalarına da sebep olduğu

Şekil.7



Şekil.8



Şekil.9

Şekil 7-8. Kıvrımlı yapılarda boşluklu ~ bitümlü şeyl dolguların perdelenmesiyle oluşmuş birincil ya da ikincil Pb-Zn cevher yuvaları.

Şekil 9. Tabakalar arası bindirme faylarının meydana getirdiği aralıklarda oluşmuş milonitik - bireşik cevherli kesimler.

anlaşılmıştır.

Mevcut literatürde, Yahyalı-Çamardı provensindeki Pb-Zn yataklarının Yahyalı granotiyidi ya da Horoz graniti ile ilişkili olabilecekleri üzerine görüşler ileri sürülmüştür (Ayhan, 1983; Ayhan ve Lengeranlı, 1986). Yahyalı dolaylarında plütonik işlevlerin, Ayhan (Ayhan ve Lengeranlı, 1986)'a göre, Kretase sonrası ile Eosen başını kapsayan dönemde sonuçlandığı vurgulamakta; Horoz granitinin yaşı ise, Çalapkulu (Çalapkulu, 1980)'ya göre Paleosen olarak kesinleştirilmektedir. İnceleme alanında söz konusu cevherleşmeler, Erken miyosen öncesi zaman aralığında tümlenmiştir. Şekil 2'de sonuluna haritada açıkça görüldüğü gibi, özellikle hidrotermal kökenli maden yatakları hemen her nap diliminde dağınık olarak yer almaktadır. Buna göre, Tekneli Pb-Zn mineralizasyonu, naplaşmanın, son dönemlerinden itibaren Erken Miyosen'i de kapsayan bir süreçte meydana gelmiş olmalıdır. Aksi halde, maden yataklarının çok farklı jeoloji evrimi sunan, değişik yer ve mesafelerden taşınarak üst üste paketlenen nap dilimlerinin hepsinde değil, sadece birinde yoğunlaşması gerekirdi.

5. SONUÇLAR

Doğu Torosların Siyah Aladağ Napı içerisinde bulunan araştırma alanında Üst Permiyen yaşlı Zindandere formasyonu, Jura yaşlı Çobankaya formasyonu ile Pliokuvaterner yaşlı moloz örtü ve karstik çukurlar içinde güncel dolgular bulunur.

Bölge Kimmeriyen ve Alpin orojenezlerinin etkisinde kıvrımlanmış ve kırıklanmıştır. İnceleme alanını ana yapısını, Zindandere formasyonu'nun teşkil ettiği Tekneli Antiklinoryumu oluşturmaktadır. Kireçtaşı tabakaları arasındaki ince bitümlü şeyl laminaları, tabakalar arası kaymayı kolaylaştırdığından dar-sıkışık kıvrımların yanında şevron ve kutu kıvrımlarının oluşmasına, Tekneli Antiklinoryumunun izlenen geometrisini kazanmasına, sebep olmuştur. Bölgedeki deformasyona bağlı olarak, yaklaşık K-G gidişli Karagüney ve Dedeman faylarının yanında bu faylara uygun dar aralıklı fay sistemleri de bulunmaktadır. Tekneli bölgesi Pb-Zn mineralizasyonu bu kıvrımlı ve kırıklı yapılar tarafından kontrol edilmektedir. Bölgede ve özellikle inceleme alanında Pb-Zn zuhurlarının belirli bir tektonostratigrafik birlik içinde ve stratigrafik düzeyde toplanmadığı, aksine çok değişik litolojilerden meydana gelen formasyonlar içinde değişik düzeylerde oluştuğu tespit edilmiştir.

Tekneli sahasındaki cevherleşme, Toroslardaki naplaşmalardan sonra Erken Miyosen'i de kapsayan bir zamanda meydana gelmiştir.

KAYNAKLAR

Ayhan,A ve Lengeranlı,Y., 1986. Aladağlar yöesinin tektonostratigrafik özellikleri, Jeoloji Mühendisliği, 27, 31-45.

Ayhan,A., 1983. Aladağ (Yahyalı-Çamardı) Yöresi karbonatlı Çinko-Kurşun yatakları, Türkiye Jeol. Kur. Bült., 26, 107-116.

Blumenthal,M.M., 1952. Toroslarda yüksek Aladağ silsilesinin coğrafyası, stratigrafisi ve tektoniği hakında yeni etüdler. MTA Yayını No: 6, Ankara, 136 s.

Calapkulu,F., 1980. Horoz granodiyoritinin jeolojik incelemesi, Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23, 59-67.

Folk,R.L., 1962. Spectral Subdivision of Limestone Types. Classification of Corbonate Rocks. Mem. A.A.P.G.1, p.62.

Hobbs,B.E. Means W.D. and Williams, P.F., 1976. An Outline of Structural Geology, John Wiley and Sons, Inc., New York 571 pp.

Özgül,N., 1971. Orta Torosların kuzey kesiminin yapısal gelişmesinde blok hareketlerin önemi, Türkiye Jeol.Kur.Bült., 14, 75-87.

Özgül,N., 1976. Torosların bazı temel jeoloji özellikleri, Türkiye Jeol.Kur.Bült., 19-65-68.

Özgül,N., 1984. Alanya tektonik penceresi ve batı kesiminin jeolojisi, Türkiye Jeol.Kur. Ketin Simpozyumu, Ankara, 97-120.

Ramsay,J.G., 1967. Folding and Fracturing of Rocks, Mc Graw-Hil, Nev York, 568 pp.

Ragan,D.M., 1968. Structural Geology: an introduction to geometrical techniques, John Wiley ando Sons, Inc., New York 166 pp.

Tekeli,O., 1980. Toroslar'da Aladağlar'ın yapısal evrimi, Türkiye Jeol.Kur.Bült., 23, 11-14.

Tekeli,O., 1981. Toroslarda Aladağ ofiyolitli melanjın özellikleri, Türkiye Jeol. Kur. Bült., 24, 57-64.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1993 SAYI 22 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

DÖNER KEPÇELİ KAZICILARIN PERFORMANSLARININ TAYİNİ İÇİN KAZILABİLİRLİK YÖNTEMLERİ VE AEL LİNYİT İŞLETMESİNDEKİ UYGULAMALARI

Suphi URAL
TKİ/AEL Müessese Müdürlüğü, Elbistan/Türkiye
A.Hakan ONUR
Ç.Ü.Maden Mühendisliği Bölümü, Balcalı-Adana/Türkiye
Mesut ANIL
Ç.Ü.Maden Mühendisliği Bölümü, Balcalı-Adana/Türkiye

ÖZET : *Bu yazıda, malzemelerin kazılabilirlik özelliklerinin tayininde kullanılan yöntemler tanıtılmış ve döner kepçeli kazıcılar ile Kışlaköy Açık İşletmesinde kazanılan deneyimler anlatılmıştır.*

MATERYAL DIGGIBILITY METHODS FOR THE ASSESMENT OF BUCKET WHEEL EXCAVATOR PERFORMANCE AND THEIR APPLICATIONS IN AEL

ABSTRACT: *In this paper, the methods exist to determine the diggibility characteristics of the material to be excavated are introduced and the experience gained with the BWEs in Kışlaköy Opencast Mine is presented.*

1. GİRİŞ

Döner kepçeli kazıcılardan azami performans ve yüksek verimlilik sağlanabilmesi için en öncelikli koşul, bu makinaların, kazısı yapılacak zeminlere uygun olarak seçilmesidir. Bu da ancak materyallerin kazılabilirlik özelliklerinin doğru olarak tayin edilmesi ile sağlanabilir. Bu aşamada yapılabilecek hatalar kazıcılarda uzun süreli duruşlara ve pahalı modifikasyonlara sebeb olmaktatır. Daha sonra yapılacak en iyi verim iyileştirmelerin bile, ancak başlangıçta yapılan yanlış seçimdeki verimlilik kadar tesirli olabilir.

Halen materyallerin kazılabilirlik değerlerini tayin etmek için değişik yöntemler kullanılmasına rağmen, bunların hiç birisi de her işletme için aynı ölçüde geçerlilik kazanmamıştır. Kazılabilirlik tespitinde kullanılan en etkili yöntem, döner kepçeli kazıcılar ile arazide yürütülen kazı deneyleridir (Bölükbaşı, Koncagül ve Paşametmetoğlu, 1991).

Kazı makinası seçiminde en önemli faktörün ise, kayaç özellikleri olduğu unutulmamalıdır. Bu özellikler arasında en önemli unsurlar kayacın dayanımı, kayaç içindeki minerallerin kazıcı üstündeki aşındırıcılığı, kayacın parçalanabilme özelliği olup, bunların laboratuvarlarda tesbiti kolay olmakla birlikte arazideki davranışları daha farklıdır. Bu yüzden günümüzde kazılabilirlik hakkında fikir edinilirken işletmeye en yakın yerlerde daha önce yapılan kazılar, sondaj uygulamaları ve karotlar üzerinde gerçekleştirilen tek ve üç eksenli dayanım deneyleri, makaslama dayanım testleriyle yerinde yapılan sismik yansıma deneyleri büyük önem kazanmaktadır (Eskikaya, 1986).

2. KESME MUKAVEMETİNİN VE DÖNER KEPÇENİN KAZI KUVVETİNİN TAYİNİ

Döner kepçe ile kazısı yapılacak zeminlerin kesme mukavemetlerinin tayini, koşullara bağlı olarak değişik şekillerde yapılabilir. Bu yöntemleri, arazide doğrudan kazıcı ile yapılan testler ve karot numuneleri üzerinde yapılan laboratuvar deneyleri olarak iki bölüme ayrılmaktadır.

2.1. Kayaçların Kazı Elemanlarına Karşı Dirençleri

Kayaçların mekanik olarak kırılması, onları teşkil eden minerallerin kohezyonunu yerel olarak kaldırmaktadır. Bu kohezyonu kaldırma işi bir seri ezilme suretiyle kırılma, yani çekmeden meydana gelen gevşek kırılma dolayısı ile elde edilmektedir. Ezilme meydana getiren kuvvetler statik şekilde veya dinamik şekilde tatbik edilmiş olabilirler.

Kırılmanın olması için, kaya yüzeyinin hiç değilse yerel olarak ezilme limitine erişmiş olması gerekir. Hertz teorisi bir düzlem ile uç'un temas noktasındaki basınç değerinin hesabına olanak vermektedir. Kesici uç' un yarıçapı , elastisite modülü E_1, kırılacak cismin modülü E_2, kazı elemanının cm'sine uygulanan basınç P olursa, temas yerinde

maksimum basınç şöyle ifade edilir:

$$\sigma_{max} = 0.836 \sqrt{\frac{P}{r^2} \frac{E_2^2}{(1+\frac{E_2}{E_1})^2}}$$

Kazı elemanı üzerindeki basınç ve bu elemanın elastik modülü ne kadar büyük, kazı elemanının yarıçapı ne kadar küçük ise, temas yerindeki gerilme o kadar yüksektir.

Darbe enerjisinin vurulan bölgede sürekli bir örselenme meydana getirmesine çalışılır. Kayaç tarafından enerjisinin büyük bir kısmının emilmiş olması istenir. Çok enerjik bir zıplama kötü bir verimin belirtisidir. Bu şartlarda temas noktasındaki basıncın değerini tayin etmek tesadüfe bağlıdır. Bu halde temas noktasındaki kuvvetin doğrudan doğuruya çarpışma hızı ile, vurucu kütlenin kare kökü ile ve kayacın elastisite modülü ile orantılı olduğunu gösteren genel çarpışma teorilerinin bilgileriyle yetinilir.

Kırılma etkisini kaybedinceye kadar modüller dinamik modüllerdir. Kırılma limitleri de basınçla ölçülmüş olanlara göre çok yüksek olan dinamik limitlerdir. Fakat kohezyonun ortadan kalkması yorulma tesisleri dolayısı ile önemli şekilde çabuklaştırılması olabilir. Eğer darbelerin arttırılması suretiyle kayaların parçalanmasına yardım etmek faydalı oluyorsa aletlerin pratik olarak çarpışma ve titreşimlere karşı dayanıklılığını sağlamak gereklidir. Nihayet kayaç tarafından kesici aletin yıpratılmasını da hesaba katmak gerekir.

2.2. İşletilmekte Olan Açık Ocaklarda Kesme Mukavemetinin Tayini

Halen işletilmekte olan bir madenin büyütülmesi veya aynı havzaya başka bir ocak açılması gerekebilir. Bu durum özellikle büyük kömür rezervlerine sahip havzalar için söz konusudur. Örneğin 1,7 milyar ton işletilebilir kömür rezervi olan Afşin-Elbistan havzasında, halen işletilmekte olan Kışlaköy Açık İşletmesinin yanına ikinci bir işletme açılması planlanabilir. Böyle durumlarda yeni alınacak kazıcıların kazı kuvvetinin hesaplanması, kova seçimi ve diğer hesaplamalar için ihtiyaç duyulan, "Malzemenin kesme mukavemeti" değerleri mevcut ocaktaki kazıcılar üzerinde yapılan testlerle tayin edilirler. Almanya'daki Fortuna-Garsdorf Açık İşletmesinde ilk döner kepçe uygulamasından sonra, onu takip eden makinaların hesaplamaları, bu yöntem kullanılarak, büyük bir hassasiyetle yapılmıştır. Benzer şekilde Hindistan'daki 1 no.lu Neyveli Açık İşletmesinin büyütülmesi ve 2 no'lu açık işletmenin döner kepçe hesaplamalarında yine bu yöntem kullanılmış ve olumlu sonuç alınmıştır (Durst ve Vogt, 1988).

2.2.1. Döner Kepçeli Kazıcılar İle Kesme Mukavemetinin Tayini

Kesme mukavemetinin tayini için en güvenilir yöntemdir ve döner kepçedeki kazı

kuvvetinin ölçülmesi esasına dayanır. Döner kepçenin kazı kuvvetinin hesaplanmasında Himmel (1963) ve Jurisch (1967, 1968, 1977,1982) iki farklı yöntem geliştirmelerine rağmen, her ikisinden de birbirine yakın sonuçlar elde edilmektedir. Örneğin, Kışlaköy Açık İşletmesindeki döner kepçeli kazıcıların özgül kazı kuvveti (specific digging force) K_L=77 KN/m olarak hesaplanırken (Ural, 1991) Jurisch'e göre K_L+ 76 KN/m olarak bulunmuştur. Bu yazıda, döner kepçenin kazı kuvvetinin hesaplanması ile ilgili olarak sadece Jurisch'in yönteminden kısaca bahsedilecektir. Jurisch'e göre, trapez kovaların kullanıldığı bir döner kepçede özgül kazı kuvvetinin hesabı aşağıda verilmiştir.

$$K_L = \frac{236\,N - 0.465\,QDS}{1.04\sqrt{QDN} + 1.65\,Dnr} \quad (KN/m) \quad . . . \quad [1]$$

K_L = Özgül kazı kuvveti (KN/m)
N = Döner kepçe tahrik gücü (Kw)
Q = Teorik kapasite (m^3/saat)
D = Döner kepçenin çapı (m)
S = Yoğunluk (t/m^3)
n = Kova boşaltma sayısı/dakika
r = Kovanın köşe yarıçapı (m)

Döner kepçedeki kazı kuvveti ölçmeleri genellikle performansz testleri ile birlikte yapılır. Performans testinin başarı ile yürütülebilmesi için uyulması gereken şartlar aşağıda verilmiştir.

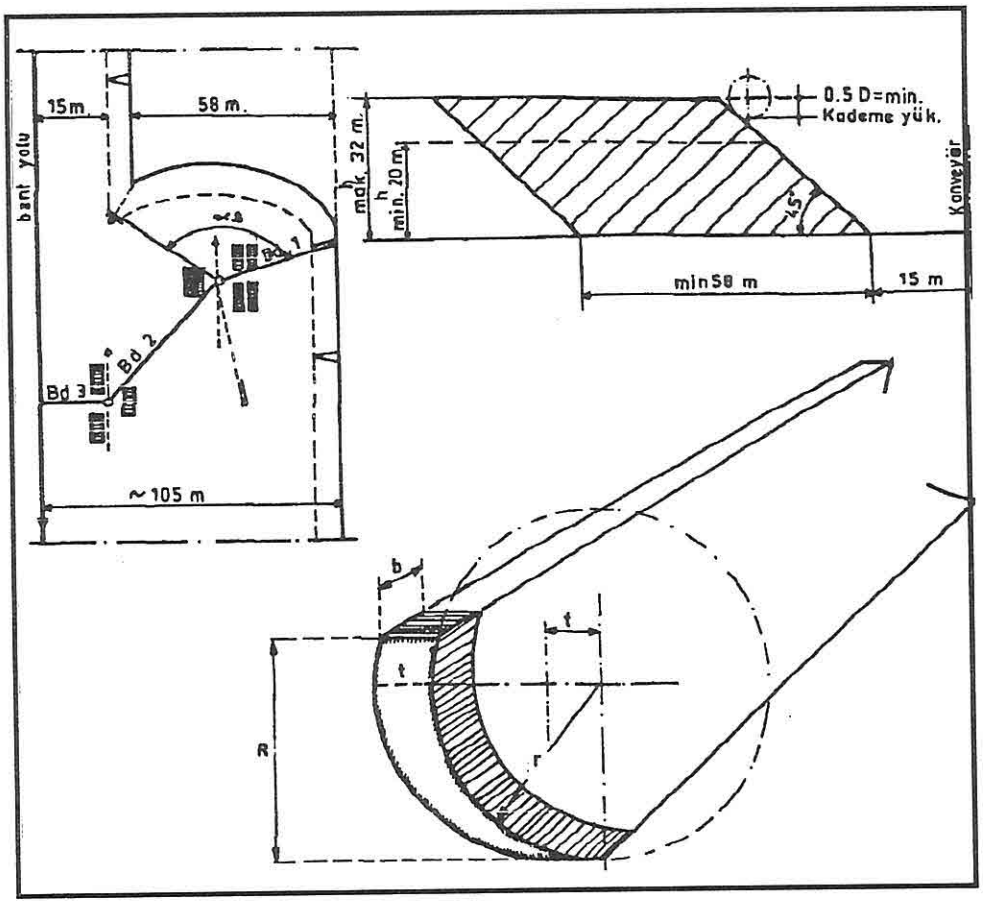
- Dilim yüksekliği (R), kepçe çapının en az yarısı kadar olmalıdır.
- Pano genişliği optimum seçilmeli, çok geniş veya çok dar olmamalıdır
- Şev yüksekliği (h), döner kepçe yarıçapının katları kadar olmalı ve en az üç katı seçilmelidir.

Performans testi esnasında ölçülecek parametreler;

- Döner kepçe kolunun dönüş açısı (αs),
- Dilim kalınlığı (t) ve yüksekliği,
- Şev yüksekliği,
- Şevdeki materyallerin yoğunlukları,
- Çalışma süresi

Şekil 1'de Sch Rs $\frac{2300}{5}$x 32 + VR tipindeki döner kepçeli kazıcının test panosuna ait boyutlar verilmiştir. Ölçme işlemleri iki gün içerisinde tamamlanır ve test süresince kaydedilen veriler kullanılarak kazıcının kapasitesi (Q) hesaplanır.

Bu değer [1]'de verilen eşitlikte yerine konularak kazıcının özgül kazı kuvveti veya kazdığı materyalin özgül kesme mukavemeti bulunur.



Şekil 1. Sch Rs $\frac{2300}{5}$x 32 + VR tipindeki Döner kepçeli Kazıcının Test Panosu.

2.2.2. Kışlaköy Açık Ocağında Edinilen İsletmecilik Deneyimleri

Kışlaköy Açık İşletmesinde altı adet Sch Rs $\frac{2300}{5}$ x 32 + VR tipinde döner kepçeli kazıcı bulunmaktadır. Bu makinaların özgül kazı kuvvetlerine ait hesaplamalar aşağıda verilmiştir.

- Simetrik kovalar ve r = 0.38 m. için özgül kazı kuvveti hesabı;

N = 920 KW

Q = 6072 m^3 (gevşek)/saat veya 3917 m^3 (yerinde)/saat

D = 12,5 m.

S = 1,35 ton/m^3

n = 44 Kova/dakika

r = 0,38 m.

$$K_L = \frac{(236 \times 920) - (0.465 \times 6072 \times 12.5 \times 1.35)}{(1.04 \sqrt{6072 \times 12.5 \times 44}) + (1.65 \times 12.5 \times 44 \times 0.38)}$$

K_L = 76 KN/m (Jurisch'e göre)

Kışlaköy Açık İşletmesindeki kazıcılar ile 3917 m3/ saatlık bir kapasiteye ulaşılabilmesi için, kazılacak zeminin özgül kesme mukavemetinin 76 KN/m'ye eşit veya altında olması gerekir. Aslında 3917 m^3/h makinanın teorik kapasitesi olup, garanti edilen kapasite 3000 m^3/ saattir. Nitekim, kazıcı 6 ile 1985 yılında yapılan performans testinde, mavi kilde 3396 m^3 (yerinde)/saat'lik bir kapasite gerçekleştirilmiştir. Test panosundaki mavi kilin özgül kesme mukavemeti aşağıda hesaplanmıştır.

N = 920 KW
Q = 3396 m^3 (yerinde)/ saat veya 5263,8 m^3 / saat
D = 12,5
S = 1,35
n = 44 kova / dakika
r = 0,38 m

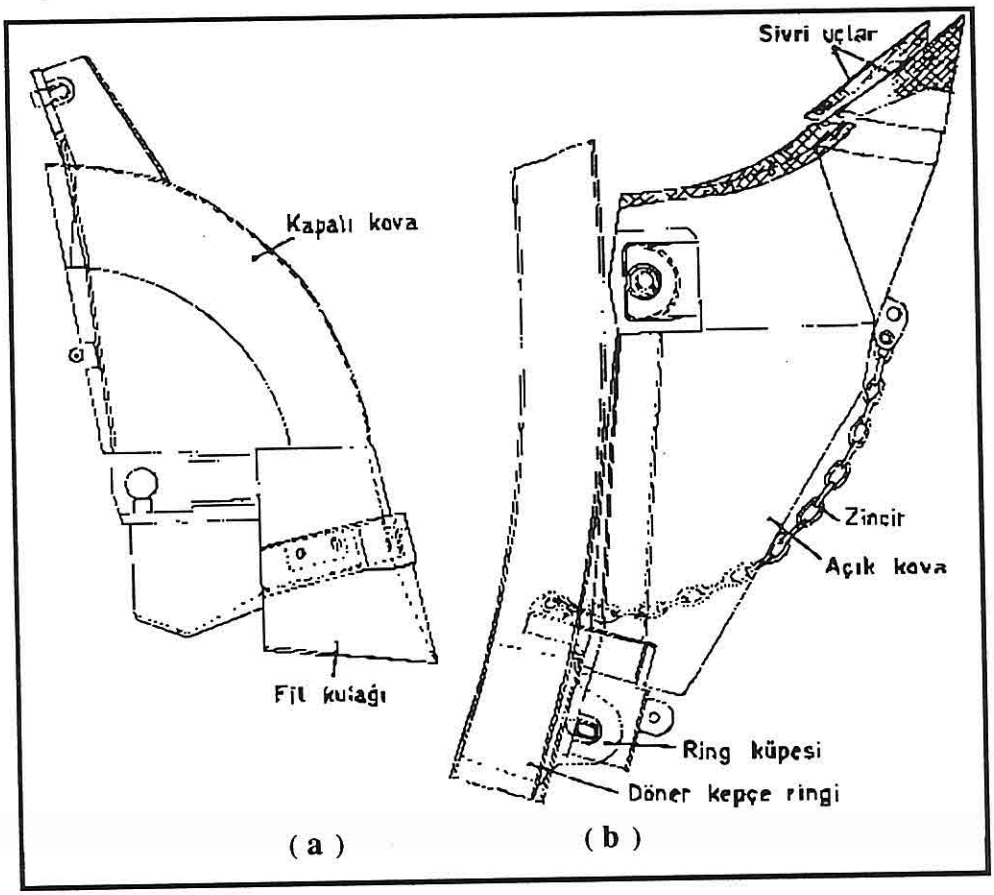
$$K_L = \frac{217120 - 41304.4}{1769.556 + 344.8}$$

KL = 83 KN / m

Ancak madendeki formasyonların bir kısmının özgül kesme mukavemetinin 87 KN / m' den büyük olması ve yer yer göl kalkeri, polijenik konglomera ve kumtaşı,yer yer görülen yüksek mukavemete sahip formasyonların varlığı, döner kepçeli kazıcılardan beklenilen verimin alınmasını engellemiş ve birtakım hasarlara neden olmuştur. Makinalarda meydana gelen hasarlar ve bu hasarların giderilmesi için yapılan modifikasyonlar aşağıda belirtilmiştir.Sorunların başında kovaların kazı sırasında kırılması, dönerkepçe şanzımanında oluşan hasarlar ve döner kepçenin ringinde meydana gelen çatlaklar gelmektedir.

Döner kepçeye 10 adet kova ve 10 adet'te ön kesici takılmalıdır. Kazıcıların ilk devreye alındığı yıllarda döner kepçedeki kovalar ve ön kesiciler sık sık kırılarak sistemin durmasına sebeb olmuştur. Bu duruşların önüne geçmek amacıyla, kovaların et kalınlıkları arttırılarak kuvvetlendirilmiş ve simetrik kova dizaynından asimetrik kova dizaynına geçilmiştir. Ayrıca kazı kabiliyetinin iyileştirilmesi amacıyla kovalardaki kesici uçlarda da değişiklik yapılarak "Fil kulağı" tipindeki uçlar terkedilerek yerine sivri uçlar takılmıştır (Levha 1, Şekil 1) (Şekil 2b). Simetrik kovaların altı kapalı olduğu için kazılan malzemelerin bir kısmı yapışarak kovanın içinde kalabilmektedir.Asimetrik kovalar dizayn

edilirken, kovaların altına zincir takılarak bu bu problem de bir ölçüde çözülmüştür (Levha 1, Şekil 2). Kazı kabiliyetinin iyileştirilmesi çerçevesinde yapılan diğer bir değişiklikte, kovaların köşe yarıçaplarının 0,38 m'den 0,063 m'ye düşürülmesidir. Böylece simetrik kovalarda 76 KN / m olan özgül kazı kuvveti 87 KN / m'ye çıkarılmıştır



Şekil 2. Kova tipleri: (a): Simetrik Kova, (b): Asimetrik Kova.

Örtü tabakasının içerisindeki sert formasyonlar belli bir tabakalanma göstermektedir. Genellikle eski dere yataklarında görülen konglomera kumtaşları ile yer yer görülen sileks yumruları kazı esnasında döner kepçede ani yüklemelere ve darbelere neden olmaktadır. Döner kepçenin şanzımanını ani darbelerden koruyan ilk sistem yetersiz olduğu için, şanzımanın dişli sistemi hasar görmüş ve 1988 - 1989 yıllarında bu hasarların giderilmesi için kavram sistemi değiştirilerek darbenin dişli sistemine zarar vermesi önlenmiştir. Ancak bu modifikasyonlar esnasında her kazıcı ortalama 3 ay devre dışı kalmıştır. Öte yandan örtü tabakası içinde oldukça düzensiz bir dağılım gösteren bu sert formasyonların

döner kepçeleri aşındırmaması için başvurulan bir diğer yöntemde küçük kazı makinalarıyla bunları göstermek ve büyük blokları ayırmaktır (Levha 1, Şekil 3,4).

Döner kepçe ringinde meydana gelen çatlaklar ilk aşamada kaynak yapılarak giderilmiştir. Fakat 1991 yılından sonra bu tip onarımlar yetersiz kalınca, döner kepçenin ringinde modifikasyon çalışmalarına başlanılmıştır. Hazırlanan yeni projede kepçe küplerinin kuvvetlendirilmesi ve ringde kullanılan malzemelerin et kalınlıklarının arttırılması öngörülmüştür. Bu projenin uygulanmasına 3 no'lu kazıcıda, Ağustos 1992 tarihinden itibaren başlanılmıştır.

2.3. Yeni Açılacak Madenlerde Kazılabilirlik

Materyallerin kazılabilirlik tayininde en iyi yöntem arazide döner kepçeli kazıcılar ile yapılan kazı deneyleri olmasına rağmen bazen bu mümkün olmayabilir. Formasyonların sondajlardan alınan karot numuneleri ile temsil edildiği projelendirme aşamasındaki madenlerde, özgül kazı kuvvetleri ancak bu numuneler üzerinde yapılacak testler ile ölçülebilirler. Fakat, yalnız karot numunelerinden sağlanan ölçme sonuçları ile bir karara varmak ve döner kepçe ile ilgili hesaplamalara girmek doğru olmaz. Döner kepçenin kazı kuvvetinin doğru olarak tayin edilebilmesi, sadece, benzer formasyonların bulunduğu bir açık işletmede, kazıcı ile yapılacak ölçme sonuçları ile, yine aynı ocaktan alınan numuneler üzerinde yapılacak testlerden sağlanan verilerin kıyaslanması sonucunda yapılabilir (Durst ve Vogt, 1988).

Benzer tipteki malzemelerin, bazen, çok farklı kesme mukavemet değerleri gösterdiği dikkate alınarak, zeminlerin doğru sınıflandırılabilmesi amacıyla, geniş çaplı bir sondaj proğramının uygulanması gerekir. Zaman zaman, araştırma sondajlarının geniş aralıklı olması nedeni ile, malzemelerin tipleri ve özellikleri tam olarak tespit edilememektedir.

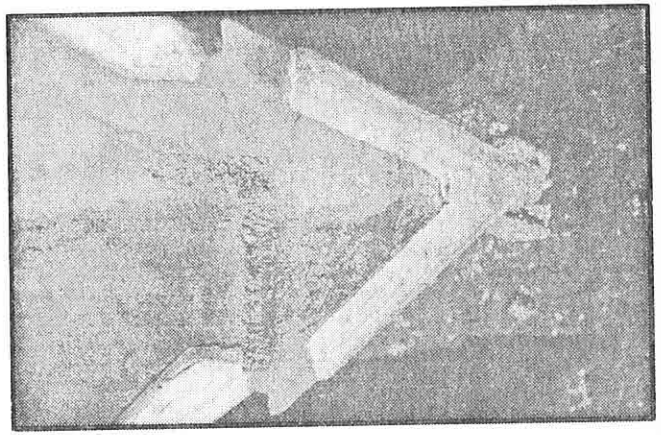
2.3.1. Karot Numuneleri Üzerinde Yapılabilecek Testler

Kesme mukavemetinin tayininde kullanılan en yaygın laboratuvar yöntemleri wedge test ve kompresyon deneyleridir. Ayrıca MATCHAK, materyallerin mekanik özelliklerinden faydalanarak kohezyon (c) ile özgül kazı kuvveti arasında Kl (Ortalama) = 15,85 + 1480.c(KN/m) gibi bir ilişki kurmuştu (Durst ve Vogt, 1988).

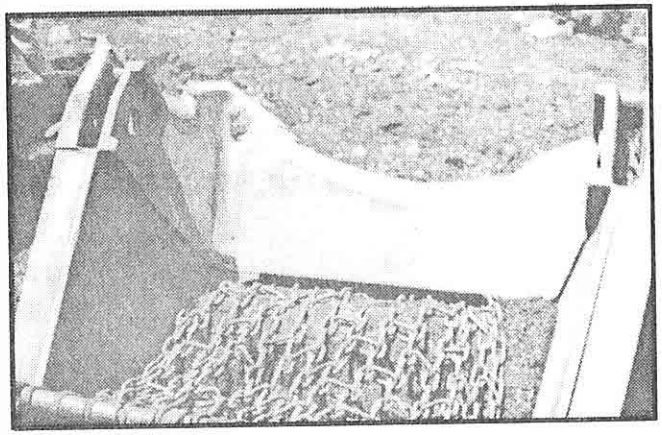
2.2.1.1. Wedge Test

"Q and K Wedge Test" olarak bilinen bu deneyde numunelerin özgül kazı kuvvetleri

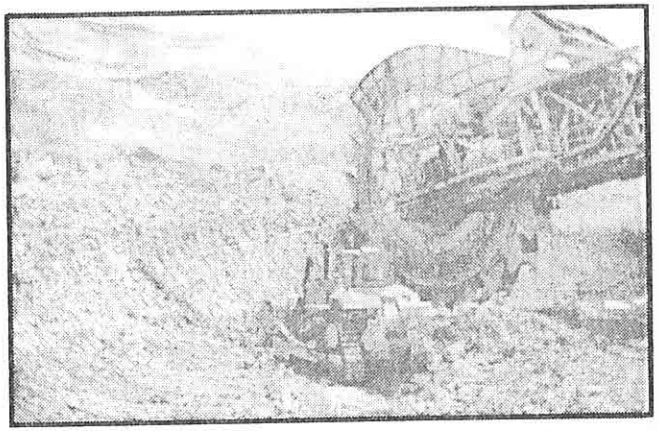
LEVHA 1



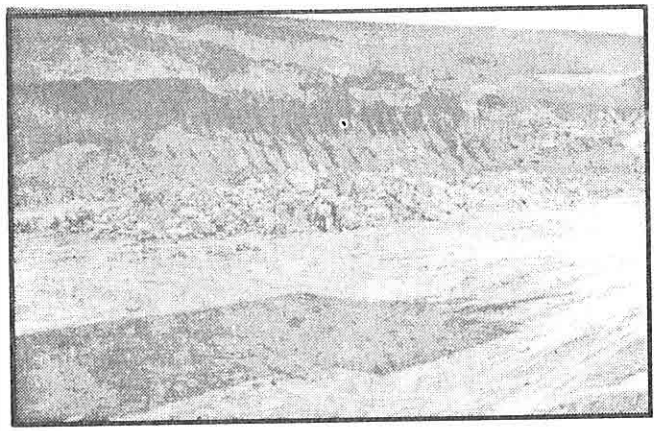
Şekil 1. Ucu sivriltilmiş kova (uçlar ayrıca kaynakla zırhlanmıştır).



Şekil 2. Boşaltma sırasında malzemelerin yapışmasını önlemek amacıyla kova altına takılan zincirler.



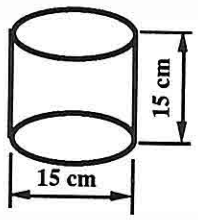
Şekil 3. Ortü tabakası içinde düzensiz olarak görülen sert malzemelerin yardımcı makinalar ile kazılması.



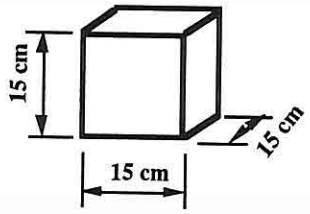
Şekil 4. Yer yer iri bloklar içeren ve aralarında çok sert sileks parçalarının kazı sahasında toplanarak döküm sahasına nakli.

ölçülür. Deneyde 15 cm x 15 cm x 15 cm ebadlarında kübik numuneler veya 15 cm çapında ve 15cm yüksekliğindeki silindirik numuneler kullanılır.

Karot numunesi
(15 cm x 15 cm)

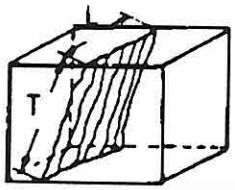


Kübik numune
(15 cm x 15 cm x 15 cm)



Şekil 3. Test numunelerinin boyutları

-Deneyin yapılışı ve özgül kazı kuvvetinin hesaplanması : Test cihazına yerleştirilen numuneye, kesilinceye kadar baskı uygulanır. Numunenin kesildiği andaki en yüksek basınç değeri p (bar) cihazın piston alanı ile çarpılarak kesme kuvveti F(N) hesaplanır.



Kesme Alanı (A) = L(cm) x T(cm)

Şekil 4. Kesme alanının hesaplanması.

Kesme kuvvetinin kesme uzunluğuna bölünmesi ile Kl (N/cm) ve kesme alanına bölünmesi ile de Ka(N/cm^2) bulunur.

$$K_L = \frac{F\,(N)}{L\,(cm)} \quad (N/cm)$$

$$K_a = \frac{F\,(N)}{A\,(cm^2)} \quad (N/cm^2)$$

3. SONUÇ

Malzemelerin kazılabilirlik özelliklerini tayin etmek için pek çok yöntem kullanılmasına rağmen, yapılan araştırmalar en güvenilir sonuçların arazide, döner kepçe üzerinde yapılan ölçmelerden elde edildiğini ortaya koymuştur. Bu konuda yapılabilecek

yanlışlıklar işletmecilik aşamasında büyük problemlere neden olacağından, daha projelendirme aşamasında konuya gereken önem verilmelidir. Özelikle büyük yatırımlar gerektiren geniş çaplı maden projelerinde karot numuneleri değerlendirilirken, bunların kazılabilirlik değerleri de ayrı bir parametre olarak hesaplamalara dahil edilmeli ve zeminler kazılabilirlik değerlerine göre sınıflandırılmalıdır. Örtü tabakası içinde yer alan ve üniformluğu bozucu daha sert formasyon yâda düzensiz blokların varlığı araştırılmalı ve bunların muhtemel etkileri hesaplanmalıdır. Böylece döner kepçeli kazıcıların performansları, zeminlerin kazılabilirlik özelliklerine göre, ayrı ayrı değerlendirilerek daha hassas bir maden planlaması yapılabilir.

Döner kepçeli kazıcılar işletmeye alındıktan sonra istenilen performansın sağlanamadığı bazı madenlerde, patlatma yapılarak tatmin edici sonuçlar alınmıştır. Ayrıca kova ve uç dizaynında yapılabilecek iyileştirmeler de kazıcıların performansının artmasına katkıda bulunabilir. Buna benzer daha bir dizi iyileştirici düzenlemeler ile projelendirme aşamasındaki yanlış seçim veya planlama hatalarının bir kısmı giderilebilir.

KAYNAKLAR

Bölükbaşı,N., Koncagönül,O., Paşamehmetoğlu,G.A., 1991. Material diggability studies for the assesment of BWE performance, "MINE 00421.

Drust,W., Vogt., 1988. 'Bucket Wheel Excavator,' Trans Tech Publics. 86 - 90.

Himmel,W., 1963. Der spezifische grabwiderstand in abhängigkeit von der spanfläche und spanform bei varschiedenen bodenarten, Freiberg Forschungshefte A 265, S.5-37.

Jurisch,H., 1967,1968,1977,1982. Specific digging forces, Research reports, Lauchhammerwerk.

Eskikaya,Ş., 1986. İş Makinalarının verimlilik Analizi, İ.T.Ü. Yerbilimleri-Yeraltı Uygulama ve Araştırma İlkeleri, 177s.

Ural,S., 1991. 'Zeminlerin kesme mukavemeti ve döner kepçeli kazıcılar için kazı kuvvetinin hesaplanması,' (Yayınlanmamış), AEL Müessese Müdürlüğü.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1993 SAYI 22 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

GÜLEK-ÇAMALAN (TARSUS) ALANININ STRATİGRAFİSİ

Selim ÖZALP
Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

ÖZET: *Kuzeyde Torid dağ kuşağı, doğuda Amanos dağları, güneyde Akdeniz ve batıda Ecemiş fay kuşağı ile sınırlı Adana Baseni kuzeybatısında yer alan inceleme alanında Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı sedimanter kayaçlar yüzeylemektedir.*

Çalışılan alanda temeli, Üst Triyas-Kretase yaşlı, başlıca mikritik kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşı yapılışlı, sığ denizel nitelikli Demirkazık formasyonu oluşturur. Bu birim üzerine Tersiyer istifinin tabanını oluşturan, Oligosen-Alt Miyosen yaşlı, çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı ardalanımından oluşan, karasal nitelikli Gildirli formasyonu açısal uyumsuz olarak gelir. Alt-Orta Miyosen yaşlı, sığ deniz-plaj kırıntılılarından oluşan Kaplankaya, resifal karbonatların hakim olduğu Karaisalı ve derin denizel nitelikli marn arakatmanlı şeylden oluşan Güvenç formasyonları Miyosen denizi transgressif istifini temsil etmekte olup Gildirli formasyonunu uyumlu olarak üzerlerken kendi aralarında geçişli bir dokanak ilişkisine sahiptirler. Kaplankaya formasyonu paleotopografyaya bağlı olarak zaman zaman Mesozoyik temel üzerine açısal uyumsuzlukla gelmektedir.

İnceleme alanında; akarsu ortamında çökeldiği kabul edilen ve çakıltaşı- kumlu çakıltaşı ardalanımından oluşan Pliyosen yaşlı birim için "Gülek çakıltaşı" adı önerilmiştir.

STRATIGRAPHY OF THE GÜLEK-ÇAMALAN (TARSUS) AREA

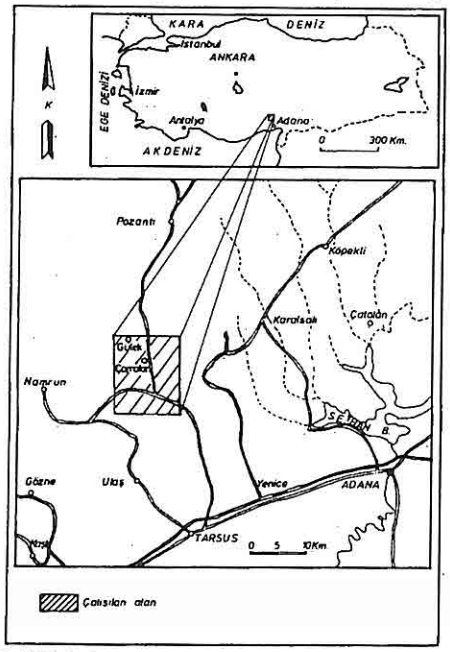
ABSTRACT: *In the study area, which is located in the northwestern part of the Tertiary Adana Basin, bordered northerly Taurid zone, easterly Amanos mountains, southerly Mediterranean sea and westerly Ecemiş fault zone, crops out Mesozoic and Cenozoic aged sedimentary rocks.*

In the region, Demirkazık formation, which is composed of shallow marine micritic and dolomitic limestones, Upper Triassic-Cretaceous aged, is the basis of the sequence. Mesozoic basement unconformably overlain by the Tertiary units which begin with terrestrial, Oligocene-Lower Miocene aged conglomerate, sandstone, siltstone and mudstone alternation (Gildirli formation). Lower-Middle Miocene aged shallow marine-beach character of Kaplankaya, reefal Karaisalı and deep marine characters of Güvenç formations make up the transgressive cycle of Miocene sea. These units concordantly overly Gildirli formation and have a lateral and vertical contact relation with each other. Mesozoic basement sometimes disconformably overlain by the Kaplankaya formation depending on the paleotopographic situation.

In the study area, "Gülek conglomerate", which consists of terrestrial characters of Pliocene aged conglomerate-sandy conglomerate alternation, is suggested for this unit.

1. GİRİŞ

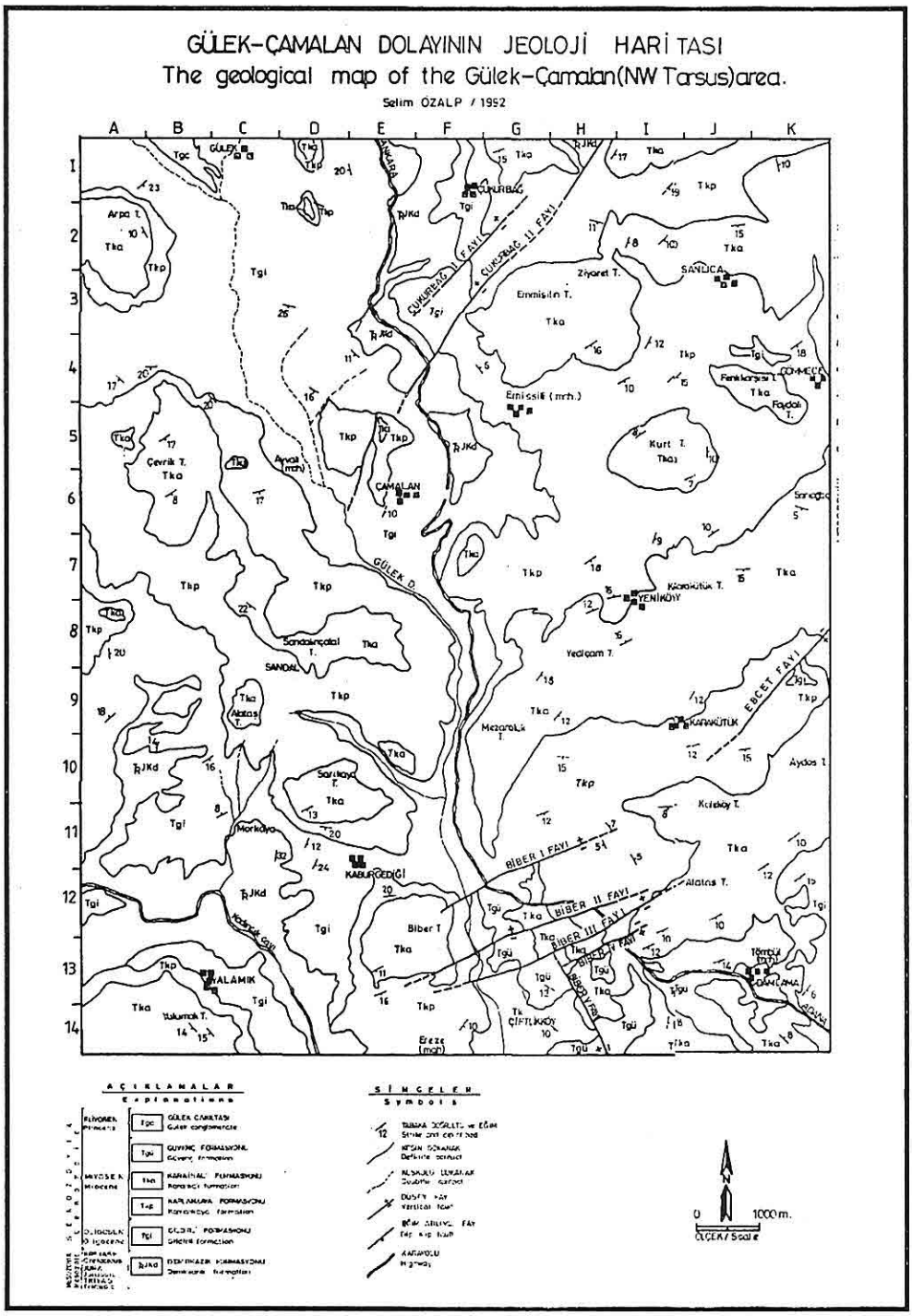
Tarsus ilçesinin 40-50 km kuzeybatısında bulunan çalışma alanı 1/25.000 ölçekli Kozan N33 cı paftası sınırları içerisinde kalmakta olup başlıca yerleşim yerleri; Gülek beldesi ile Çamalan, Çiftlikköy, Çukurbağ, Damlama, Gömmece, Kaburgediği, Karakütük, Sandal, Sanlıca, Yeniköy ve Yalamık köyleridir (Şekil 1).



Şekil 1. Çalışma alanı yer bulduru haritası

Bu çalışma ile Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı kaya birimleri litostratigrafi ve kronostratigrafi esaslarına göre ayırtlanarak haritalanmıştır. Buna göre Mesozoyik'te Üst Triyas-Kretase yaşlı mikritik kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşından oluşan Demirkazık formasyonu, Tersiyer'de Oligosen-Alt Miyosen yaşlı karasal kırıntılılardan oluşan Gildirli, Alt-Orta Miyosen yaşlı kırıntılı-karbonatlardan oluşan Kaplankaya, resifal kireçtaşı nitelikli Karaisalı, marn arakatkılı şeylden oluşan Güvenç formasyonları ile Pliyosen yaşlı çakıltaşı ve kum matriksli çakıltaşından oluşan Gülek çakıltaşı ayırtlanmıştır (Şekil 2).

İnceleme alanı ile dolayında değişik amaçlı pekçok jeolojik araştırma yapılmıştır. İlk olarak Blumenthal (1941), Ternek (1957) ve Schmidt (1961) ile başlayan çalışmalardan sonra Özer ve diğerleri (1974), İlker (1975), Demirtaşlı (1976), Yetiş (1978), Tekeli (1980), Üşenmez (1982), Yetiş ve Demirkol (1984), Lagap (1985), Yetiş ve Demirkol (1986), Ünlügenç (1986), Demirkol (1989) ile Uçar (1991) yapmış oldukları incelemeler ile bölgenin jeolojik, stratigrafik ve tektonik evrimini açıklayan değerli bulgular sunmuşlardır.



Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji haritası.

2. STRATİGRAFİ

Kuzeyde orojenik Toros dağ kuşağı, doğuda Amanos dağları, güneyde Akdeniz ve batıda Ecemiş fay kuşağı ile sınırlı bulunan Adana Baseni içerisinde yeralan çalışma alanında Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı birimler yüzeylemektedir. Temelde Üst Triyas-Kretase yaşlı Demirkazık formasyonu yer almakta olup üzerine Tersiyer'e ait Oligosen-Alt Miyosen yaşlı Gildirli ile Alt-Orta Miyosen yaşlı Kaplankaya, Karaisalı ve Güvenç formasyonları açısal uyumsuz olarak gelmektedirler. Bunların da üzerinde Pliyosen yaşlı Gülek çakıltaşı açısal uyumsuz olarak yer almaktadır (Şekil 3). Birimler adlandırılırken daha önce önerilmiş olan isimlerin kullanılmasına özen gösterilmiştir. Ayrıca bu çalışmada, Pliyosen yaşlı karasal çökeller için "Gülek çakıltaşı" adı önerilmiştir.

2.1. Mesozoyik

2.1.1. Demirkazık formasyonu (TrJKd)

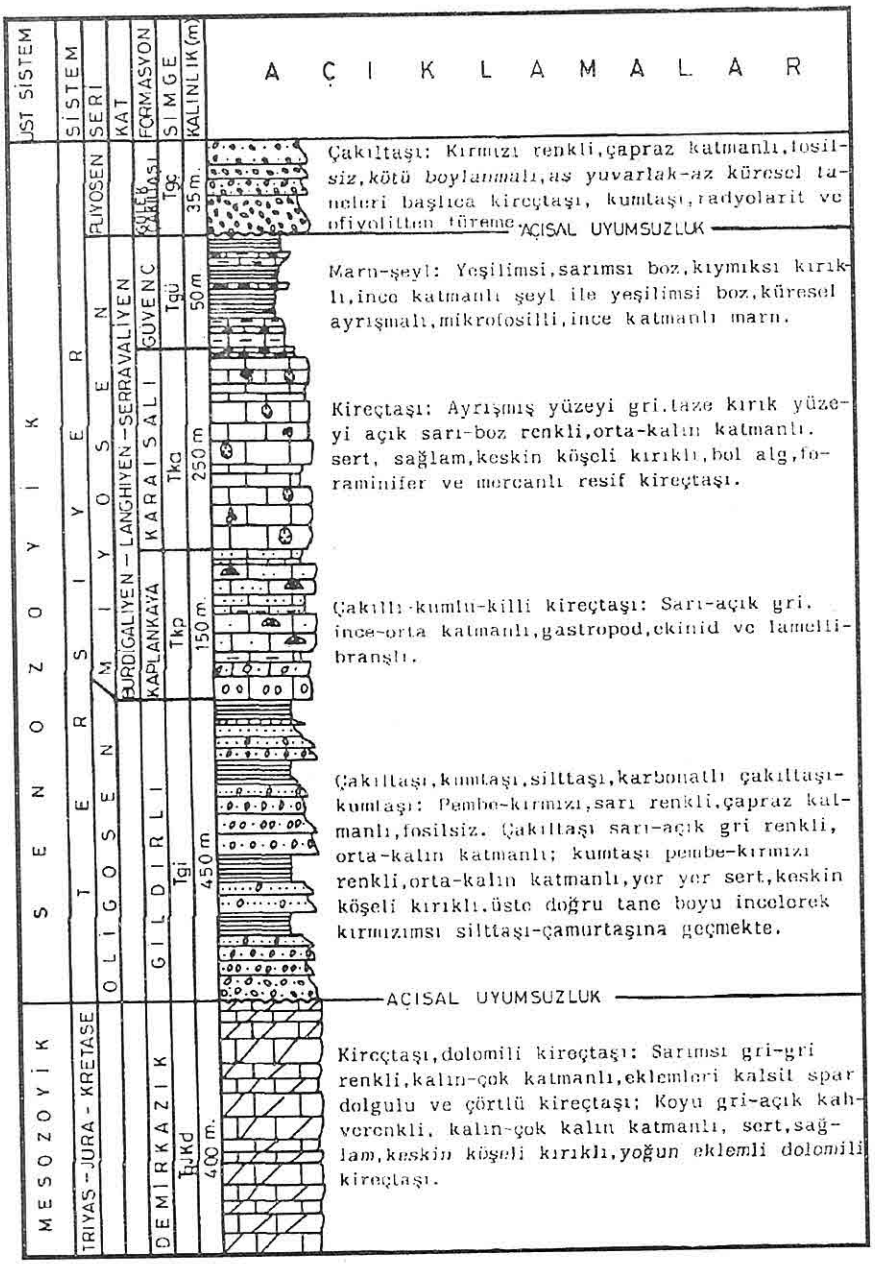
Doğu Toroslar'da yaygın olarak gözlenen birime ilk kez Yetiş (1978), Ecemiş fay kuşağı doğusunda izlenen mikritik yapılışlı kireçtaşı istifine Demirkazık kireçtaşı adını vermiştir. Çalışma alanı içerisinde yer alan benzer litolojili birim Demirkazık formasyonu adı ile incelenmiştir.

İnceleme alanında taban dokanağı gözlenemeyen birim Kadıncık çayı ile Çukurbağ köyü ve Çamalan dolayında yüzlekler sunmaktadır (Şekil 2).

Demirkazık formasyonu, çalışma alanı sınırları içerisinde genellikle mikritik kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşı yapılışlıdır. Birim kahverengi-koyu gri renkli, sert, yer yer kalsit dolgulu, kalın-çok kalın katmanlı, dolomitli kireçtaşı ile kirli beyaz renkli, kalsit damarcıklı, sert, keskin köşeli kırıklı, yoğun eklemli, yer yer çörtlü, orta-kalın katmanlı, kıt mikrofosilli mikritik kireçtaşı yapılışlıdır. Bunun üstüne ise koyu gri renkli, sert, çok kalın-som katmanlı, bol çatlaklı, çörtlü, kalsit dolgulu, erime boşluklu mikritik kireçtaşı gelmektedir (Şekil 3).

İnceleme alanında Demirkazık formasyonunun taban dokanağı gözlenmemiştir. Bölgede birim Permo-Karbonifer yaşlı Karahamzauşağı formasyonu üzerine açısal uyumsuzlukla gelmektedir (Yetiş ve Demirkol, 1986). Birimin üzerinde Oligosen-Alt Miyosen yaşlı karasal kırıntılılardan oluşan Gildirli formasyonu, bu birimin çökelemediği paleotopoğrafik yüksekliklerde ise Alt-Orta Miyosen yaşlı sığ deniz-plaj nitelikli Kaplankaya formasyonu açısal uyumsuz olarak bulunmaktadır.

Birimden derlenen nokta numunelerin ince kesitlerinde yaş verebilecek herhangi bir fosile rastlanmamıştır. Ancak Yetiş (1978), Çamardı doğusundaki Aladağlar'da gerçekleştirdiği çalışmasında şu fosilleri saptamıştır; **Thaumatoporella parvovesicunifera** (Raineri), **Teutloporella tabulata**, **Involutina gaschei** (Koehn-Zaninetti et Brönnimann), **Involutina minuta** (Koehn-Zaninetti), **Involutina**



Şekil 3. Gülek-Çamalan (Tarsus) alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti.

communis (Kristan), **Involutina sinuosa sinuosa** (Weynschenk), **Trochammina** sp., **Pjenderina** sp. ve Duostominidae. Bu fosillere göre birime Üst Triyas-Kretase yaşı uygulanmış olup bu incelemede de aynı yaş konağı kullanılmıştır.

Demirkazık formasyonunun alg ve foraminifer içeren, orta-kalın katmanlı mikritik kireçtaşlarından oluşan seviyeleri incelendiğinde sığ, sıcak bir şelf ortamı ile sığ deniz ortamı arasında çökeldiği söylenebilir.

2.2. Senozoyik

2.2.1. Tersiyer

2.2.1.1. Gildirli formasyonu (Tgi)

Schmidt (1961), ilk olarak Adana Baseni'nin kuzey ve kuzeybatı kesimlerinde gözlediği karasal, gelgit ile sığ deniz nitelikli çökellere Gildirli formasyonu adını vermiş ve Miyosen yaşı ile ayırtlamıştır. Bu incelemede Adana Baseni Tersiyer istifinin tabanını oluşturan karasal nitelikli çökeller Gildirli formasyonu olarak incelenmiştir.

Gildirli formasyonu çalışma alanında Gülek Beldesi ile Çamalan, Çukurbağ, Karakütük, Kaburgediği ve Yalamık köyleri dolayında geniş yüzlekler sunmaktadır (Şekil 2).

Formasyon, inceleme alanında sarımsı-pembemsi-kırmızımsı renkli, çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşından oluşmuş dönemler halinde bulunan akarsu çökellerinden ibarettir. İstifin tabana yakın kesimlerinde, çok kötü boylanmalı çakıltaşı seviyeleri daha büyük kalınlıklar sunmakta olup, başlıca Paleozoyik, Mesozoyik ve Eosen yaşlı kireçtaşı, ofiyolit, radyolarit ve metamorfitlerden oluşmuş, 15-20 cm boya erişen, yuvarlak, küresel-asküresel, belirgin yönlenmeli ve taneler ile eşitli bileşenli kumlu bir matriks ile tutturulmuştur. Herbir dönem daima aşınmalı bir taban ile altındaki dönem üzerine gelmektedir. Tane boyu yukarı doğru küçülerek çakıllı kumtaşı ve kumtaşı seviyelerine geçmektedir. Kırmızımsı renkli olan kötü boylanmalı çakıllı kumtaşı ve kumtaşı seviyeleri de genel olarak kireçtaşı, ofiyolit, kuvarsit, çört türü, yuvarlak-asyuvarlak, yarı küresel tanelerden oluşma olup yer yer çakıltaşı düzeyleri ile birlikte belirgin çapraz tabakalanmalıdır. Dönemlerin üst kesimleri sarımsı-pembemsi-kırmızımsı renkli silttaşı-çamurtaşı ardalanımından oluşmaktadır. Çamurtaşı seviyeleri yer yer paralel laminalı olup, dağılgandır (Şekil 3).

Adana Basen'i Tersiyer istifinin tabanını oluşturan birim düzensiz bir paleotopoğrafyaya bağımlı olarak Demirkazık formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Çalışma alanında Gildirli formasyonu üzerine Kaplankaya formasyonu uyumlu olarak gelirken, kuzeybatı kesimde, Gülek Beldesi batısında ise birim açısal uyumsuz olarak Pliyosen yaşlı Gülek çakıltaşı tarafından üzerlenmektedir.

İnceleme alanı sınırları içerisinde Gildirli formasyonuna yaş verebilecek herhangi bir fosile rastlanmamıştır.Formasyonun altında bulunan en genç kayastratigrafi birimi Üst Triyas-Kretase yaşlı Demirkazık formasyonudur. Üzerine ise Burdigaliyen -

Langhiyen yaşılı Kaplankaya formasyonu gelmektedir. Bölgesel ölçekte düşünüldüğünde çalışma alanı dolayında Eosen yaşı ile ayırtlanmış birimler yüzeylemektedir (Ternek, 1957; Schmidt, 1961; İlker, 1975; Yetiş, 1978; Yetiş ve Demirkol, 1984). Çalışma alanında ise Gildirli formasyonunun çakılları içerisinde Eosen (Lütesiyen)'e ait **Nummulites**'li kireçtaşı çakıllarına rastlanmıştır. Lütesiyen sonrasında denizin çekilmesiyle bölge bir aşınma evresine girmiş ve bu evrede paleotopoğrafik çukurluklarda çökelen Gildirli formasyonu korunarak Miyosen denizi transgresyonunun tabanında yeralan karasal kırıntılıları oluşturmuştur. Buna göre birim Oligosen-Alt Miyosen evresinde çökelmiş olmalıdır.

Çalışma alanı içerisinde Gildirli formasyonunda denizelliği gösterecek herhangi bir fosile rastlanmamıştır. Hakim olan pembemsi-kırmızımsı renk tonu ile çapraz tabakalı, aşınmalı tabanlı dönemlerin çok kötü boylanmalı olması, yer yer çakıltaşı seviyelerinin oldukça kalınlaşması ve çakılların 15-20 cm boya erişmesi, birimin yüksek enerjili akıntıların etkin olduğu bir akarsu ortamında çökeldiğini göstermektedir.

2.2.1.2. Kaplankaya formasyonu (Tkp)

İlk kez, Yetiş ve Demirkol (1986) Adana Baseni'nde yer alan çakıllı kumtaşı, kumtaşı, çakıllı-kumlu kireçtaşı, silttaşı v.b.'den oluşan birim için Kaplankaya formasyonu adlamasını uygulamışlardır. Bu incelemede de benzer litolojili birim için aynı adlama kullanılmıştır.

Formasyon çalışma alanının özellikle doğu kesiminde oldukça geniş yüzlekler sunmakta olup başlıca Çukurbağ, Sanlıca, Karakütük, Yalamık ve Kaburgediği köyleri ile Arpa tepe ve ve Biber tepe dolayında gözlenmektedir (Şekil 2).

İnceleme alanında birim genelde boz-soluk sarı renkli çakıllı kumtaşı, kumtaşı, kumlu-siltli kireçtaşı yapılışlıdır. Ortam şartlarına bağlı olarak; istifin taban kesiminde, Gildirli formasyonunun kalın olduğu yerlerde çakıl oranı, resifal kireçtaşı nitelikli Karaisalı formasyonu ile geçişli olduğu kesimlerde ise karbonat oranı artmaktadır.

Paleotopoğrafik yükseklerde çakıllı seviyeler gözlenmemekte olup kumlu-killi karbonat seviyeleri yaygındır. Oldukça yuvarlak ve as küresel karbonat, kuvars, çört ve ofiyolit kökenli çakıllar, kötü boylanmalı çakıltaşında dönemsel ardalanmalıdır. Daha üst kesimlerde ise soluk-sarımsı yeşil renkli kumtaşı-silttaşı ardalanımlı, bol lamellibranş, ekinid ve gastropodlu seviyeler bulunmaktadır. Bunların üzerine, karbonat oranı fazla olan sarımsı gri renkli, ekinid, lamellibranş ve gastropodlu, küresel ayrışmalı marn ile kahverengi-koyu gri renkli, belirgin tabakalı, bol fosilli, killi-kumlu kireçtaşı seviyeleri yer almaktadır (Şekil 3).

Kaplankaya formasyonu Yalamık köyü kuzeybatısında temeli oluşturan Mesozoyik yaşlı Demirkazık formasyonu üzerine açısal uyumsuzlukla; diğer kesimlerde ise Gildirli formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Ayrıca bu ilişki daha önce yakın civarlarda yapılan çalışmalarda da gözlenmiştir (Yetiş ve Demirkol, 1986; Ünlügenç,

1986; Uçar, 1991). Birimin tavan dokanağını ise yanal ve düşey geçişli olarak Karaisalı formasyonu oluşturmaktadır. Formasyondan Sanlıca köyü dolayında, 98.5 m kalınlığında bir stratigrafik kesit ölçülmüştür.

Çalışma alanından derlenen seri ve nokta numunelerin ince kesitlerinin Avşar (Ç.Ü.) tarafından incelenmesi sonucunda şu fosiller saptanmıştır; **Borelis melo curdica** (Reichel), **Orbitolites** sp., **Gypsina** sp., **Peneroplis** sp., **Globorotalia** sp., **Globigerina** sp., **Textularia** sp., **Amphistegina** sp., **Sorites** sp., **Heterostegina** sp., **Spirolina** sp. ve **Asterigerina** sp. Tanıtımları yapılan bu fosil topluluğuna göre birim inceleme alanında Alt-Orta Miyosen (Burdigaliyen-Langhiyen) zaman aralığında çökelmiş olmalıdır.

Kaplankaya formasyonu, inceleme alanında bol fosil içeren çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı, kumlu kireçtaşı gibi tabanda kırıntılı seviyelerle başlayıp yukarı doğru karbonat oranının fazlalaştığı bir istif şeklinde gelişmiştir. Buna göre Adana Baseni Miyosen denizi transgresyonunun tabanını oluşturan bu birim, litolojik özellikleri, fosil içeriği ve geometrisi ile sığ deniz-plaj ortamında çökelmiş olmalıdır.

2.2.1.3. Karaisalı formasyonu (Tka)

İlk kez Schmidt (1961) Adana Baseni'nde beyaz-krem renkli, algli, mercanlı, sıkı dokulu, resif kenarları dışında belirgin katmansız, biyoklastik kireçtaşına Karaisalı kalkeri adını vermiştir. İnceleme alanında benzer litolojili birim için Karaisalı formasyonu adlaması kullanılmıştır.

Karaisalı formasyonu inceleme alanın da oldukça geniş yüzleklere sahiptir. Birim genel olarak çalışma alanındaki topoğrafik yüksekleri oluşturmaktadır. Bunlar: Emmisilin Tepe, Kurt Tepe, Fenkkarşısı Tepe, Mezaroluk Tepe, Yediçam Tepe, Karakütük Tepe, Alataş Tepe, Kaleköy Tepe, Aydos Tepe, Arpa Tepe, Çevrik Tepe ve Biber Tepe dolaylarıdır (Şekil 2).

Çalışma alanında birim başlıca resifal nitelikli kireçtaşından oluşmaktadır. Açık sarı, açık gri renkli, seyrek killi biyoklastik kireçtaşı arakatmanlı, bazen belirgin orta-kalın, bazen som katmanlı olan birim, sert, sağlam, keskin köşeli kırıklı, yer yer bol alg, mercan, gastropod, ekinid, lamellibranşlı, erime boşluklu kireçtaşı yapılışlıdır (Şekil 3).

Karaisalı formasyonu inceleme alanında bölgenin paleotopoğrafik düzensizlikleri ile deniz seviyesindeki alçalıp yükselmeler ve havzaya taşınan çökel oranındaki değişimlere bağlı olarak tabanındaki resif gerisi fasiyesi karakterize eden Kaplankaya formasyonu ve tavanındaki resif ilerisi fasiyesi temsil eden Güvenç formasyonu ile hızlı, yanal ve düşey fasiyes değişimleri sunan bir dokanak ilişkisine sahiptir. Birimden ölçülen stratigrafik kesitte kalınlığı 114.5 m olarak saptanmıştır.

Formasyondan derlenen seri ve nokta numunelerin ince kesitlerinden Avşar (Ç.Ü.) şu fosilleri tanıtmıştır; **Borelis melo curdica** (Reichel), **Peneroplis** sp.,

Textularia sp., **Amphistegina** sp., **Archaias** sp., **Elphidium** sp. ve **Globigerina** sp. Tanıtımı yapılan bu fosil topluluğuna göre Karaisalı formasyonu inceleme alanında Alt-Orta Miyosen (Burdigaliyen-Langhiyen) zaman aralığında çökelmiş olmalıdır.

Karaisalı formasyonu Miyosen başlarında (muhtemelen Burdigaliyen) güneyden kuzeye dereceli olarak ilerleyen transgressif Miyosen denizinin sığ, çalkantılı ve ılık kesimlerinde ve daha çok Miyosen öncesi topoğrafik yükseklerde resif kompleksi olarak gelişim göstermiştir (Yetiş ve Demirkol, 1986). Görür (1979)'e göre Karaisalı formasyonunun mercanlı-algli istiftaşı ve bağlamtaşı asfasiyesi, bankların çekirdeğini oluşturacak şekilde; küçük bentonik foraminiferli, algli istiftaşı asfasiyesi, bank büyümeleri içerisinde korunmuş çukurluklarda; mercanlı - algli vaketaşı, istiftaşı asfasiyesi, alg ve mercanların yığışım halinde bulunduğu topoğrafik yükseltiler üzerinde organik ve hidrodinamik işlevlerin etkinliği altında; büyük bentonik foraminiferli, algli istiftaşı asfasiyesi, bank yamaçlarının aşağı kısımlarında; globigerinli, algli istiftaşı asfasiyesi, bank büyümelerinin yoğunlaştığı topoğrafik yükseltiler arasında ve globigerinli, killi vaketaşı asfasiyesi ise, topoğrafik yükseltilerden uzakta bank etkisinin görülmediği derinliklerde oluşmuştur.

2.2.1.4. Güvenç formasyonu (Tgü)

İlk kez, Adana Baseni'nde mavimsi gri-gri renkli, miltaşı, kumtaşı arakatmanlı, bol mikrofosil ile kısmen piritli, %80-90 oranında şeyl yapılışlı birim Schmidt (1961) tarafından ayırtlanarak Güvenç şeyli adlaması uygulanmıştır. İnceleme alanında gri-yeşilimsi gri renkli, mikrofosilli, marn arakatmanlı, şeyl yapılışlı birim Güvenç formasyonu olarak incelenmiştir.

Birim, inceleme alanının güneydoğu kesimlerinde Çiftlikköy ve Damlama dolayında gözlenmektedir (Şekil 2).

Güvenç formasyonu çalışma alanı sınırları içerisinde gri, yeşilimsi gri, yer yer sarımsı gri renkli, bentik ve planktonik foramlı, marn arakatmanlı şeyl yapılışlıdır (Şekil 3).

Birim tabanında yeralan Karaisalı formasyonu üzerine aşmalı olarak gelmekte olup yanal ve düşey geçişler sunmaktadır. Birimin tavan dokanağı ise inceleme alanı sınırları içerisinde gözlenmemektedir.

Formasyonun fosil içeriğini belirlemek amacı ile derlenen nokta ve seri numunelerden Nazik (Ç.Ü.) şu fosilleri tanıtmıştır; **Globigerina venezuelena** Hedberg, **Globigerinoides trilobus trilobus** (Reuss), **Globigerinoides trilobus immaturus** Le Roy, **Globoquadrina dehiscens** Cushman, Parr ve Collins, **Catapsydrax dissimilis** (Cushman ve Bermudez), **Praeorbulina transitoria** Blow, **Globigerinoides bisphericus** Todd, **Globorotalia mayeri** Cushman ve Ellisor, **Globorotalia obesa** Bolli, Gastropoda ve Ostracoda. Saptanan bu fosillere göre Güvenç formasyonu Alt-Orta Miyosen evresinde çökelmiş olmalıdır.

İnceleme alanı güneydoğusunda Güvenç formasyonu resifal nitelikli Karaisalı formasyonu üzerine yanal ve düşey geçişli olarak gelip bunun resif ilerisi fasiyesini oluşturmaktadır. Gri-yeşilimsi gri renkli, bentik- planktonik foraminiferli, paralel laminalanmalı, marn arakatmanlı şeyl yapılışında olan birim pirit kapsamı ile redüktif bir deniz ortamını işaret etmektedir. Güvenç formasyonunun altta Miyosen öncesi topoğrafyaya bağlı olarak resifal nitelikli çökeller üzerine planktonik ve bentik foramlı şeyl türü litolojiler ile gelmesi, sığ-çalkantılı ve oldukça sıcak denizel bir ortamı göstermektedir.

2.2.1.5. Gülek çakıltaşı (Tgç)

Bu çalışmada, incelenen alanın kuzeybatısında yüzlek veren, pembemsi kırmızı renkli, fosilsiz, kötü boylanmalı çakıltaşı birimine Gülek çakıltaşı adı uygulanmıştır (Şekil 2).

Birim çalışma alanında sadece Gülek Belde'si batısında yüzlek vermekte olup belirtilen kesim aynı zamanda Gülek çakıltaşı için tipik mevkiyi oluşturmaktadır. Gülek çakıltaşının hakim litolojisi pembemsi kırmızı, yer yer sarımsı gri renkli çakıltaşından oluşan dönemler halinde paleotopoğrafik çukurluklarda gelişmiş akarsu çökellerinden oluşur. En fazla 1.5-2 m kalınlığa erişen, yer yer teknemsi çapraz katmanlı, kötü boylanmalı çakıltaşı dönemleri, tabanda 25-30 cm boya erişen ve yukarı doğru tane boyu küçülen, başlıca Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı kireçtaşı, kuvars, çört ve kumtaşından türeme, az yuvarlak, uzunca-asküresel çakıllar ile eşitli bileşenli bir matriksle tutturulmuştur. Sürekli olarak aşınmalı bir taban ile başlayan dönemler genellikle merceksel bir geometri sunmaktadır (Şekil 3).

Birim inceleme alanı içerisinde, Gülek batısında Oligosen-Alt Miyosen yaşlı Gildirli formasyonu üzerine açısal uyumsuzlukla gelmektedir. Gülek çakıltaşı çalışılan alanda yaklaşık 30-35 m kalınlık sunmaktadır.

Haritalanan alan sınırları içerisinde, birime yaş verebilecek herhangi bir fosile rastlanmamıştır. Birimin altında bulunan en genç kayastratigrafi birimi, Miyosen denizi transgressif istifinin tabanını oluşturan Oligosen-Alt Miyosen yaşlı Gildirli formasyonudur. Tortoniyen sonrasında denizin çekilmesi ile bölgede aşınma süreci başlamıştır. Böylece denizel Miyosen çökelleri üzerinde açısal uyumsuz olarak gelen başlıca karasal kırıntılılardan oluşan Gülek çakıltaşı Pliyosen'de çökelmiş olmalıdır (Prof.Dr. Oğuz Erol ile sözlü görüşme).

Gülek çakıltaşı içerisinde denizelliği gösterecek herhangi bir fosil bulunamamıştır. Birim, herbiri aşınmalı bir taban üzerinde gelişen dönemli ardalanım sunan istifler halinde, tekne şeklinde çapraz katmanlı ve merceksel geometrili çakıltaşlarından oluşmaktadır. Gülek çakıltaşı içerisindeki çakılların yer yer 25-30 cm boya ulaşması oldukça güçlü akıntıların varlığını göstermektedir. Buna göre, paleotopoğrafik çukurlukları dolduracak şekilde gelişen, alacalı renkli, kaba dokulu Gülek çakıltaşı bir akarsu ortamında çökelmiş olmalıdır.

3. SONUÇLAR

Gülek-Çamalan (Tarsus) alanının ayrıntılı stratigrafisinin incelendiği bu çalışmada, temeli, Üst Triyas-Kretase yaşlı, başlıca mikritik kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşı yapılışlı, sığ denizel nitelikli Demirkazık formasyonu oluşturur. Üzerine Tersiyer istifinin tabanını oluşturan, Oligosen-Alt Miyosen yaşlı, çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı ardalanımından oluşan, karasal nitelikli Gildirli formasyonu açısal uyumsuz olarak gelir. Alt-Orta Miyosen yaşlı, sığ deniz-plaj nitelikli kırıntılılardan oluşan Kaplankaya, resifal karbonatların hakim olduğu Karaisalı ve derin denizel nitelikli marn arakatmanlı şeylden oluşan Güvenç formasyonları Miyosen denizi transgressif istifini temsil etmekte olup Gildirli formasyonunu uyumlu olarak üzerlerken kendi aralarında yanal ve düşey geçişli bir dokanak ilişkisine sahiptirler. Ayrıca bu çalışmada akarsu ortamında çökeldiği kabul edilen ve çakıltaşı - kum matriksli çakıltaşı ardalanımından oluşan Pliyosen yaşlı birim Gülek çakıltaşı olarak ayırtlanmış ve haritalanmıştır. Çalışma alanındaki Alt-Orta Miyosen yaşlı Kaplankaya ve Karaisalı formasyonlarından, kalınlık ve litolojik değişimlerini saptamak amacı ile iki adet stratigrafi kesiti ölçülmüş olup sonuçta, Kaplankaya formasyonu için 98.5 m ve Karaisalı formasyonu için ise 114.5 m'lik bir kalınlık belirlenmiştir.

4. KATKI BELİRTME

Yazar, 1992 yılında tamamlanarak Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsüne sunulan Yüksek Lisans tezinin bir bölümünü içeren bu makalesinde, tez yöneticisi Doç.Dr. Cengiz Yetiş'e, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Başkanlığına, paleontolojik tayinlerde yardımcı olan Doç.Dr. Niyazi Avşar (Ç.Ü.) ile Yrd.Doç.Dr. Atike Nazik (Ç.Ü.)'e, bu çalışmayı FBE 90-27 nolu proje ile destekleyen Ç.Ü. Araştırma Fonu'na ve çizimleri titizlikle yapan Teknik Ressam H.Mine Yıldır'a içtenlikle teşekkür eder.

KAYNAKLAR

Blumenthal,M., 1941. Niğde ve Adana Vilayetleri Dahilindeki Torosların Jeolojisine Umumi Bir Bakış, M.T.A. Yayın No: 6, Seri B, 95 s., Ankara.

Demirkol,C., 1989. Pozantı - Karsantı - Karaisalı (Doğu Toros) Arasında Yer Alan Karbonat Platformunun Stratigrafisi ve Jeolojik Gelişimi, M.T.A. Dergisi, 109, 33-44, Ankara.

Demirtaşlı,E., 1976. Toros Kuşağının Petrol Potansiyeli, Türkiye III. Petrol Kongresi, 55-63, Ankara.

Görür,N., 1979. Karaisalı Kireçtaşının (Miyosen) Sedimantolojisi, T.J.K. Bült., 22/2, 227-234, Ankara.

İlker,S., 1975. Adana Baseni Kuzeybatısının Jeoloji ve Petrol Olanakları, T.P.A.O. Arama Arşiv No: 973 , 63 s., (Yayınlanmamış), Ankara.

Lagap,H., 1985. Kıralan - Karakılıç - Karaisalı (NW Adana) Alanının Litostratigrafik - Kronostratigrafik İncelemesi, Ç.Ü. Fen Bilimleri Enst. Jeoloji Müh. Böl. Yüksek Lisans Tezi, 77 s., Adana.

Özer,B., Duval,B., Courrier,H. ve Letouzey,J., 1974. Antalya - Mut - Adana Neojen Havzaları Jeolojisi, Türkiye 2. Petrol Kong., Türkiye Petrol Jeologları Derneği, 57-84, Ankara.

Schmidt,G.C., 1961. Stratigraphic Nomenclature for the Adana Region Petrolium District, 7. Petroleum Administration Bull, 6., 47-63, Ankara.

Tekeli,O., 1980. Toroslarda Aladağların Yapısal Evrimi, T.J.K. Bült., 23/1, 11-15, Ankara.

Ternek,Z., 1957. Adana Havzasının Alt Miyosen (Burdigaliyen) Formasyonları; Bunların Diğer Formasyonlarla Olan Münasebetleri ve Petrol İmkanları, M.T.A. Der., 49, 48-66, Ankara.

Uçar,L., 1991. Bucak -Çokak (Tarsus Kuzeyi) Alanının Stratigrafisi, Ç.Ü. Fen Bilimleri Enst. Jeoloji Müh. Anabilim Dalı Yüksek Lisans Tezi, 103 s., Adana.

Ünlügenç,U.C., 1986. Kızıldağ Yayla (Adana) Dolayının Jeolojik İncelemesi, Ç.Ü. Fen Bilimleri Enst. Yüksek Lisans Tezi, 77 s., Adana.

Üşenmez,Ş., 1982. Pozantı (Adana) Güneyindeki Gülekdağı Miyosen Karbonat İstifinin Sedimantolojisi, M.T.A. Dergisi, 97/98, 33-45, Ankara.

Yetiş,C., 1978. Çamardı (Niğde) Yakın ve Uzak Dolayının Jeoloji İncelemesi ve Ecemiş Yarılım Kuşağının Maden Boğazı-Kamışlı Arasındaki Özellikleri, İ.Ü. Fen Fak. Doktora Tezi, 164 s., İstanbul.

Yetiş,C. ve Demirkol,C., 1984. Adana Baseni Kuzey-Kuzeybatı Kesiminin Temel Stratigrafisine İlişkin Bazı Gözlemler, T.J.K. 38. Bilimsel ve Teknik Kurul. Bildiri Özetleri, 59-61, Ankara.

Yetiş,C. ve Demirkol,C., 1986. Adana Baseninin Batı Kesiminin Detay Jeolojisi Etüdü I, M.T.A. Rapor No: 8037, Ankara.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1993 SAYI 22 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

BARAJ GERİSİ YANGIN ENDEKSLERİ

Ö. Serdar YILDIRIM
Selçuk Üniversitesi, Maden Mühendisliği Bölümü, Konya / Türkiye

Saim SARAÇ
Anadolu Üniversitesi, Maden Mühendisliği Bölümü, Eskişehir / Türkiye

ÖZET: *Yeraltı kömür işletmeciliğinde kendiliğinden yanmadan ötürü barajlanmış panoların, tekrar işletmeye açılması ile atıl durumda olan malzeme, ekipman ve kömür ekonomiye kazandırılabilecektir. Bu nedenle baraj gerisindeki yangının literatürde verilen endekslerle izlenmesi gerekmektedir. Ancak endekslerin kullanım limit değerlerinin farklı ocaklar için farklı değerler aldığı bilinmektedir. Bu çalışmada T.T.K. Kozlu Müessesesi ocaklarında meydana gelen yangının gaz analiz verileri kullanılarak, baraj gerisi yangın endekslerinin kullanım limit değerleri belirlenmeye çalışılmıştır.*

FIRE INDICES FOR SEALED AREAS

ABSTRACT: *When reproduction starts in the coal panels which were closed by firedamps due to the spontaneous combustion, it is possible again to consider equipments and the coal reserve at the back of the firedamps as an economic assets. Because of these , it is necessary to observe the mine fires at the back of the firedamps by means of index values given in literature. However, it is also known that these indices are different for different mines. In this study, it was tried to estimate the limit values of these indices in T.T.K. Kozlu Coal Mine by means of gas analyses.*

1. GİRİŞ

Kömürün hava ile temas sırasında, oksijen absorbe etmesiyle başlayan ve oksitlenme ile devam eden, ortamda ısı birikimiyle açık alevli yangına kadar gidebilen süreç, kendiliğinden yanma olarak adlandırılmaktadır.

Bir panodaki kızışmanın alınan birincil önlemlerle engellenememesi durumunda son çare olarak pano hava giriş ve dönüş yolları yangın barajları ile kapatılır.

Barajlanmış panolarda bırakılan malzeme, ekipman ve yüzbinlerce ton kömür rezervi önemli ekonomik kayıplar oluşturmaktadır. Bu nedenle barajlanmış panolara yangının sönmesinden sonra yeniden girilmesi amaçlanır. Barajların açılmasına karar verilmesi kritik özellik taşımaktadır. Barajların açılıp bölgeye temiz hava gönderildiğinde, yangının yeniden canlanması olasılığı gözönünde tutulmalıdır. Bu durum kurtarma ve yangınla mücadele ekiplerinin güvenliğini tehlikeye düşürmektedir. Bundan dolayı barajların açılmasına karar verildiğinde, kızışmanın tam olarak sönmüş olması gerekmektedir.

Kızışmanın gelişimini izlemede ve yangının sönüp sönmediğine karar vermede, temel alınan veriler baraj gerisinden alınan hava numunelerinin gaz analiz değerleridir.

2. BARAJ GERİSİ YANGIN ENDEKSLERİ

Baraj gerisindeki kızışmanın izlenmesinde ve yangın aşamasının yorumlanmasına yönelik olarak literatürde pek çok endeks önerilmektedir. Ancak her koşul altında başarılı sonçlar veren standart bir endeks bulunmamakta, önerilen endekslerin çalışılan bölgenin özellikleri dikkate alınarak uygulanması gerekmektedir.

Baraj gerisi yangın koşullarının irdelenmesinde kullanılan başlıca endeksler şu şekilde sıralanabilir:

- $CO/(O_2$ azalma yüzdesi) endeksi (Graham 1914: Arıoğlu, 1985)
- $CO_2/(O_2$ azalma yüzdesi) endeksi (Banerjee et. all., 1990)
- Oksijen azalması (Mackenzie-Wood and Strang, 1990)
- Desorbe hidrokarbon endeksi (Justin and Kim, 1988: Banerjee et. all., 1990)
- CO Artık gaz ilişkisi (Litton, 1986: Banerjee et. all., 1990)
- C/H endeksi (Ghosh and Banerjee, 1967: Banerjee et. all., 1990)
- $N_2/(CO+CO_2)$ endeksi (Chamberlain et. all., 1970: Morris, 1988)
- Trickett endeksi (Trickett, 1954: Mitchell and Burns, 1979)

Yukarıdan anılan endeksler Tablo 1.1 ve Tablo 1.2 de sunulmuştur.

3. BARAJ GERİSİ YANGIN ENDEKSLERİ UYGULAMASI

Barajlanarak kapatılan panolarda, baraj gerisi atmosferin izlenmesine yönelik olarak önerilen yangın endekslerinin hiç biri, uygulamada karşılaşılan olayların yorumlanmasında her zaman başarılı olamamaktadır. Yeraltı kömür ocaklarında daha önceki barajlama çalışmaları sırasında edilinen deneyimler ve kaydedilen veriler, göz

Tablo 1.1: Baraj gerisi yangın endeksleri

$CO/(O_2$ azalma yüzdesi) endeksi $CO/(O.A.Y.) = \frac{CO}{0.265\ N_2 - O_2} 100$ CO, N_2, O_2 numunedeki % gaz oranlarıdır. Teorik Kullanım Limit Değerleri CO/(O.A.Y.) — Yorum 0.2 — Tehlikesiz 0.5 — Oksidasyon varlığı 1 — Isınma başlangıcı 1-2 — Isınma tehlikeli boyutta 2-3 — Açık alevli yangına gidiş	**$CO_2/(O_2$ azalma yüzdesi) endeksi** $CO_2/(O.A.Y.) = \frac{CO_2}{0.265\ N_2 - O_2} 100$ CO_2, N_2, O_2 numunedeki % gaz oranlarıdır. Teorik Kullanım Limit Değerleri CO_2/(O.A.Y.) — Yorum 25> — Yüzeysel ısınma 50< — Yüksek yoğunluklu yangın
Oksijen azalması O_2 Oranı — Yorum %12< — Açık alevli yangın %5 — Kendiliğinden yanma için belirsizlik noktası %2 — Kendiliğinden yanmanın sönme aralığı %1 — Değerin bir süre sabit kalması ve yanmanın sönmesi	**Desorbe hidrokarbon endeksi** $D.H.E. = \frac{1.01(T.H.C.) - CH_4}{(T.H.C.) + C} 1000$ T.H.C. : Toplam hidrokarbon konsantrasyonu (ppm) CH_4 : Metan konsantrasyonu (ppm) C : Sabit (0.01) Teorik Kullanım Limit Değeri D.H.E. — Yorum 0-50 — Normal sıcaklık 50-100 — Olası ısınma 100< — Yangın varlığı

önüne alınan damar için en uygun endeksin belirlenmesinde önemli ip uçları sağlar. Ortam koşullarını değerlendirmede tüm endekslerin uygulanması ve varılan sonuçların birkaç endeks tarafından desteklenmesi gerekir.

Bilindiği gibi, 3.Mart.1992 tarihinde T. T. K. Kozlu yeraltı ocaklarında çok geniş kapsamlı bir gaz patlaması olayı yaşanmış, patlama sonrasında açık alevli yangın oluşmuştur. Olay 263 maden işçisinin yaşamını kaybetmesine neden olmuştur. Kurtarma çalışmalarına hemen başlanmakla beraber yangının daha da yayılmasından ötürü tüm ocaklar barajlanarak kapatılmıştır.

Tablo 1.2: Baraj gerisi yangın endeksleri

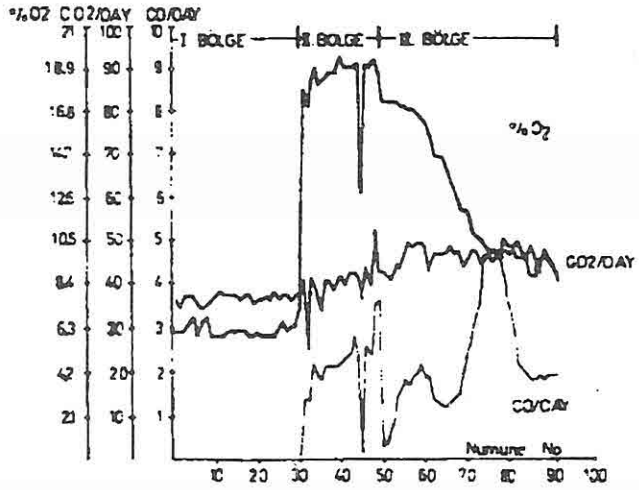
CO Artık gaz ilişkisi $CO - A.G.İ. = \frac{1}{3}(CO)5\ Rg^{-3/2}O_2^{-1/2}$ Rg: Artık gaz içeriği $= (100-4.77\ O_2 - CH_4 - C_2H_6)$ (CO)5 : Numunedeki CO oranı (ppm) O_2, CH_4, C_2H_6 numunedeki % gaz oranıdır. Teorik Kullanım Limit Değerleri CO-A.G.İ. — Yorum 1> — Sıcaklık artışı 1< — Normal sıcaklık	**C/H endeksi** $C/H = \frac{6(CO_2 + CO + CH_4 + 2C_2H_4)}{2(0.265N_2 - O_2 - CO_2 - C_2H_4 + CH_4) + H_2 - CO}$ CO_2, CO, CH_4, C_2H_4, N_2, O_2, H_2 numunedeki % gaz oranlarıdır. Teorik Kullanım Limit Değerleri C/H — Yorum 3-4 — Yüzeysel kızışma 15< — Aktif yangın 20< — Ahşap malzemeninde yandığı açık alevli yangın
N2/(CO+CO2) endeksi $\frac{N_2}{(CO + CO_2)}$ N_2, CO, CO_2 numunedeki % gaz oranlarıdır.	**Trickett endeksi** $T.R. = \frac{CO_2 + 0.75CO - 0.25H_2}{0.265\ N_2 - O_2}$ H_2, CO, CO_2, O_2 numunedeki % gaz oranlarıdır. Teorik Kullanım Limit Değeri T.R. — Yorum 04> — Yangın durumu yok 0.4-0.5 — Yakıt sadece metan 0.5-1.0 — Yakıt kömür, petrol, bant 0.9-1.6 — Yakıt ahşap tahkimat 1.6< — Analiz veya numune hatası

Hava gelirinin kesilmesinden ötürü yangının sönmesi için 23 gün beklenilmiştir. Bu süre içinde her yangın barajından işletme yetkililerince hava numuneleri alınmış, elde edilen veriler yorumlanarak yangının gelişimi izlenmeye çalışılmıştır. Hayatını kaybeden madencilerin yeraltında kalmasından ötürü, barajlama işleminden 23 gün sonra 26. Mart.1992 tarihinde tüm barajlar aynı anda kurallara uygun olarak açılmış ve yeraltına hava gönderilmiştir. Basılan temiz hava, oksijen yetersizliği nedeni ile sönme eğlimine girmiş olan yangını yeniden canlandırmış, kurtarma çalışmalarını tehlikeye düşürmüştür.

Bu durumda, ocaklar yeniden tahliye edilerek tüm kuyu dipleri yeniden barajlanmıştır.

Bu süreç içinde yangın barajlarının 26.Mart.1992 tarihinde açılıp yeniden canlanması mühendislik açısından yeniden incelenmesi gereken bir konudur. Bu amaçla olay süresince kaydı tutulan gaz analiz değerleri incelenmeye alınmıştır.

Bu araştırma, patlama+yangın sonrası yapılan 6 adet barajın gerisindeki gaz verilerinin, endekslere uygulanmasından oluşmaktadır. Her baraj için 24-28. Mart. 1992 tarihleri arasında ortalama 90 ölçüm için yangın endeksleri hesaplanmış ve grafikleri oluşturulmuştur. Yapılan çalışmanın zaman bakımından, barajın "kapalı-açık-kapalı" olduğu süreç içinde olmasına dikkat edilmiştir. Böylece yangının davranışını ve endekslerin kullanım limit değerlerinin belirlenebilmesine olanak tanınmıştır. Bu çalışmada örnek olarak, "İncivez Barajı" verilmiştir. Şekil-2.1 de CO/O.A.Y., CO_2/O.A.Y. endekslerinin zamana göre değişimleri % O_2 ile birlikte verilmiş ve aşağıdaki sonuçlar çıkarılmıştır. Grafik, oksijen miktarına bağlı olarak üç bölgeye ayrılmaktadır.



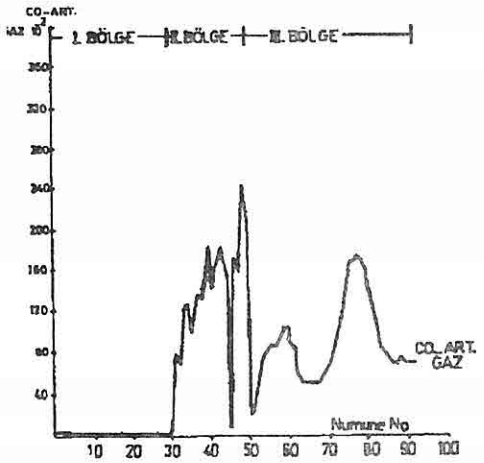
Şekil-2.1: İncivez Barajında 24.03.1992-28.03.1992 tarihleri arasında CO/O.A.Y., CO_2/O.A.Y., % O_2 nin değişimi.

I. Bölge : Baraj gerisine hava verilmeden önceki bölge olup, 29 nolu numune alım zamanına kadar sürmektedir. Bu bölgede oksijen oranı %6 civarında seyretmektedir. Bu değer oksijen limit değeri %5'e yakın olduğundan kendiliğinden yanma için belirsizlik taşıdığı görülmektedir. Birinci bölgede CO/O.A.Y. değerlerin 0.2 nin altında olduğundan yangın için tehlikesiz durumu göstermektedir. CO_2/O.A.Y. endeksi ise, ortalama 36 değerinde yatay doğrusal hareket etmektedir. Bu değer limit değer 25 in üstündedir ve

yüzeysel kızışmanın üzerinde bir durumu göstermektedir.

II. Bölge: Baraj gerisine hava verildiği 29-49 nolu numune alım zamanı arasındaki bölge olup oksijen oranının %19.4 değerine ulaştığı görülmektedir. İkinci bölge içindeki oksijen oranının %12 nin üzerinde oluşu, ortamda ki yangının açık alevli olduğu şeklinde yorumlanabilmektedir. CO/O.A.Y. endeksi ortama oksijen girişi ile artış göstermiş ve 3.6 değerine ulaşarak açık alevli yangın yorumunu desteklemiştir. CO_2/O.A.Y. endeksi ikinci bölge içinde artış göstermektedir. CO_2/O.A.Y. ın değeri 40 civarında olup, yangının yoğunluğunun artığını ifade etmektedir.

III.Bölge: Baraj gerisine hava girişinin durduğu, oksijen oranının %19.6 dan %8.6 ya kadar düştüğü 49-81 nolu numune alım zamanı arasındaki bölgedir. Bu bölgede oksijen oranın azalma eğilimine girişi, açık alevli yangının, alevsiz yangın durumuna doğru dönüşüm içinde olduğu şeklinde yorumlanabilinir. Üçüncü bölge içinde CO/O.A.Y. endeksi, artan eğrisel hareket yapmakla beraber, oksijen oranının maksimum azalma gösterdiği kısımda azalmış ancak, bölge içinde vermiş olduğu değerler yüksek yoğunluklu yangını göstermektedir. Bu bölge içinde, CO_2/O.A.Y. endeksi 40-50 arasında değer almaktadır. Bu değerlerin, limit değer 50 ye yaklaşma eğiliminde olduğu açıktır. Bu durum yüksek yoğunluklu yangın olarak yorumlanabilmektedir. Desorbe Hidrokarbon endeksinin hesablanmasında kullanılan, toplam hidrokarbon miktarının gaz analizi ile belirlenememiş olmasından ötürü, endeks değerleri hesaplanamamıştır. Daha ayrıntılı gaz analizine gereksinim vardır.



Şekil-2.2: İncivez Barajında, 24.03.1992-28.03.1992 tarihleri arasında CO-Artık Gaz endeksinin değişimi.

Şekil-2.2 de CO-Artık Gaz endeksinin, numune alım zamanına karşılık değişimi verilmiş ve aşağıdaki sonuçlar çıkarılmıştır. Sonuçlar oksijen miktarına göre ayrılmış üç

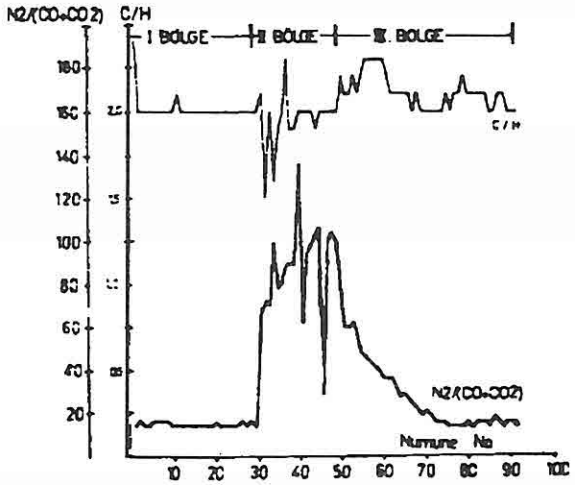
bölge halinde verilmektedir.

I. Bölge: CO-Artık Gaz endeksi bölge içinde 1. 10-2-4. 10-2 değerleri arasında yatay doğrusal hareket yapmaktadır. Bu hareket yukarıda anılan diğer endekslerle desteklenmektedir.

II. Bölge: CO-Artık Gaz endeksinin bölge içinde yapmış olduğu ani yükselme, ortama oksijenin girişi ile birlikte yangının kısa zamanda ani gelişme gösterdiği şeklinde yorumlanabilir.CO-Artık Gaz endeksi yangının gelişimini 4.10-2 den 244.10-2 ye yükselmesi ile açıklamaktadır.CO-Artık Gaz endeksinin en önemli özelliği, CO/O.A.Y. endeksi ile benzer davranış modeli göstermesidir.

III.Bölge: CO-Artık Gaz endeksi, oksijen azalmasından, diğer endekslere göre daha fazla etkilenerek, dalgalanmalar yaparak artış göstermektedir. Azalma, ancak oksijen oranının % 10 un altına düşmesi ile gerçekleşmiştir.

Şekil-2.3 de C/H ve $N_2/(CO+CO_2)$ endekslerinin, numune alım zamanına karşılık değişimi verilmiş ve aşağıdaki sonuçlar çıkarılmıştır. Sonuçlar oksijen miktarına göre ayrılmış üç bölge halinde verilmektedir.



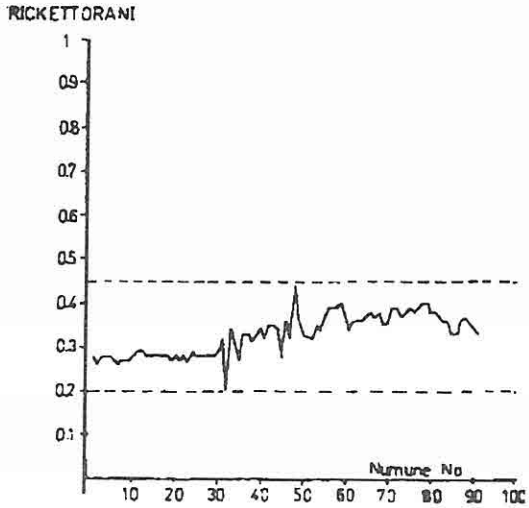
Şekil-2.3: İncivez Barajında, 24.03.1992-28.03.1992 tarihleri arasında C/H ve $N_2/(CO+CO_2)$ oranlarının değişimi.

I. Bölge: C/H oranı bölge içinde diğer endekslerde olduğu gibi yatay doğrusal hareket yapmaktadır. Bu esnada aldığı değerler 2-2.5 arasındadır. Bu değerlerin, limit değer 3 den küçük olması, C/H oranının birinci bölgede yüzeysel kızışmanın altında bir durumu göstermektedir.$N_2/(CO+CO_2)$ endeksi benzer hareketi 17-18 değerleri arasında yapmaktadır.

II. Bölge: Ortama havanın verildiği anda, yangın gazlarında meydana gelen ani seyrelmeler, oranların değerlerinde iniş ve çıkışlara neden olmuştur. Bölge içinde N/(CO+CO) endeksi ani artış göstermiştir. Bunun nedeni yangının gelişimidir.Bu durum CO/O.A.Y. ve CO-Artık Gaz endeksi tarafından desteklenmektedir. $N_2/(CO+CO_2)$ oranın, oksijen miktarındaki değişmelere karşı duyarlı olduğu görülmektedir.

III. Bölge: C/H endeksi, oksijenin azalma eğlimine girdiği bölgede artış göstermiştir. Bu artış 2.3 değeri ile sona ermiştir. Bölge içinde $N_2/(CO+CO_2)$ oranı azalan bir eğri çizmektedir. Azalış oksijen oranının azalışından kaynaklanmaktadır.

Şekil-2.4 de Trickett oranının İncivez Barajındaki değişimi verilmiştir.



Şekil-2.4: İncivez Barajında 24.03.92-28.03.92 tarihleri arasında Trickett oranının değişimi.

Trickett oranının tüm süreç içinde 0.20-0.44 aralığında değer aldığı belirlenmiştir. Trickett oranın birinci bölgede yatay doğrusal, ikinci bölgede artan doğrusal, üçüncü bölgede azalma eğilimi gösteren bir hareket yapmaktadır.Oranın 0.20-0.44 aralığında değer alması,limit değer 0.4 den küçük olduğunu göstermektedir. Bu durum Trickett oranına göre yangının sözkonusu olmadığını göstermektedir. Ancak bu yorum diğer yangın endeksleri sonuçları ile ters düşmektedir.

4. SONUÇLAR

Baraj gerisi atmosferin değerlendirilmesinde literatürde önerilen yangın endeksleri, ortamdaki oksijen oranı ile birlikte yorumlanmalıdır. Graham (CO/O.A.Y.) endeksi ile CO-Artık Gaz endeksi, baraj gerisi için çok benzer davranış modeli göstermektedir. CO-Artık Gaz endeksinin, yangın koşullarını daha iyi yorumladığı, ancak kullanım limit

değerlerinin farklı ocaklar için, farklı değerler aldığı belirlenmiştir. Bu durum C/H endeksi içinde sözkonusudur.

Kozlu Bölgesi verilerinin değerlendirilmesi sonucunda, CO-Artık Gaz endeksinin 2.10-2 civarında tehlikesiz bölgeyi işaret ettiği, 70.10-2 nin üzerindeki değerlerin ise yüksek yoğunluklu yangın koşullarını gösterdiği belirlenmiştir. CO_2/O.A.Y.endeksi, yangın koşullarında diğer endekslerde görüldüğü gibi geniş ve büyük dalgalanmalar göstermemektedir. Endeksin 28'in altındakı değerleri yüzeysel kızışmayı, 40'ın üzerindeki değerlerin ise yüksek yoğunluklu yangın koşullarını gösterdiği belirlenmiştir. Desorbe Hidrokarbon endeksinin uygulanabilmesi için, yangın esnasında oluşan hidrokarbonların ve normal koşullarda tabakalardan yayılan metan miktarının ölçülmesi zorunluluğu vardır. C/H oranının 2 civarındaki değerlerinin yüzeysel kızışmayı ifade etmektedir. $N_2/(CO+CO_2)$ endeksi, diğer endekslerden farklı davranış modeli göstermektedir. Endeks yoğun yangın koşullarını örneklemesine rağmen, oksijenin azalma gösterdiği durumda azalma eğlimine girmiştir. $N_2/(CO+CO_2)$ endeksinin, barajın kapatılmasından kısa bir süre sonra alacağı 14 değerinin üstündeki değerlerin, ortamın yangın için tehlikeli durumda olduğu şeklinde yorumlanabilmektedir. Trickett oranının, literatürde verilen limit değerleri, Kozlu Bölgesi için geçersiz kalmaktadır, limit değerlerin uygulamalar ile yeniden belirlenmesi gerekmektedir.

KAYNAKLAR

Arıoğlu,E., 1985. Yeraltı kömür madenciliğinde yangına karşı savaşta azot enjeksiyonu, teknik rapor, İstanbul.

Saraç,S., 1992. Yeraltı Kömür Ocaklarında Kendiliğinden Yanma, T.C. Anadolu Üniversitesi, Müh.Mim.Fak. No:121, s. 53-58.

Mitchell,D.W., Burns,F.A., 1979. Interpreting the state of a mine fire, IR 1103, US Dept. Labour, MSHA pp. 1-18.

Banerjee,S.C., et. all., 1990. An approach to assesing the status of sealed-off fires by exemination of fire indices, Mining Science and Technology, 10, pp.37-51.

Mackenzie-Wood,P., Strang,J., 1990. Fire gases and their interpretation, The Mining Engineer, pp. 471-478.

Morris,R., 1988. A new fire ratio for determining conditions in sealed areas, The Mining Engineer, pp. 369-375.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1993 SAYI 22 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

PRELIMINARY HYDROGEOLOGIC EVALUATION OF THE TRAVERTINE-DEPOSITING KARSTIC SPRINGS IN THE LOWER ZAMANTI BASIN, EASTERN TAURIDS-TURKEY

Celal Serdar BAYARI
International Research and Application Center for Karst Water Resources, Hacettepe University, Beytepe, 06532 Ankara / Turkey
Can DENİZMAN
University of Florida, Dept. of Geology, Gainesville, Florida / USA

ABSTRACT : *Evaluation of the hydrogeologic, environmental isotopic, and hydrochemical data of karstic effluents in the Lower Zamantı Basin suggests that only the springs, discharging of deep-regional, confined groundwater with long residence time, deposit travertine. The temperature, ionic composition, and the residence time of karstic springs located between the recharge area and the main stream, increase gradually as the distance from the recharge area increases. The temperature, specific conductivity, alkalinity, carbon-dioxide partial pressure, and residence time values of shallow flow springs are 8°C, 80µS/cm, 1.5meq HCO_3/l, 10^{-2} atm, and 12 years, respectively. Higher values, such as 15°C, 455µS/cm, 5.0meq HCO_3/l, 10^{-1} atm and 17years, are observed in travertine-depositing karstic springs of deep-regional origin. Moreover, confined flow conditions prevail within the aquifer system of travertine-depositing springs, whereas unconfined or partially confined flow conditions exist in the reservoirs of shallow circulating groundwater.*

AŞAĞI ZAMANTI HAVZASI (DOĞU TOROSLAR) TRAVERTEN ÇÖKELTEN KARSTİK KAYNAKLARININ ÖN HİDROJEOLOJİK DEĞERLENDİRMESİ

ÖZET : *Aşağı Zamantı havzasındaki karstik boşalımlara ait hidrojeolojik, hidrokimyasal ve çevresel izotop verilerinin karşılaştırılması, havzada yalnız uzun geçiş zamanlı. derin-bölgesel ve basınçlı yeraltısuyunu boşaltan kaynakların traverten çökelttiğini göstermektedir. Beslenme alanı ile yerel karst aşınma tabanını oluşturan Zamantı Nehri arasında yer alan karstik kaynakların sıcaklık, iyon içeriği ve geçiş zamanları beslenme alanına olan uzaklıkla paralel bir biçimde artmaktadır. Sığ dolaşımdaki yeraltı suyunu boşaltan kaynakların sıcaklık, özgül iletkenlik, alkalinite, karbondioksit kısmi basıncı ve geçiş zamanları sırasıyla 8°C, 80µS/cm, 1.5meq HCO_3/l, 10^{-2}atm, ve 12 yıldır. Buna karşın, traverten çökelten kaynaklarda söz konusu parametrelerin daha yüksek değerler aldıkları gözlenmektedir (15°C, 455µS/cm, 5.0meq HCO_3/l, 10^{-1} atm ve 17yıl). Ayrıca, traverten çökelten kaynakların akifer sistemlerinde basınçlı akım koşulları etkiliyken; sığ dolaşımdaki yeraltı suyunu boşaltan kaynaklarda serbest ya da kısmen basınçlı akım koşulları etkili olmaktadır.*

1. INTRODUCTION

In recent years, there has been a great interest on the depositional processes of travertines. Although, the factors affecting travertine deposition are well understood by the recent studies (Herman & Hubbard, 1992; Chafetz et al., 1991; Amundson & Kelly, 1987; Emeis et al., 1987; Weijermars et al., 1986; Chafetz & Folk, 1984), the hydrogeologic processes influencing this deposition in karst are still a matter of debate.

Weijermars et al.(1986) state that travertines, as sub-recent continental calcareous deposits, exist in two different origins namely abiogenic (autigenic) and biogenic. Examples of autigenic travertines are observed in many places of the world (e.g.the Hot Springs of Yellowstone National Park, USA; Karlovy Vary Springs in Czechoslovakia and, Pamukkale-Denizli in Turkey). These types of travertines are associated with the hot water springs and are formed as result of inorganic processes. The second kind of travertine deposition, which is associated with karst groundwater, is primarily of biogenic origin. Deposition of biogenic travertines is strongly related to the presence of the biological activity of alga and mosses (Weijermars et. al.,1986; Emeis, et.al., 1987; Chafetz and Folk, 1984; Pia, 1953). However, some travertines that deposit from thermal waters may introduce a combination of both origins. One of the best examples of the biogenic travertine deposition in Turkish karst is the Antalya travertine plateau, located in the western Taurids karst range in Southern Turkey. The Antalya travertine plateau with areal extension of 630 sq.km and average thickness of 200m, is probably the largest travertine deposit in the world (Denizman, 1988). The travertines of Plitvice lakes, Yugoslavia, are also a similar example of this kind (Roglic, 1981).

This paper aims to present the results of preliminary evaluation of the hydrogeologic conditions that seem to control travertine deposition in the Lower Zamantı Basin.

2. STUDY AREA

2.1. Location, Regional Geology and Hydrogeology

The Lower Zamantı Basin, located in the eastward extension of the Taurus Karst Range, is situated between 37:30'- 38:15' north latitudes and 35:00'- 35:45'east longitudes (Figure 1). The surface area of the basin, where the altitude ranges between 400m and 3700m, is 1909 sq.km. Thalveg elevations of the main stream, the Zamantı River, at the upstream and the downstream reaches of the basin are 1200m and 400m, respectively.

The lithological units are composed mainly of three structurally different group of formations; autochthonous, allocthonous and post-tectonic (Figure 1). The allocthonous units are located in the western part of the basin, while the eastern part is covered essentially by autochthonous formations. The autochthonous units comprise formations of Early Cambrian-Late Cretaceous period (Ayhan, 1988). They are made up of detritic lithologies, while carbonates crop out in relatively small areas. Divrikdağı limestone, the

uppermost unit of autochthonous carbonates, moslty exposes along the Zamantı River as tectonic windows beneath the ophiolite nappe (Tekeli et al., 1981).

The allochthonous formations are composed of five nappe units. The Aladağlar Mountain is made up of these nappes, that compose mostly of carbonate rocks (limestone and dolomite) of the Carboniferous-Late Cretaceous period. For the sake of simplicity, these nappes are grouped into three nappes in this paper; as Siyah Aladağ, Intermediate and Beyaz Aladağ nappes. The Siyah Aladağ and Beyaz Aladağ nappes cover a great part of the recharge area (see Figure 1).

The ophiolitic melange, comprising lithologic units from Aladağ and ophiolite nappes, is situated unconformably over each nappe unit. Depending on the local tectonic structure, the ophiolite nappe overlies either the ophiolitic melange, or the Aladağ nappes. The ophiolite nappe, concealing the contact between allocthonous and autochthonous formations, extends in the SW-NE direction.

The post-tectonic units, formed after nappe settlement, comprise Quaternary volcanics and Miocene karstic conglomerates, and overlie the mid-upper and northern parts of the basin.

Karstic carbonates, which are mostly allochthonous, cover approximately 60 percent of the basin, whereas the non-karstic and impervious units constitute the rest. However, some of the autochthonous and post-tectonic formations present karstification as well. The post-tectonic units are not significant from the view point of regional hydrogeology.

The allocthonous carbonate nappes and the autochthonous Divrikdağı limestone make up the main karstic aquifer of the basin. The primary recharge area of the karstic aquifer is the Aladağlar Mountain. The mean annual precipitation in this area is about 1500mm. The carbonate rocks of the Aladağlar nappes are extensively karstified and consequently have significant infiltration ratio of about 75 percent (Bayarı, 1991). The recharge from this area provides about 80 percent of the total stream flow of the Zamantı River through the karst system extending beneath the impervious ophiolite cover. The karstic units situated in the northern part of the basin present mature landforms. In the western, central and southern parts, the limestone morphology is still young and so, the topography is wilder. In view of geomorphologic structure, the basin introduces many similarities to Alpine-Dinaric karst.

2.2. Travertine Deposits

The recent travertine deposits expose in three different locations in the Lower Zamantı basin. These travertines deposited from Yerköprü I, II, and III karstic springs are located along the Zamantı River (see Figure 1). The deposits formed by karstic springs are known as Yerköprü "earthen bridge" by the local people as they form natural bridges across the river, providing invaluable passages in the basin where access across the river

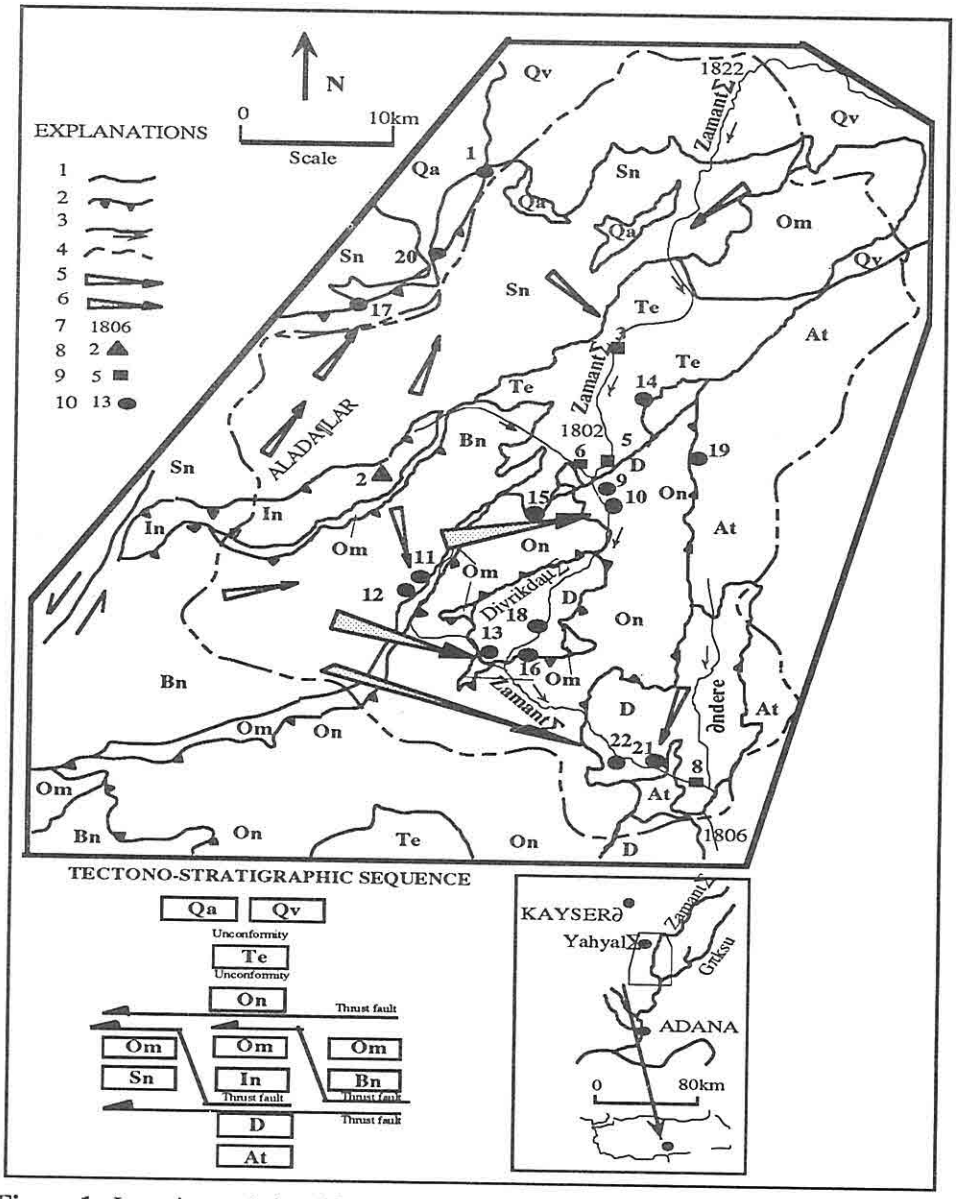


Figure 1. :Location and simplified hydrogeologic map of the Lower Zamantı Basin.
[1: Formation boundary; 2:Upthrust, teeth on upper nappe; 3: River-stream and flow direction; 4: Surface-water divide; 5: Unconfined groundwater flow direction; 6: Confined groundwater flow direction; 7: Stream gauging station and number; 8: Snow isotope sampling point; 9: Stream-isotope sampling point; 10: Karstic spring, isotopic-chemical sampling point; Qa: Quaternery alluvium; Qv: Quaternary volcanics; Te: Tertiary sediments (karstic carbonates within the basin); On: Ophiolite nappe (impervious); Om: Ophiolitic melange (impervious); Sn, In, Bn: Siyah Aladağ, Intermediate and Beyz Aladağ karstic carbonate nappes, respactively; D: Divrikdağı autochthonous carbonates; At: Eastern Taurids Autochthonous sequence (mostly impervious).

is possible only in limited areas. Since there are three travertine-depositing karstic springs along the Zamantı River, starting from the upstream, they were numbered as Yerköprü I, Yerköprü II and Yerköprü III. The Yerköprü I and Yerköprü II Springs are located 400m apart at the middle of the basin, whilst the Yerköprü III spring is located 30km downstream. The travertine deposits formed by Yerköprü I and II springs measure 10mx10mx5m. The Yerköprü III spring has a larger size (100mx30mx10m). Similar fossils were identified in the Yerköprü travertines (Table 1). Although, precise age determination is not possible with the available paleontological data, the similarity of fossil content suggests that the Yerköprü travertines might have been started to deposit at the same time.
measurements.

Table 1. Fresh-water Ostracods found in travertine samples.

Sampling Site	Fossils Identified
Yerköprü I	Ilyocypris gibba (RAMDOHR)
	Amplocypris cf. odessaensis (ILNITSKAYA)
	Amplocypris sp.
	Candona sp.
Yerköprü II	Amplocypris cf. odessaensis (ILNITSKAYA)
	Cypridopsis sp.
Yerköprü III	Amplocypris cf. odessaensis (ILNITSKAYA)

Note : Identifications by M.Duru (Hacettepe University, Geol. Eng. Dept.)

One of the fossils identified in Yerköprü I travertine, Candona sp., was also reported to exist in the Antalya Travertines located in the western Taurids (Denizman, 1988). On the basis of their fossil data, Altuğ and Günay (1977) stated that the Antalya travertines have possibly started to deposit in the Late Pliocene (2 Ma BP). Therefore, considering the similar fossil content, the Yerköprü travertines may be considered to have the same age with that of Antalya.

3. METHOD OF STUDY

Geologic base maps of 1/25000 scale prepared by MTA (Tekeli et al, 1981; Ayhan,A. 1988) were used in the study. Information presented in the maps were checked through field work, and some revisions were made where needed. Hydrochemical data used in this study were collected through field measurements and laboratory analysis of water samples. The specific conductivity, carbon-dioxide, alkalinity and dissolved oxygen parameters were determined by in-site

The field pH was calculated from field carbon-dioxide and alkalinity data by using the

relevant mass action equations proposed by Snoeyink and Jenkins (1980). The water samples analyzed in the laboratory were taken in double capped 150ml PE bottles and shipped to the laboratory within two weeks. Three different samples were taken for anion (sulfate, chloride and bicarbonate), cation (calcium, magnesium, sodium and potassium) and trace elements (copper, iron, chromium and zinc) analyses. The cation and trace metal samples were acidified to pH<2 by undiluted hydrochloric and nitric acids, respectively. The laboratory analyses were carried out precisely by applying methods proposed in Standard Methods (APHA et al., 1989). Unbalanced analyses were repeated until electro-neutrality condition was obtained.

Stable isotope samples (Deuterium and Oxygen-18) were taken in 150ml, double capped PE bottles, while samples for Tritium analysis were taken in 450ml bottles of the same type. The residence-time of the samples has been determined using a computer program based on the exponential mixing model (Bayarı, 1991).

Of the 78 chemical and 22 isotopic samples, data concerning with the seven karstic springs were evaluated (Tables 2 and 3). Basin-wide evaluation of the whole data is provided by Bayarı (1991) and Günay and Bayarı (1991).

Table 2. Environmental isotope data of the selected observation points.

Sample * Name		Oxygen-18 Content (δ SMOW)	Deuterium Content (δ SMOW)	Discharge Elevation (m)	Recharge Elevation (m)	Elevation Difference (m)	Tritium Content (TU)	Residence Time (years)
2-	Snow	-14.06	-100.1	2650	3324	674	–	–
11-	Barazama 1	-10.35	-63.9	1120	1840	720	16	12
12-	Barazama 2	-11.05	-71.0	1110	2120	1010	19	15
13-	Kapuzbaşı 3	-11.59	-76.3	750	2336	1586	18	14
18-	Göksu	11.64	-75.9	650	2356	1706	20	15
09-	Yerköprü 1	-10.76	-72.7	800	2004	1204	22	17
10-	Yerköprü 2	-10.39	-67.9	750	1856	1106	22	17
21-	Yerköprü 3	-10.55	-67.8	450	1920	1470	21	17

Note: * Numbers refer to sampling locations in Figure 1. δ SMOW: Deviation from Standard Mean of Ocean Water. TU: Tritium Unit.

4. RESULTS AND DISCUSSION

4.1. Environmental Isotopic Evaluation

An overall inspection of the available isotope data indicated that the Yerköprü Springs strongly correlate with each other. However, their isotopic composition differs remarkably from those of other samples (Table 2).

Figure 2, showing the variation of the isotopic compositions of karstic effluents located along the regional groundwater flow path between the recharge and the discharge areas, indicated that the Tritium composition of the waters increases by the increasing length of flow path and residence-time. This suggested that the residence time of karstic effluents inreases as the distance between the recharge area and the springs increases. As seen from Figure 2, the Yerköprü karstic springs have the highest residence-time, indicating a longer groundwater flow path. It is a well known fact that the temperature of the karstic waters is a reliable indicator of the length of flow path or the length of residence-time (Milanovic, 1980). A good positive correlation exists between the temperature and the length of residence-time (or flow path) of the groundwater (see Figure 2). The groundwater temperature increases from the recharge area to the most distant point of the flow path, through which the residence-time also increases.

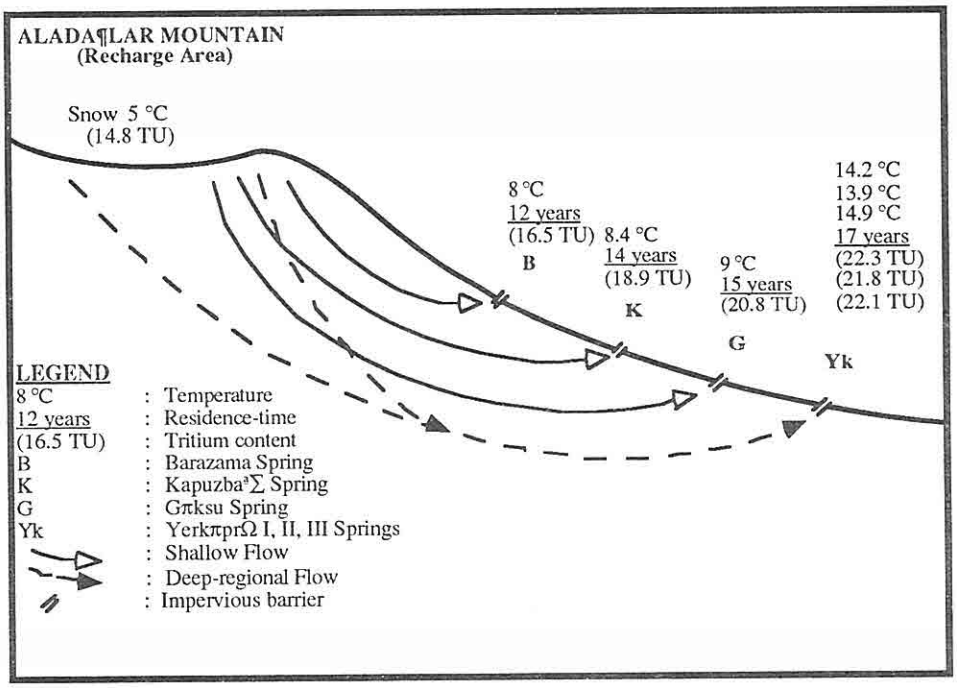


Figure 2. Variation of temperature and residence-time along the regional groundwater flow path (not to scale).

The elevation of the mean recharge area of the karstic outflows were estimated by means of Oxygen-18/altitude relationship of the recharging precipitation in the basin (Bayarı, 1991; Bayarı and Gürer, 1993). The elevation of the mean recharge area of the Yerköprü I, II and III springs were found to be 2004m, 1856m, and 1920m, respectively. The

other karstic effluents which do not deposit travertine, have also mean recharge area elevations close to those of Yerköprü springs. This situation implies that, there is no substantial difference among the mean recharge area elevations of the karstic effluents that deposit travertine or those of others. Because all the karstic effluents have similar recharge area elevations, we may conclude that there is a good mixing within the karstic aquifer and, some contribution from the shallow groundwater circulation towards deep-regional flow exists.

4.2. Hydrochemical Evaluation

The physical and chemical properties of the karstic effluents associated with travertine deposition (Yerköprü Springs) and of other karstic outflows are quite distinct (Table 3).

Compared to others, the travertine-depositing Yerköprü springs have relatively high temperature (13.9 °C-15.0 °C) and specific conductivity (428mS/cm-455mS/cm) values. Their ionic composition is also higher that those of others. The higher alkalinity and the dissolved carbon-dioxide partial pressure indicate that these springs have dissolved more carbonate. Another outstanding difference is observed in partial carbon-dioxide pressures. The carbon-dioxide content of Yerköprü Springs are ten times higher than those of others. The dissolved oxygen content of the water samples shows a slight decrease from the recharge area towards the Yerköprü Springs. The decrease in dissolved oxygen content may be attributed to redox reactions that may occur through the deeper parts of the groundwater flow system.

The variation of the selected physical and chemical parameters along the regional groundwater flow path is shown in Figure 3. As inferred from the graph, a sudden increase in all parameters (except the pH) occurs between the shallow and deep-regional flow springs. This situation suggests that the confined flow condition dominating deep-regional groundwater flow might be responsible for the excessive mineral dissolution in the karstic aquifer.

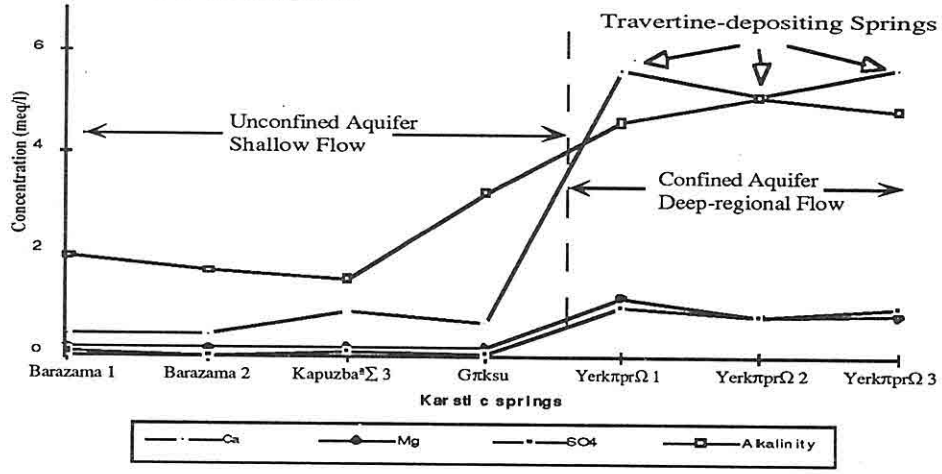


Figure 3. Variation of selected chemical constituents along the regional groundwater flow path.

4.3. Hydrogeologic Evaluation

Interpretation of the environmental isotopic, hydrochemical and geologic data indicates that there are two distinct types of groundwater flow, namely shallow and deep-regional, in the Lower Zamantı Basin (see Figures 2 and 3). The recharge area of both types of flow is the Aladağlar Mountain. Groundwater tends to flow from this area towards east, to the Zamantı River. The flow of groundwater in this direction is controlled by hydraulic gradient and the impervious barriers formed as a result of tectonic activity. The impervious barriers make up the local and/or regional karst erosion bases. The ophiolitic melange, which unconformably overlies each carbonate nappe, and the ophiolite nappe, which tectonically emplaces ophiolitic melange and/or carbonate nappes, form the impervious barriers (see Figures 1 and 2). Because the contact between the karstic aquifer and the impervious units was created by tectonic activity (normal, reverse and thrust faulting), they are called "tectonic barriers" throughout this paper. Bayarı (1991) stated that, there is a strong control of structural features over the groundwater flow within the basin.

Table 3. Physical and chemical data of the major karstic effluents.

	pH	EC µS/cm	Temp. °C	DO mg/l	Ca	Mg	Na	K	SO_4	Cl	Alkalinity	Log PCO_2 atm
11-Barazama 1	7.51	99	9.2	12.2	0.423	0.148	0.191	0.027	0.064	0.220	1.920	-2.112
12-Barazama 2	7.36	85	8.5	13.1	0.413	0.141	0.035	0.028	0.020	0.120	1.665	-1.920
13-Kapuzbaşı 3	7.79	82	8.4	14.0	0.889	0.176	0.060	0.028	0.099	0.120	1.518	-2.097
18-Göksu	7.52	130	9.0	8.1	0.677	0.186	0.170	0.026	0.045	0.220	3.198	-2.088
09-Yerköprü 1	7.67	448	14.2	10.9	5.605	1.150	0.539	0.058	0.982	0.820	4.599	-1.166
10-Yerköprü 2	7.47	428	13.9	9.2	5.128	0.803	0.696	0.054	0.808	1.220	5.094	-1.075
21-Yerköprü 3	7.67	455	15.0	7.4	5.676	0.832	1.109	0.060	0.977	1.320	4.827	-1.147

Note: Ion concentrations are given in meq/l unit. Alkalinity reported as meq HCO_3/l. pH was measured in laboratory. See Figure 1 for sampling locations.

The first tectonic barrier against the groundwater flow towards Zamantı River is located along the eastern flank of the Aladağlar Mountain. Along this ophiolitic nappe barrier, the Barazama karstic springs discharge. The springs are perennial and cease discharging at the end of July. As indicated by their low temperature, and residence time (8°C, 12years), the springs discharge the most shallow part of the groundwater flowing to the Zamantı River. The relatively deep circulating groundwater flows eastward beneath the tectonic barrier and meets another barrier near the western flank of Divrikdağı Mountain. Along this tectonic barrier of ophiolitic melange, the Kapuzbaşı karstic springs discharge

from five orifices. The temperature and residence time (8.4°C, 14 years) of the Kapuzbaşı springs resemble to those of Barazama Springs. This similarity suggest that Kapuzbaşı Springs are also discharging shallow-circulating groundwater. The Kapuzbaşı springs also cease discharging at the end of July.

Some portion of the groundwater also flows beneath the Kapuzbaşı tectonic barrier and reaches the Göksu Spring, located nearby the Zamantı River. The temperature and residence-time values (9°C, 15 years) of the Göksu Spring indicate that the groundwater is of relatively deeper origin. This spring also discharges directly into the Zamantı River, but no travertine deposition occurs at this location. The chemical and isotopic composition of the Göksu Spring is strongly correlated with those of Kapuzbaşı Springs. This similarity suggests that the Kapuzbaşı tectonic barrier is quite shallow and some of the groundwater in circulation leaks towards the Zamantı River. The final locations, where regional groundwater flow reaches, are the Yerköprü Springs. The Yerköprü Springs are located along the Zamantı River in places where impervious barriers dissect the stream course. The groundwater discharging from these springs is subject to confined flow conditions. The ophiolite nappe extending between the recharge area and the limestone outcrops, along which the springs are located, makes up an effective impervious cover and causes the aquifer to be confined (see Figure 1). Comparison of the physical and isotopic properties (i.e. temperature and residence-time) of the Yerköprü Springs (15°C, 17years) with those of other karstic effluents, suggests that the groundwater discharging from these springs has longest residence-time.

Milanovic (1980) stated that the karstic springs discharge along the impervious barriers that make up the local and regional erosion bases, and the main stream of the karstic basin make up the regional erosion base for that particular area. It is apparent from the available hydrogeologic data that the Yerköprü karstic springs are located along the regional erosion bases, while others are on local ones. We may deduce that the travertine-depositing karstic springs are associated with the regional groundwater flow that discharges through the regional erosion bases. Denizman (1988) stated that the Kırkgözler karstic spring of the Antalya Travertine Plateau, currently depositing tarvertine, is also located on the regional erosion base.

4.4. Hydrogeochemical Considerations

It is appearent that the travertine-forming springs of the Lower Zamantı basin are supersaturated with respect to calcite and are also fed by confined groundwater. However, the relation between the confined groundwater flow conditions and the calcite supersaturation is not clear yet. From the hydrogeochemistry point of view, the processes that make the groundwater supersaturated with calcite could be; i) mixing of groundwaters with different temperatures and partial carbon-dioxide pressures, ii) mixing of groundwaters which are in contact with different lithologies (e.g. limestone and

serpentinite), iii) de-dolomitization due to common ion effect, and iv) heat transfer from geothermal gradient.

According to Bogli"s (1980), "mixing corrosion" theory, the mixing of karstic groundwaters with different temperature and partial carbon-dioxide pressure content may lead to the dissolution of more carbonate from the aquifer, even if they were supersaturated with calcite before mixing. It seems possible that this condition may occur within the karstic aquifer. Though this process may explain the supersaturation of travertine-depositing karstic springs, it cannot be solely responsible for travertine deposition.

Similar supersaturation condition might occur, if groundwaters from different lithologies such as, limestone and serpentine, mixes. Barnes (1965) and O"Neil and Barnes (1971) stated that meteoric waters in contact with ultramafic rock and serpentinites may become supersaturated with calcite. Because large outcrops of ultramafic rocks and serpentinites exist over the carbonate aquifer in the Lower Zamantı Basin, we can propose that the supersaturated waters coming from ophiolitic rocks may infiltrate into the karstic aquifer and be responsible for the high carbon-dioxide content necessary for calcite supersaturation.

Plummer et al., (1990) indicated that dedolomitization (that is dissolution of dolomite and precipitation of calcite caused by dissolution of anhydrite) causes groundwater to be supersaturated with respect to calcite under closed system conditions. Since the ophiolite nappe makes an excellent impervious cover, the closed system conditions are believed to exist perfectly in the karstic aquifer. It seems that this process might also occur in the karstic aquifer, in which the dolomite takes place. Although, the presence of evaporite minerals, which are necessary to drive the dedolomitization process, were not reported (Tekeli et al., 1981), it is possible that these minerals might have been formed within the carbonates, because they were deposited in shallow-marine environment.

As stated earlier, the groundwater flowing towards the travertine-forming springs is under great hydraulic pressure. The elevation difference between the recharge area (elev. 2800m-3000m) and the spring orifices (elev. 400m-800m) is about 2500m. Millero (1982) indicates that "the waters in equilibrium with calcite at a depth of approximately 1500m would appear supersaturated with calcite with a saturation index not greater than 0.16 if rapidly brought to the surface". Millero's results suggest that, at least some of the calcite supersaturation observed in travertine-depositing springs could be due to the high hydraulic pressure existing in the karstic aquifer.

The final process, that may cause the calcite supersaturation of travertine-depositing springs is the heating of groundwater in equilibrium with calcite by the geothermal gradient. The temperatures of the Barazama Springs, discharging mostly shallow groundwater, and those of Yerköprü Springs, discharging the deep-regional groundwater, are 8°C and 15°C, respectively. It is possible that the groundwater in

deep-regional circulation is heated by the geothermal heat. The increasing temperature will, eventually, result in the increase of the saturation index of the groundwater. Therefore, we may deduce that, some part of the calcite supersaturation of travertine-depositing springs may also be attributed to the heating by geothermal gradient.

5. CONCLUSIONS

On the basis of hydrogeological, hydrochemical and environmental isotopic data, it is deduced that deep-regional, confined groundwater flow with long residence-time is the major distinctive characteristic of the travertine-depositing karstic springs in the Lower Zamantı Basin. Because these springs have longer residence-times, they are chemically more developed than others. Some of the characteristics of the karstic springs that are fed from shallow or deep-regional groundwater flow are summarized in Table 4.

The correlation of physical, chemical and isotopic data from both types of springs suggests that the hydrogeochemical conditions leading to travertine deposition is strongly related to the confined groundwater flow conditions.

The high hydraulic pressure, that appears in deeper (confined) part of the aquifer, causes groundwater to dissolve higher amounts of carbonate. Since, groundwater discharging from the travertine springs circulates deeper in the aquifer system, it is under the effect of greater hydraulic pressure. The increasing hydraulic pressure will result in the higher solubility of carbon-dioxide. The higher amount of carbon-dioxide, eventually will cause groundwater to dissolve more carbonate from the aquifer rock.

Table 4. Comparison of some characteristics of shallow and deep-regional groundwater effluents in the Lower Zamantı Basin.

Type of Flow	Shallow	Deep-regional
Representative springs	Barazama, Kapuzbaşı, Göksu	Yerköprü I, II, III
Travertine deposition	Not Observed	Observed
Temperature (^oC)	8-9	14-15
Specific conductivity ($\mu S/cm$)	80-130	428-455
Dissolved Oxygen (mg/l)	11.9	9.2
Alkalinity (meq HCO_3/l)	1.5-3.0	4.5-5.0
Log PCO_2 (atm)	10^{-2}	10^{-1}
pH	7.36-7.79	7.47-7.67
Residence time (years)	12-15	17
Flow conditions	Unconfined or partially confined	Confined

Although, there is a close relationship between the confined groundwater flow conditions and the travertine deposition, the hydrogeochemical processes associated with these are not clearly understood yet. Detailed studies should be carried out in the future to check the validity of proposed hydrogeologic conditions that seem to be responsible for travertine deposition. Correlation of hydrogeologic structure with those of other karstic basins, where travertine deposition occurs, will also be helpful in determination of the effect of these conditions upon travertine deposition.

6. ACKNOWLEDGEMENT

Authors wish to express their sincere thanks to the Scientific and Technical Research Council of Turkey for supporting financially the field works. Thanks are also due to the International Atomic Energy Agency (IAEA) for analyzing isotope samples through Research Contract (RB5019) with International Research Center for Karst Water Resources, Hacettepe University. Mehmet Duru (Geol. Eng. Dept., Hacettepe University) provided the fossil identifications of hand specimens. The manuscript was improved by review comments of Prof.Dr. Vedat Doyuran, Prof.Dr. Hasan Yazıcıgil (Dept. of Geological Eng., Middle East Technical University), Prof.Dr. Baki Canik (Dept. of Geological Eng., Ankara University) and of Prof.Dr. Antony Randazzo (Dept. of Geology., University of Florida) .

REFERENCES

Altuğ,A. and Günay,G., 1977. Preliminary hydrogeological report of the Antalya Drinking Water Project: DSI Dept. of Groundwater and Geotechnical Services Archive, Ankara, 45p., (in Turkish, unpublished).

Amundson,R. and Kelly,E., 1987. The Chemistry and mineralogy of a CO_2-rich Travertine Depositing Spring in the California Coast Range: Geochim. Cosmochim. Acta, vol.51, p. 2883-2890.

APHA, AWWA, WPCF., 1989. Standart Methods for the examination of water and wastewater: APHA Publication, 1015th Street, N.W. Washington D.C. 2005.

Ayhan,A., 1988. Geological Map of Turkey Series, Kozan-J 21 Plate , MTA publication, Ankara, 12p., (in Turkish).

Bayarı,C.S., 1991. Karst Hydrogeologic Investigation of the Lower Zamantı Basin (Aladağlar): Ph.D. Thesis, Hacettepe University, Institute of Pure and Applied Sciences, 164p., (unpublished, abstract in English).

Bayarı,C.S. and Gürer,I., 1993. Use of Hydrologic, Hydrochemical and Isotopic Data in Identification of Groundwater Flow Patterns in Lower Zamantı Karst Basin (Eastern Taurids- Turkey): Doga, Turkish Jour. of Environment and Engineering Sciences, vol.2, no. 1, p. 37-47., Ankara.

Barnes,I.,1965. Geochemistry of Birch Creek, Inyo County, California a travertine

depositing creek in an arid climate: Geochim. Cosmochim. Acta, vol.29. p.85-112.

Bogli,A.,1980. Karst Hydrology and Physical Speleology (translated by C.Schmid), Springer-Verlag, Berlin, 284p.

Chafetz,H.S. and Folk,R.L.,1984. Travertines: depositional morphology and bacterially constructed constituents. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 54, p.289-316.

Chafetz,H.S., Rush,P.F. and Utech,N.M., 1991. Microenvironmental controls on mineralogy and habit of $CaCO_3$ precipitates: an example from an active travertine system: Sedimentology, vol.38, p.107-126.

Denizman,C., 1988. Karst hydrogeology of Kırkgözler karst springs and Antalya Travertine Plateau, M.Sc. Thesis, Hacettepe University, Institute of Pure and Applied Sciences, Ankara, 176p., (unpublished, abstract in English).

Emeis,K.C., Richnow,H.H. and Kempe,S., 1987. Travertine formation in Plitvice National Park, Yugoslavia: Chemical versus biological control: Sedimentology, vol.34, p.595-609.

Ford,D.C. and Williams,P., 1989. Karst Geomorphology and Hydrology, Unwin Hyman Publ, Boston, 601p.

Günay,G. and Bayarı,C.S., 1991. Isotope survey of the Western Taurids Karst Region, Turkey, HU-IAEA Research Contract RB5019, Progress Report 2, 26p., (unpublished).

Herman,J.S. and Hubbard,D.A.Jr., 1992. The role of Groundwater in the Deposition of Travertine-marl: International Contributions to Hydrogeology, vol.13, p. 421-434.

Milanovic,P., 1980. Karst Hydrogeology: Water Resources Publications, 434 p.

O'Neil,J.R. and Barnes,I., 1971. C-13 and O-18 compositions in some fresh-water carbonates associated with ultramafic rocks and serpentines: Western United States: Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 35, p. 687-697.

Pia,J., 1953. Theorien uber die Loslichkeit des kohlensauren Kalkes. Mitt. Geol. Ges. Wien 46.

Plummer,L.N., Busby,J.F., Lee,R.W. and Hanshaw,B.B., 1990. Geochemical modeling of the Madison aquifer in parts of Montana, Wyoming and South Dakota: Water Resources Research, vol. 26, p.1981-2014.

Millero,F.J., 1982. The effect of pressure oh the solubility of minerals in water and in sea water, Geochim.Cosmochim.Acta, vol. 46, p.11-22.

Roglic,J., 1981. Les Barrages de tuf calcaire aux lacs de Plitvice, Actes du Coll. de L'A.G.F.,Formations carbonates externes, tufs et travertines, Assoc. Francaise de Karstologie, Mem.3,137- 44.

Snoeyink,V.L. and Jenkins, D., 1980. Water Chemistry: John Wiley and Sons Inc., 462 p.

Tekeli,O., Aksay,A., Ertan-Evren,I, Işık,A. and Ürgün,M.B., 1981. Taurus Ophiolite

Projects; Aladağlar: MTA Archive no. 6976, Ankara, (unpublished, in Turkish).

Weijermars,R., Blanken, C.W.M. and Wiegers,K., 1986. Growth rate observation from the moss-built Chea Travertine Terrace, Central Spain: Geological Magazine, vol.123, p. 279-286.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1993 SAYI 22 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

DIE BEWERTUNG DER WIRSTSCHAFTLICHKEIT DES GRÜNEN MARMORS I GEBIET VON BÜKRÜCE (DENİZLİ/TÜRKEI)

Remzi KARAGÜZEL, Mahmut MUTLUTÜRK , Yaşar KİBİCİ
S.Demirel Üniversity, Eng. and Arch. Faculty Geol. Dept., Isparta / Türkiye

ZUSAMMENFASSUNG : *Die Marmore, die im Gebiet von Karahallı (Uşak) und Bükrüce (Denizli) aufgeschlossen sind, zeigen hell grüne, dunkel grüne und graue Farben. Die verschiedenen Farben der Marmore beruhen auf die unterschiedliche Zusammensetzung des Mineralgehaltes. Die petrographischen, physikalischen und mechanischen Eigenschaften der Marmore werden ebenfalls durch die unterschiedliche Zusammensetzung des Mineralgehaltes bestimmt. Piedmontite und Pistacite sind die Hauptkomponente des Mineralgehaltes des hell grünen Marmors, während beim dunkel grünen Marmor Hornblend und Actinolite als Hauptmineralien auftretten. Von den im Untersuchungsgebiet aufgeschlossenen Marmoren haben die grünfarbigen Marmore auf Grund ihrer inländischen und ausländischen Nachfrage eine ekonomische Bedeutung. Im Gebiet von Bükrüce wurden die petrographischen physikalischen und mechanischen Eigenschaften der Marmore bestimmt und diese zueinander im Beziehung gebracht. Die ermittelten Parameter wurden in verschiedenen Karten dargestellt. Anhand dieser Karten war es möglich aus wirtschaftlicher und technischer Hinsichten die geeignete Steinbruchstelle zu bestimmen. An der ausgewählten Stelle wurde durch eine Trennflächengefügeanalyse die Dimensionen der Gesteinsblöcke abgeschätzt. Darüber hinaus wurde ein Abbaumodell entworfen.*

THE ECONOMIC EVALUATION OF GREEN MARBLES OF BÜKRÜCE (DENİZLİ / TÜRKİYE)

ABSTRACT : *The marbles outcropped in the Karahallı (UŞAK), Bükrüce (Denizli) region are light green, dark green and grey in colour according to mineral paragenesis. This mineral paragenesis controls the physical-mechanical and petrographical properties of the marbles. Piedmontit and pistacite are dominant*

minerals at light green marbles whereas hornblende and actinolite are dominant minerals at dark green marbles.

The green coloured marbles exposed in the investigated area have great demand from overseas and have economical importance. In the Bükrüce (Denizli) region the petrographical physical and mechanical properties are determined and the results were correlated. The prepared maps from these properties show the changes of colour, mineral, physical and mechanical features and the discontiniuty positions. The economically and technologically operatable sites are determined by the evaluation of these map which connected to each other but giving different properties. In the determined open pit locations, the block dimensions are investigated and the operational models which will give optimum efficiency are prepared by making discontiniuty analysis.

BÜKRÜCE (DENİZLİ / TÜRKİYE) YEŞİL MERMERLERİNİN EKONOMİK DEĞERLENDİRİLMESİ

ÖZ : *Karahallı (Uşak), Bükrüce (Denizli) yöresinde yüzeylenen mermerler içerdikleri mineral parajenizine göre açık yeşil, koyu yeşil ve gri renklerdedir. Bu mineral parajenezi mermerlerin petrografik ve fizikomekanik özelliklerini denetlemektedir. Piedmontit ve pistaşit açık yeşil, hornblend ve aktinolit koyu yeşil mermerlerde hakim minerallerdir.*

İnceleme alanında yayılım gösteren yeşil renkli mermerler yoğun yurtdışı talebinden dolayı ekonomik öneme sahiptirler. Bükrüce yöresinde yüzeyleyen mermerlerin petrografik, fiziksel, mekanik özellikleri belirlenmiş ve aralarindaki ilişkiler araştırılmıştır. Bu özelliklerden yararlanarak hazırlanan haritalar renk, mineral, fiziksel,mekanik özelliklerin değişimini ve süreksizliklerin konumunu göstermektedir. Birbirine bağlı olan fakat birbirlerinden farklı özellikler içeren bu haritalar değerlendirilerek çalışılan sahanın içindeki ekonomik ve teknolojik yönden uygun olan ocak yerleri belirlenmiştir. Belirlenen ocak yerlerinde süreksizlik analizler yapılarak blok boyutları araştırılmış ve optimum verimi sağlayacak işletme modelleri hazırlanmıştır.

1. EINLEITUNG

Das zu untersuchende Marmor gebiet liegt in Bükrüce - Denizli (Abb. 1). Im Arbeitsgebiet sind die metamorphen Gesteine des Paleozoikums aufgeschlossen, die zur Menderes-Massiv gehören. Die Marmore sind in diesen konkordant eingeschaltet. In der vorliegenden Arbeit wurden die physikalischen und mechanischen sowie tektonischen Eigenschaften der Marmore untersucht und Wirtschaftlichkeit des Abbaues bewertet.

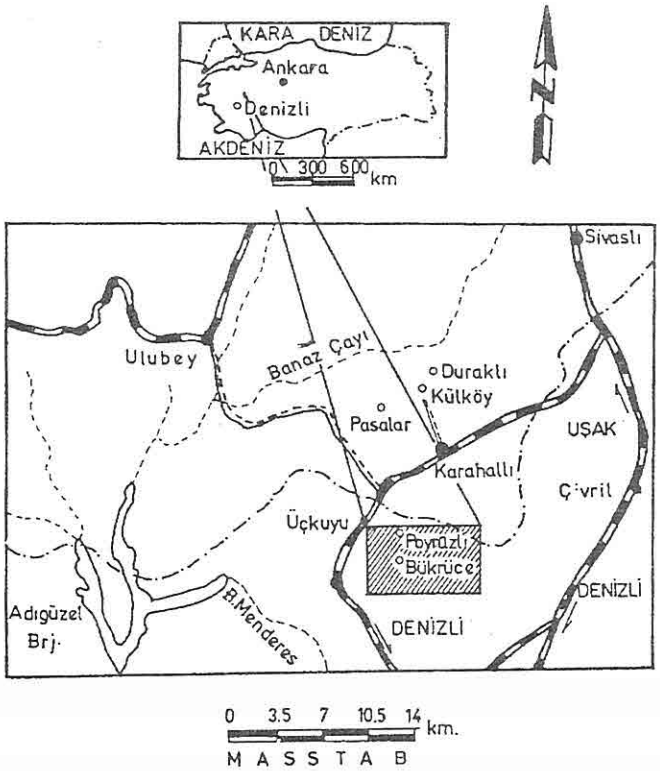


Abb. 1: Die Lage des Arbietsgebietes.

2. GEOLOGİE

Die lithologischen Einheiten, die im Arbeitsgebiet aufgeschlossen sind, wurden auf einer Karte im Maßstab 1:25.000 dargestellt (Abb.2).

Die permisch-triasischen Marmor-Schichten werden von der paläozoischen Eşme -Formation unterlagert. Die Marmor - Schichten, die in der Literatur als Musadağ - Formation bekannt sind, bestehen aus weiss-grün-, und graufarbigen Marmoren. Die unterschiedlichen Farben des Marmors sind auf das Vorkommen von Calcit, Amphibol, Epidot und Glimmer zurückzuführen.

Im allgemein zeigen die weiss und grünfarbigen Marmore einen massiven Aufbau. In manchen Bereichen des Arbeitsgebietes ist eine geschichtete Wechsellagerung zu sehen.

Die Ulubey Schichten des mittleren Pliozäns bestehen aus gelblich-weiss farbiger Kalkstein, Tonstein, Mergel und Konglomerat. Die Mächtigkeit der Abfolge beträgt ca.

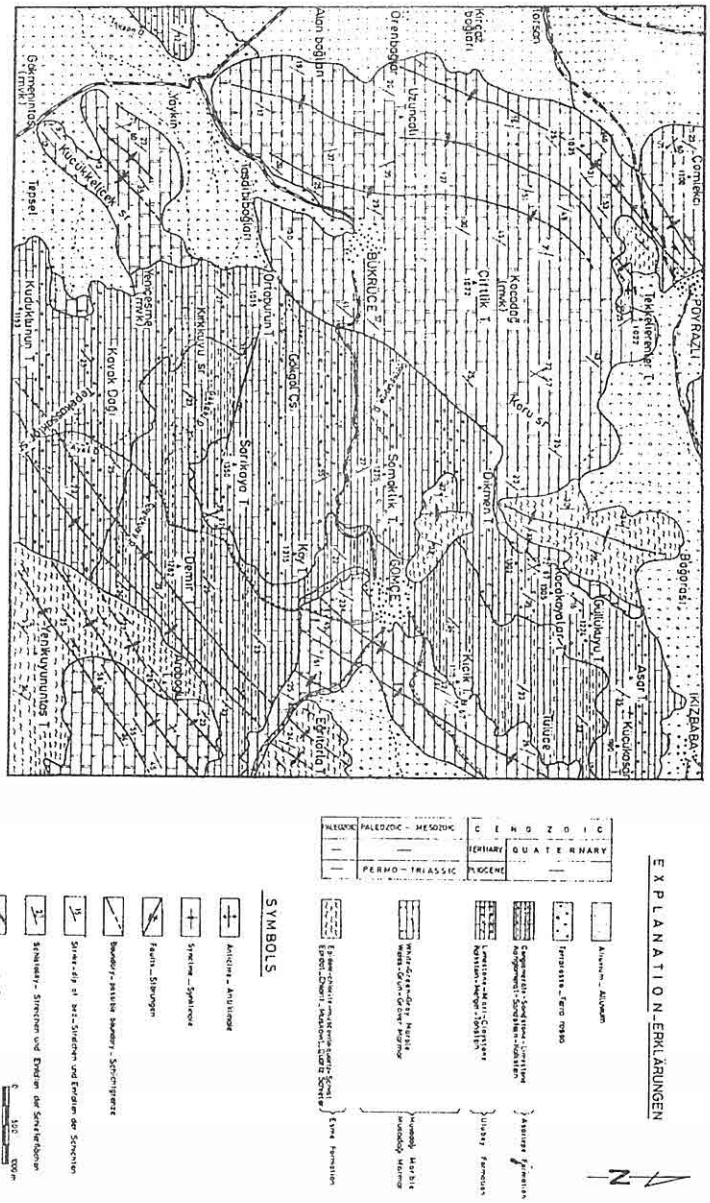


Abb. 2: Die geologische Karte des Arbeitsgebietes.

250 m. Bei den quartären Asartepe-Schichten handelt es sich um Kalksteine, Sandsteine und Konglomerate. Diese lassen sich von der Ulubey Formation überwiegend durch ihre gelbliche Farbe unterscheiden. Die Asartepe Schichten werden von Terra rosa überlagert, welcher als Vermitterungsprodukt aus Mergel und Kalkstein entstanden ist.

Zusätzlich wurde eine geologische Karte im Maßstab 1:12500 angefertigt, wobei die verschiedenfarbigen Marmore kartiert worden sind (Abb.3).

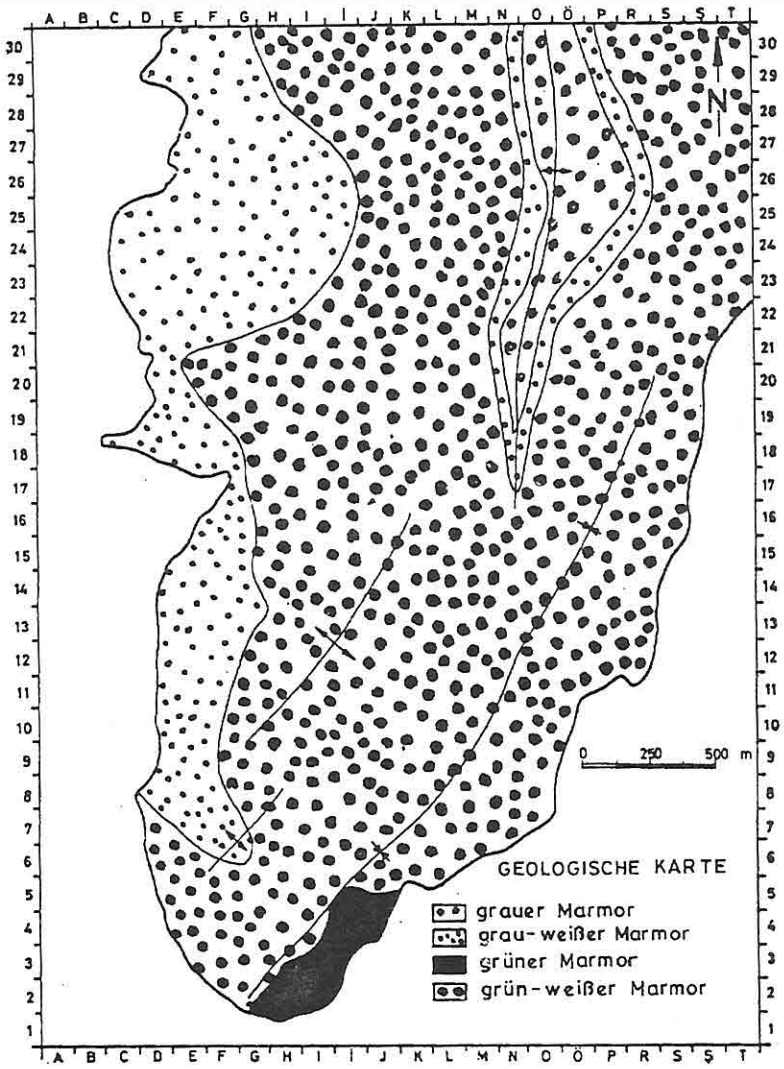


Abb. 3: Die geologische Karte des Marmorgebietes.

3-TEKTONİK

In diesem Abschnitt wird das Trennflächengefüge des Marmorgeländes in Bükrüce diskutiert. Hierzu wurden die Raumlagen der Schichten und der Klüfte eingemessen. Die gemessen Raumlagen der Trennflächen getrennt voneinander kartenmässig dargestellt (Abb.4 und Abb.5). Die Hauptraumlagen der Schichtung sind N22E/24NW,N30E/20SE-NW. Aus der Raumlagenkarte der Schichtung geht hervor, dass das Marmorgelände eine Faltenstruktur aufweist. Die

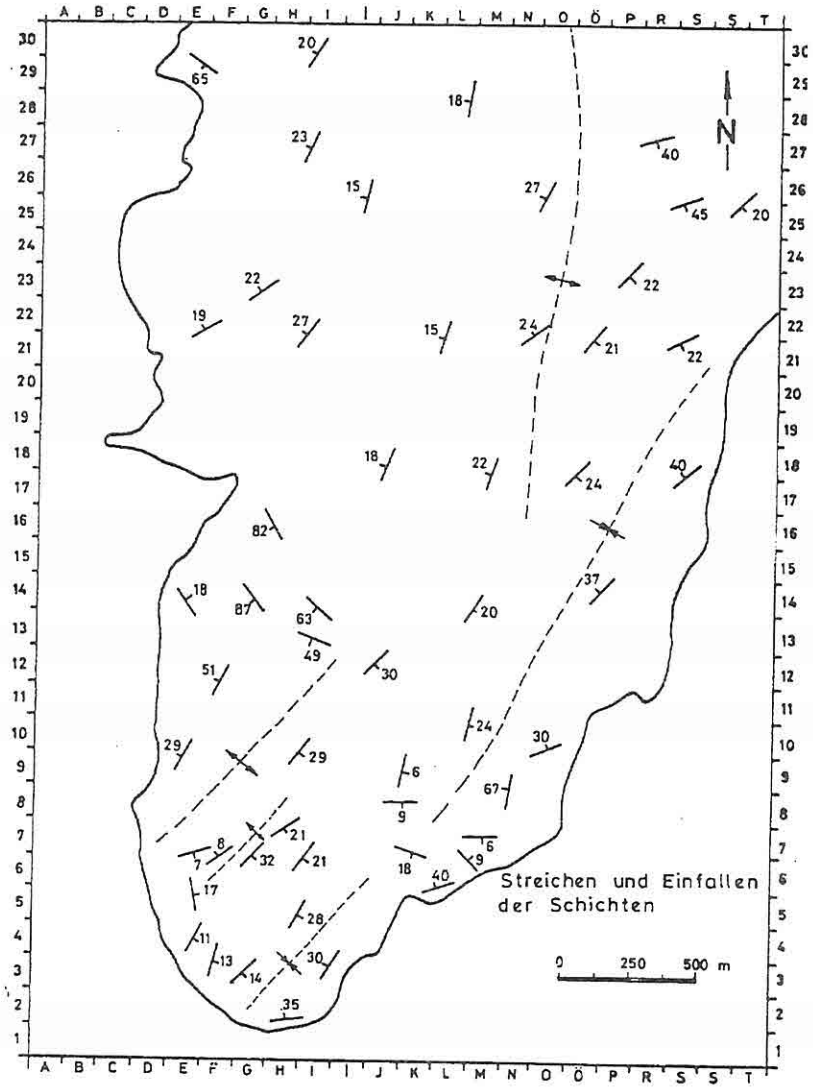


Abb. 4: Die Raumlagenkarte der Schichtung.

Faltenachsen streichen NE-SW und fallen nach SE ein. Aus der statistischen Auswertung der Kluftflächen ergiben sich Raumstellungen von N28W/66SW, N66E/68SE.

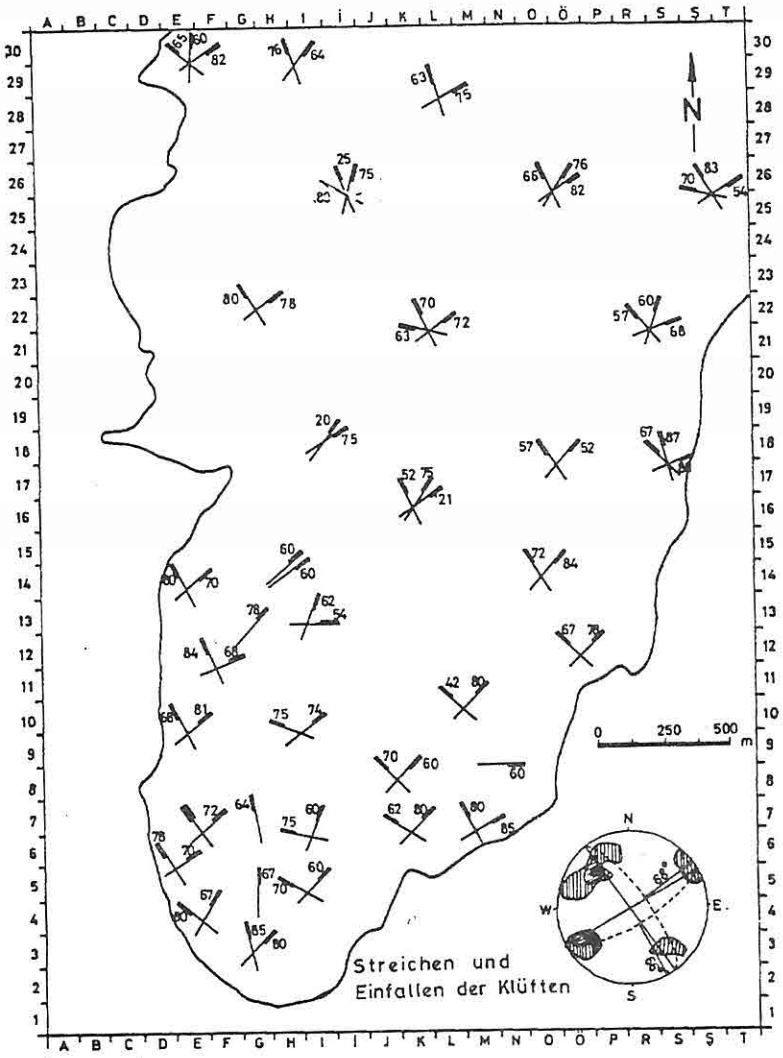


Abb. 5: Die Raumlagenkarte der Klüftung.

4. PHYSİKALİSCH-MECHANISCHE EIGENSCHAFTEN

Um die physikalischen und mechanischen Eigenschaften von Marmore zu bestimmen, wurden im Gelände entlang einesb quadratischen Rasters systematisch Proben entnommen. Dabei wurde besonders Wert darauf gelegt, dass die

Probenentnahme im unverwitterten Zustand erfolgte. Die im Labor erhaltenen Ergebnisse wurden nicht wie gewöhnlich in Tabellen oder Diagrammen wiedergegeben, sondern es wurde der Versuch unternommen, die Ergebnisse in Isolinien-Karten im Masstab 1:12500 darzustellen (Abb.6a-f).

Das spezifische Raumgewicht variert zwischen 2.60 und 2.74 gr/cm^3, wobei sich die verschieden farbige Marmore unterschiedlich verhalten. So zeigt der hellgrau-graue Marmor mit 2.68 - 2.70 gr/cm^3 den niedrigsten Wert. Das spezifische Raumgewicht des hell grünen Marmors schwankt zwischen 2.68 2.72 gr/cm^3 , während er beim grünen Marmor 2.70-2.74 gr/cm^3 beträgt. Hinsichtlich der Dichte ergibt sich für die Marmore ein Schwankungsbereich von 2.68-2.74 gr/cm^3 . Die dichte des grünen Marmors liegt mit 2.74 gr/cm^3 weit über der der andersfarbigen Marmore. Das Wasserabsorptionsvermögen im verhältnis zum Gewicht schwankt zwischen 0,09 und 0,57 %, während das Verhältnis zum Volumen zwischen 0,25-028 % variert. Im Hinblick auf die Wasserabsorption zeigt der grüne Marmor die besten Eigenschaften. Die Porosität variert zwischen 0,4 und 3,7 %. Dabei zeigt der graue und der hell graue Marmor höhere Werte.

Zur Annäherung an die mechanischen Eigenschaften des Marmors wurden im Gelände Punkt Last Versuche durchgeführt. Die Punkt Last Festigkeit des grünen Marmors liegt über 6,0 Mpa, während die anderen Werte zwischen 1,12-6,0 Mpa schwanken.

5. VERGLEICHENDE BEWERTUNG DER VERHÄLTNISSE

Im folgenden soll eine vergleichende Bewertung der verschieden farbigen Marmore vorgenommen werden. Vergleicht man die gewonnenen physikalischen und mechanischen Eigenschaften der verschiedenfarbigen Marmore miteinander, so scheint der grüne Marmor im Arbeitsgebiet die besseren Eigenschaften zu besitzen. Entscheidend hierfür ist das niedrigere Wasserabsorptionsvermögen, die niedrigere porosität und die höhere Festigkeiten des grünen Marmors. Hinsichtlich der Trennflächengefüge und der morphologischen Lage eignet sich der grüne Marmor im Arbeitsgebiet am besten zum Abbau. Darüberhinaus ist die inländische und ausländische Nachfrage nach dem grünen Marmor zur Zeit besonders gross. Im Untersuchungsgebiet wurde der grüne Marmor aufgrund der günstigen geologischen und technischen Eigenschaften sowie der Wirtschaftichkeit als abbauwürdigster Marmor eingestuft. Im Gebiet des grünen Marmors wurde es versucht, aus ekonomischer und technologischer Hinsicht eine geeignete Stelle für einen Steinbruch zu finden und die Dimensionen der Gesteinsblöcke abzuschätzen. Darüber hinaus wurde eine Abbaumodell entworfen.

6. DER GRÜNE MARMOR

Das Gebiet in dem der grüne Marmor ansteht, ist ca 1.1 km^2 gross. Die Untersuchungen wurden in drei Teilen durchgeführt:

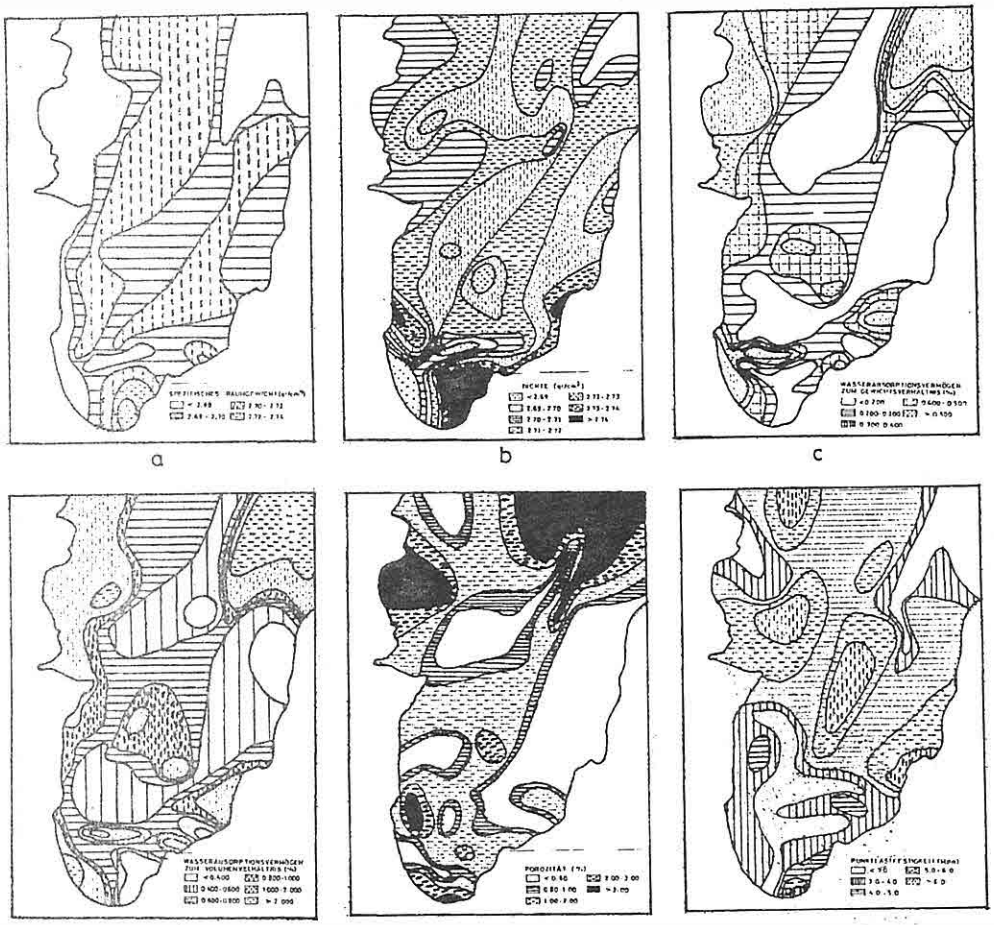


Abb. 6 a-f: Die kartenmässige Darstellung der physikalischen und mechanischen Eigenschaften der Marmore.

a: Das spezifische Raumgewicht, **b:** Die Dichte, **c:** Porosität **d:** Das Wasserabsorptionsvermögen zum Gewichtsverhältnis, **e:** Das Wasserabsorptionsvermögen zum Volumenverhältnis, **f:** Die Punktlastfestigkeit

1. Die Auswahl der Steinbruchstelle.
2. Die Bestimmung der physikalisch- mechanischen Eigenschaften des Marmors.
3. Die Abschätzung der Dimensionen der Gesteinsblöcke.

6.1. Die Auswahl der Steinbruchstelle

Die Raumlage der Diskontinuitätsflächen ist einer der wesentlichen Parameter bei der Auswahl einer Abbaustelle. Hierbei wurden zuerst die Raumlagen und die Mächtigkeiten einzelner Schichten eingemessen. Die Schnittlinien der Schichten mit der Geländeoberfläche wurden auf einer Karte im Masstab 1:200 dargestellt. Daraus geht hervor, dass das Untersuchungsgebiet in fünf Homogenbereiche unterteilt werden kann (Abb.7-8). Die Eigenschaften der Trennflächen wurden getrennt für alle fünf Bereiche ausgewertet. Hieraus hat sich der Teilberich-V als abbauwürdigster erwiesen.

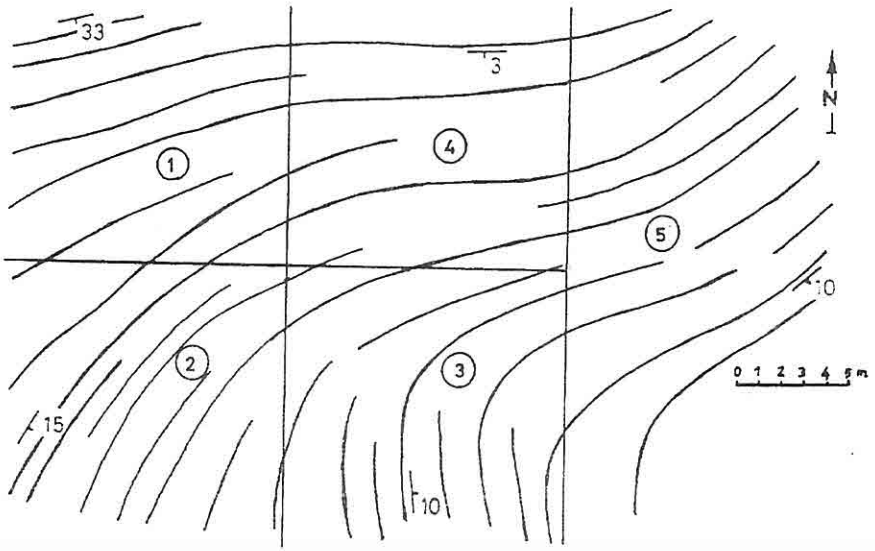


Abb. 7: Die Schnittlinienkarte der Schichten mit der Geländeoberfläche.

6.2. Die physikalischen und mechanischen Eigenschaften des grünen Marmors

Zur Bestimmung der physikalischen und mechanischen Eigenschaften wurden im Gelände Proben von ca. 30x30x30 cm entnommen. Aus diesen Proben in zwei Richtungen, parallel und vertikal zur schichtung, Kernstücke im Durchmesser von 38 mm gewonnen. Die Anhand dieser Proben ermittelten Ergebnisse wurden unten dargestellt:

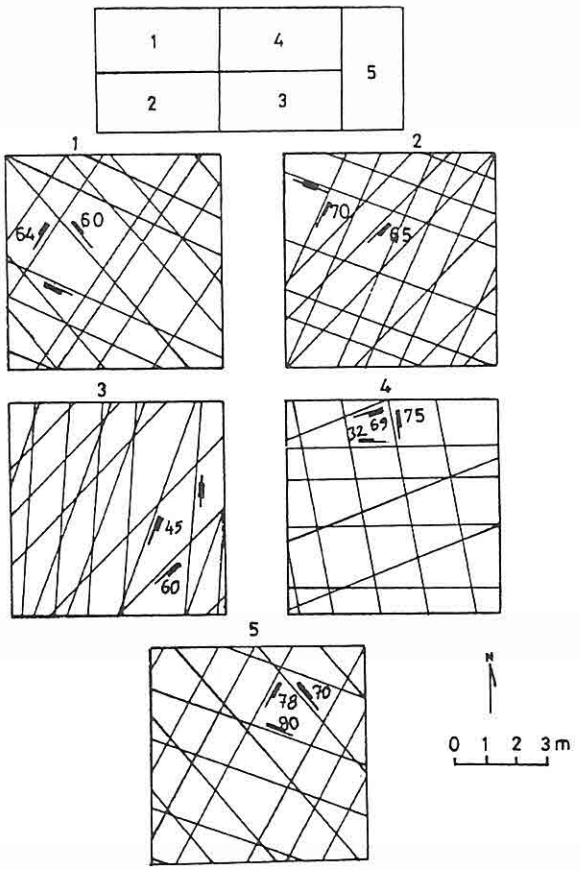


Abb. 8: Die Unterteilung des Marmorgeländes in Homogenbereiche.

Das spezifische Raumgewicht (gr/cm^3) 2.74
Die Dichte (gr/cm^3) 2.75
Das wasserabsorptionsvermögen zum Gewichtsverhältnis(%).....0.086
Das wasserabsorptionsvermögen zum Volumenverhältnis (%)..... 0.237
Die Porosität (%).....0.4
Die einachsiale Druckfestigkeig parallel zur Schichtung(kg/cm^2)..... 597
Die einachsiale Druckfestigkeig parallel zur Schichtung
nach dem Frieren (kg/cm^2) 561
Die einachsiale Druckfestigkeig vertikal zur Schichtung(kg/cm^2).....553
Die einachsiale Druckfestigkeig vertikal zur Schichtung(kg/cm^2)
nach dem Frieren (kg/cm^2) 525
Das Elastizitätsmodull parallel zur Schichtung(kg/cm^2) 51112

Das Elastizitätsmodull vertikal zur Schichtung(kg/cm^2) 38452
Die Zugfestigkeit parallel zur Schichtung(kg/cm^2) 56
Die Zugfestigkeit vertikal zur Schichtung(kg/cm^2) 60

6.3. Abschätzung der Gesteinsblockgrösse

Zur Abschätzung der Anzahl und der Dimensionen der Blöcke wurde ein zeichnerisches Modell entwickelt. Es wurde im Homogenbereich-V ein Gebirgsvolumen von 1000 m^3 (d.h. 10x10x10m) ausgewählt. Dieses Einheitsvolumen wurde im Maßstab 1/100 dargestellt und mit den Trennflächen versehen (Abb.9). Aus diesem Volumen wurden die Kluftkörper der Reihe nach zeichnerisch abgebaut. Die Phasen des Abbaumodells und die gewonnen Blöcke wurden in verschieden Abbildungen wiedergegeben (Abb.10-11). Von den gewählten 1000 m^3 wurde in der dargestellten weise ein Volumen von 300 m^3 abgebaut. Die gewonnenen Blöcke sind unten aufgelistet.

Die Blöcke:	0.5x0.5x1.0 - 1.0x1.0x1.0 m	40 Stück	33 m^3
	1.0x1.0x1.0 - 1.0x1.0x2.0 m	36 "	51 "
	1.0x1.0x2.0 - 1.5x2.0x2.0 m	17 "	74 "

Die Summe der Blöcke: 130 Stück

Die Schuttmenge : 142 m^3

7. Zusammmenfassung der Ergebnisse

Aus den Untensuchungen im Gebiet von Bükrüce wurden folgende Ergebnisse gewonnen:

- Es wurden geologischen, stratigraphischen und tektonischen Eigenschaften des Marmors bestimmt.

- Die physikalishen und mechanischen Eigenschaften des verschieden farbigen Marmore ermittelt und die Ergebnisse in Isolinien-Karten dargestellt.

- Aufgrund der günstigen geologischen und technischen Eigenschaften läßt sich der grüne Marmor am besten abbauen.

- Anhand der Raumlage der Trennflächen wurde das Gebiet vom grünen Marmor in fünf Homogenbereiche unterteilt, wobei der Bereich-V zum Abbau ausgewählt wurde.

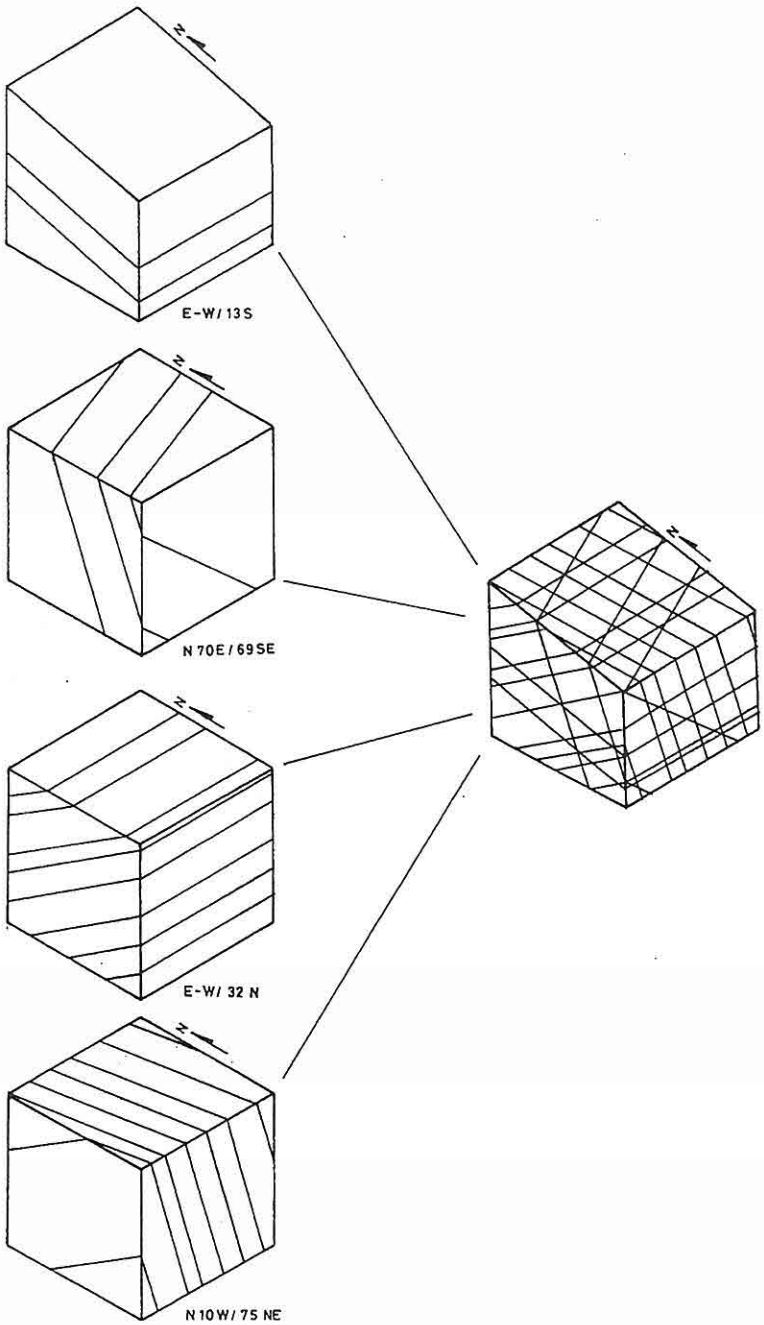


Abb. 9: Das zum Abbau ausgewählte Einheitsvolumen mit dem Trennflächengefüge.

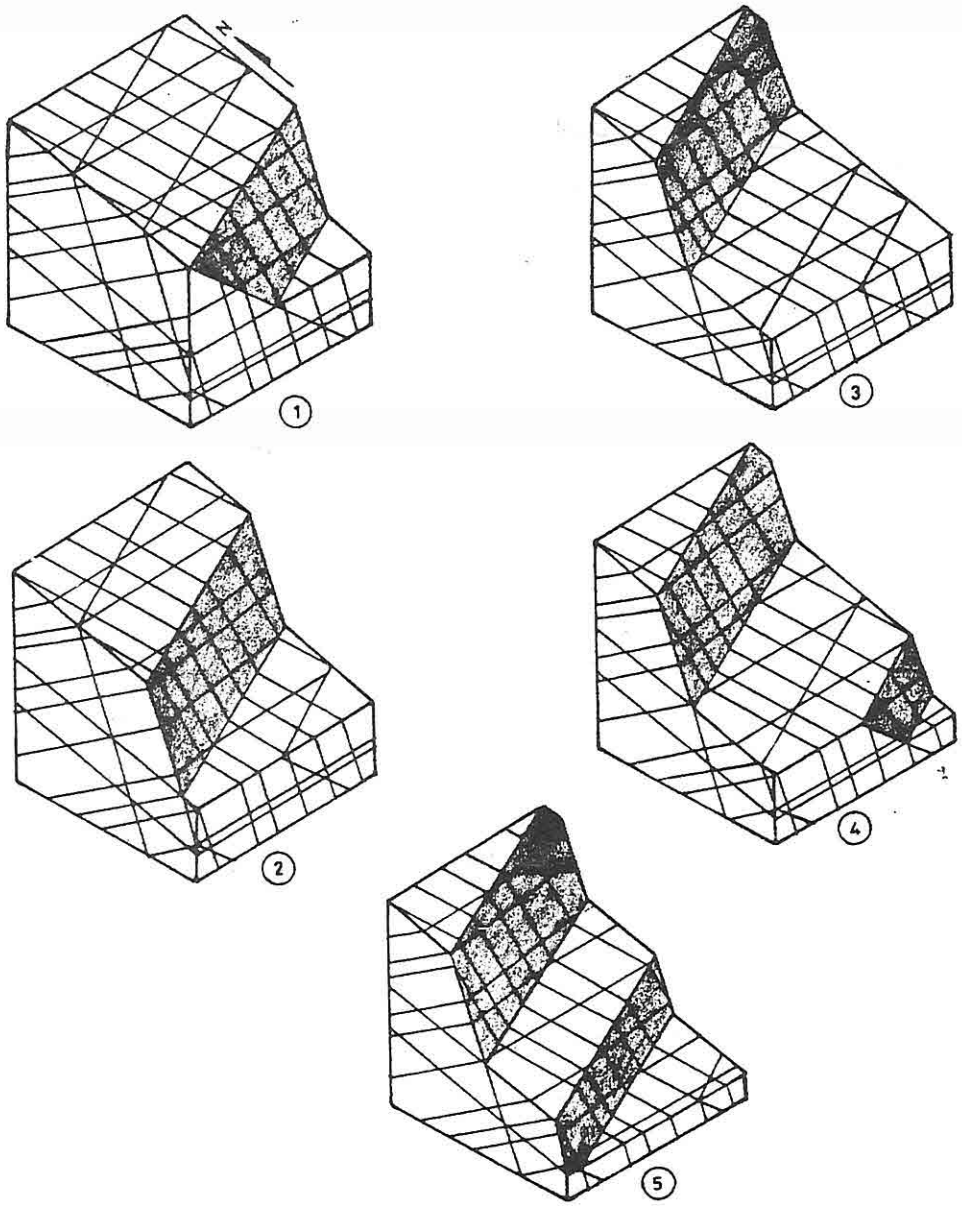


Abb.10: Die Phasen des Abbaumodells.

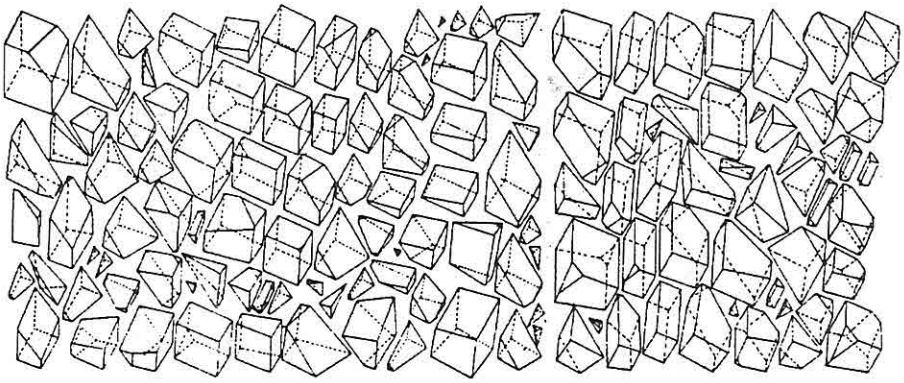


Abb.11: Die gewonnenen Gesteinsblöcke.

- Die physikalischen und mechanischen Eigenschaften des grünen Marmors im Bereich-V wurde anhand der Proben bestimmt, die parallel und senkrecht zur schichtung gewonnen wurden.

- Im Bereich-V wurde ein Gebirgsvolumen von 1000 m^3 ausgesucht. Davon wurde ein Volumen von 300 m^3 zeichnerisch abgebaut. Daraus wurden insgesamt 93 Stück (158 m^3) brauchbare Gesteinsblöcke und eine Schuttmenge von 142 m^3 ermittelt.

LİTERATUR VERZEİCHNİS

Bieniawski,2,T., 1975. The Point load test in geotechnical Proctive: Eng. Geol. 9, 1-11.

Ercan,T., Dinçel,A., Metin,S., Türkecan,A., Günay,E., 1978. Uşak yöresindeki neojen havzaların jeolojisi Türkiye Jeol.Kur. Bült., 21/2, 97-107, Ankara.

Erguvanlı,K., 1980. Kayaçların sertlikleri,saptama yöntemleri ve mühendislik önemi: Müh.Jeo.Bült., 3, 2-6, Ankara.

E.G.W.P., 1977. The description of rock masses for engineering purposes: Eng.Geol., pp.355-388, Great Britain.

Hunt, R.E., 1984. Geotechnical engineering investigation manual. Mc-Graw Hill Book Company, U.S.A.

I.S.R.M., 1978. Suggest methods for the quantitative description of discontinutinuties in rock masses. Int. 1.Rock Mech. Min.Sci. & Geomech. Abstr. Vol. 15, PP. 319-368, Great Britain.

Jumikis, A.R., 1979. Rock mechanics. Series on rock and soil mechanics, Vol.3, no.5, Trans. Tech. Publications, Germany.

Kibici,Y., Mutlutürk,M., Karagüzel,R., Bilgin,A., 1992. Karahallı (Uşak) yöresinin jeolojisi ve yöre mermerlerinin mühendislik özellikleri: Jeol.Kur. Tebliğler Bült. 165-178, Ankara.

Tarhan,F., 1981. Artvin baraj yerinde nokta yük aleti ile bir uygulama: K. T. Ü. Yerbilimleri Derg. I, 2, 165-173, Trabzon.

Tarhan,F., 1984. Artvin granitinin mühendislik özellikleri: K.T.Ü.Derg. Jeoloji, 3, 1-2, 33-46, Trabzon.

T.S.E., 1978. Doğal yapı taşlarının muayene ve deney metodları: TS.699, UDK. 691. 2, Ankara.

Wippern,J., 1964. Menderes Masifinin Alpidik dağ teşekkülü içindeki dirimi: M.T.A. Ens. Derg. 62, 71-79, Ankara.

Yalçınlar,I., 1964. Babadağ Kaledoniyen Masifi ve Antrokolitik örtüler: M.T.A. Ens.Derg. 60, 14-21, Ankara.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1993 SAYI 22 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

IŞIKTEPE-DALAKDERE (KB MERSİN) CİVARININ MİYOSEN BİYOSTRATİGRAFİSİ

Ümit ŞAFAK
Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana / Türkiye

ÖZET : *Mersin İli' nin KB kesiminde yüzeyleyen Miyosen istifi planktonik foraminifer ve ostrakod içermektedir. Tanımlanan 20 planktonik foraminifer ve 43 ostrakod türü ile yapılan biyostratigrafik incelemede, istifin Burdigaliyen-Serravaliyen zaman aralığında oluştuğu saptanmıştır.*

Açık gri, krem rekli killi kireçtaşı ve marnlar ile kiltaşlarından oluşan Kaplankaya Formasyonu ile ?Güvenç formasyonunun taban kesimlerinde aşağıdaki planktonik foraminifer biyozonları tanımlanmıştır.

Orta Miyosen ***Orbulina universa*** alt Zonu
Orbulina suturalis alt Zonu
Alt Miyosen ***Praeorbulina glomerosa curva*** Zonu
Globigerinoides trilobus Zonu

Çalışmada, bu zonlarla aynı stratigrafik düzeylerde yer alan ostrakodlar da incelenmiş, başlıca ***Aurila soummamensis*** *Coutelle ve Yassini,* ***Cyamocytheridea reversa*** *(Egger),* ***Ruggieria dorukae*** *Bassiouni,* ***Pokornyella deformis minor*** *(Moyes) gibi ostrakod türleri saptanmıştır. Ayrıca tanımlanan planktonik foraminifer zonları, dünyanın bazı bölgelerinde ve Türkiye'de yapılan önceki çalışmalarla deneştirilmiştir.*

MIOCENE BIOSTRATIGRAPHY AROUND THE IŞIKTEPE-DALAKDERE VILLAGE

ABSTRACT : *Planktonic foraminifer and ostracode species were described from the Miocene sequence northern western part of Mersin province. At the biostratigraphic investigation with 20 planktonic foraminifer and 43 ostracode species, it was indicated*

that the sequence is deposited Burdigalian-Serravallian time interval.

The following planktonic foraminifera biozones were defined from the base of the ?Güvenç formation and Kaplankaya formation, which are composed of light gray, beige colored clayey limestone, marls and claystones.

Middle Miocene ***Orbulina universa*** Subzone
Orbulina suturalis Subzone
Lower Miocene ***Praeorbulina glomerosa curva*** Zone
Globigerinoides trilobus Zone

In the study, ostracodes, such as ***Aurila soummamensis*** *Coutelle ve Yassini,* ***Cyamocytheridea reversa*** *(Egger),* ***Ruggieria dorukae*** *Bassiouni,* ***Pokornyella deformis minor*** *(Moyes),found at the same stratigraphic level, are also investigated. In addition, these zones are compared with the former studies in Turkey and some regions of the world.*

1. GİRİŞ

Araştırmaya konu olan inceleme alanı, Mersin İl merkezinin KB sında yer alan Dalakdere ile Işıktepe köyleri ve civarında, 1/ 25000 ölçekli Mersin O 33-a1 ve O 33-a4 paftalarında yer alır (Şekil 1).

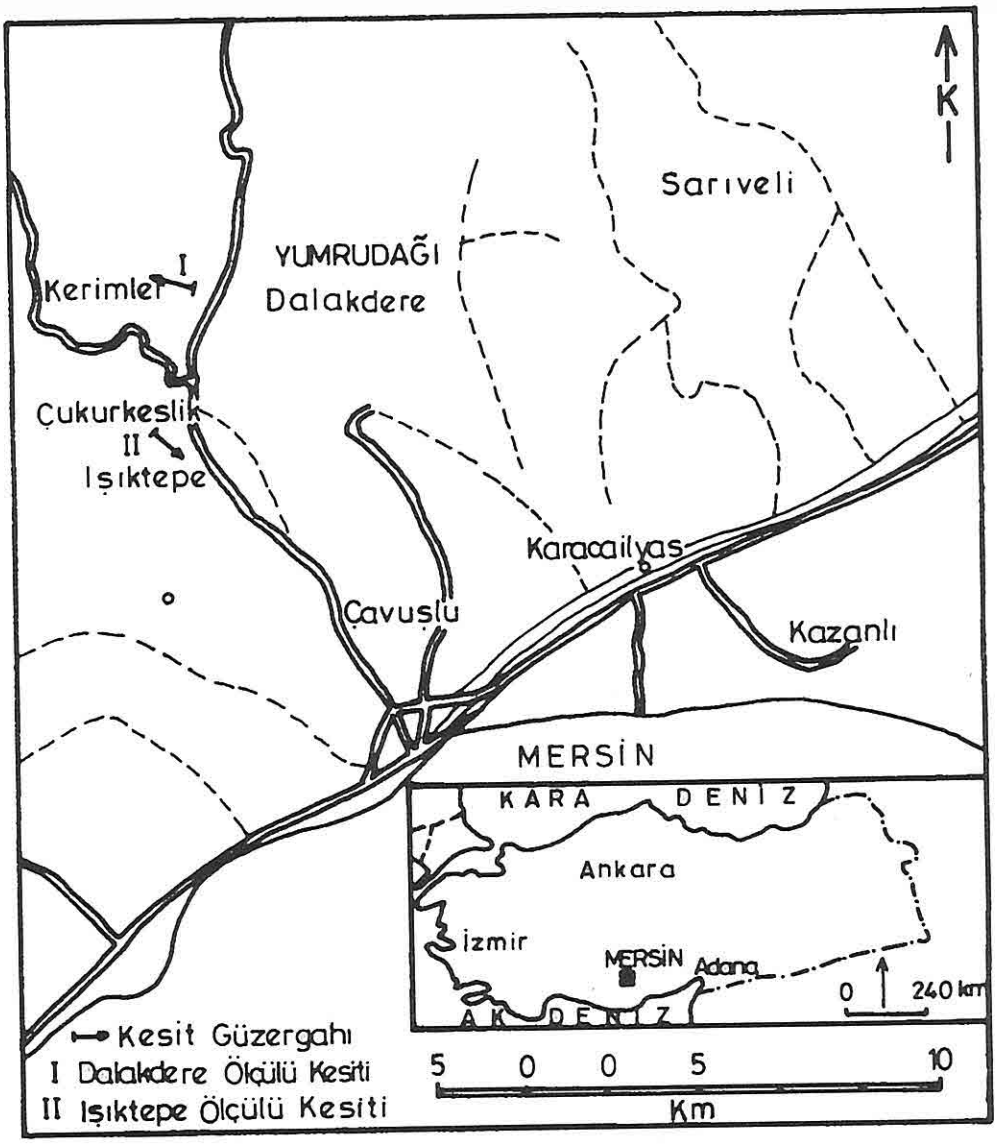
Bu incelemede, planktonik foraminifer ve ostrakod faunasına dayanılarak yapılan Miyosen biyostratigrafisi sunulmuştur. Bu amaçla 2 stratigrafik kesit ölçülmüş, 46 örnek toplanmıştır. Bu örneklerin değerlendirilmesi ile Alt-Orta Miyosen'de 4 planktonik foraminifer biyozonu tanımlanmıştır (Şekil 2). Bu zonlar çalışılmış diğer bölgeler ile karşılaştırılmıştır . Ayrıca istifte planktonik foraminiferler ile birlikte yer alan ostrakodlar tanmlanıp ölçülü kesitlerde yayılımları verilmiştir. Çalışma alanı ve civarında Ternek (1953), Schmidt (1961), Gökten (1976), Gedik ve diğ. (1979), Gökçen (1984), Pampal (1983, 1987) genel jeoloji, Yaman ve Keniş (1990) maden yatakları , Tanar (1989) mikropaleontolojik, Yaman (1991) maden yatakları ve Nazik (1993) mikropaleontolojik amaçlı jeolojik çalışmalar yapmışlardır.

2. STRATİGRAFİ

Yörede , Geç Kretase yaşlı ofiyolitik birimi üzerinde trasgresif olarak örten Tersiyer istifi, taban kesimlerinde genellikle açık renkli killi birimler şeklinde gözlenirken Orta düzeylerinde kireçtaşı ve üste doğru kiltaşı, çamurtaşlarına geçer.

2.1 Litostratigrafi

İnceleme alanındaki en yaşlı birim Geç Kretase yaşlı ofiyolitik birimdir.Bu birim üzerinde transgresif olarak yer alan Tersiyer istifinin başlangıç kesimleri Burdigaliyen-Langiyen yaşlı kiltaşları, killi kireçtaşları , üst kesimlerinde ise marnlı düzeyler içeren , sığ bir denizin ürünüdür.Üzerinde uyumlu olarak bulunan Langiyen



Şekil 1: İnceleme Alanı Ölçülü Kesitlerin Güzergahları.

yaşlı birim, resifal özellikli kireçtaşından oluşmaktadır. Resifal kireçtaşı, kiltaşı-çamurtaşı içeren birime genel olarak uyumlu geçer.İstifin üst kesiminde yer alan bu Serravaliyen yaşlı kiltaşı-çamurtaşı düzeyleri , bu çalışmada da gerek litoloji, gerek kronostratigrafik

konum ve fosil içeriği bakımından Adana Baseni'nde yaygın olan birim ile eşdeğer olabilecek niteliktedir. Birim, resifal kireçtaşının çökelimi için ortam koşullarının uygun olmadığı yerlerde ise, kiltaşı, marn düzeyleri üzerinde uyumlu görünümde ve bu birimin derinleşen devamı şeklinde gözlenmektedir.İnceleme alanında Geç Kretase'den Serravaliyen'e kadar tanımlanmış litostratigrafi birimleri :

? Güvenç formasyonu (Serravaliyen, Schmidt, 1961)

Karaisalı formasyonu (Langiyen, Schmidt,1961)

Kaplankaya formasyonu (Burdigaliyen-Langiyen, Yetiş ve Demirkol, 1986)

"Ofiyolitik Karışık" (Geç Kretase) tır (Şekil 2).

2.2 Biyostratigrafi

İnceleme alanında biyozonlar tanımlanırken standart planktonik foraminifer zonlaması (Bolli ve diğ. 1985), Jenkins (1971, 1975), Iaccarino ve Salvatorini (1982) zonlamaları esas alınmış ve önceki çalışmalarla deneştirilmiştir (Çizelge 1). Bu biyozonlar yaşlıdan gence doğru aşağıdaki şekildedir:

Globigerinoides trilobus Zonu (**NP-7**)

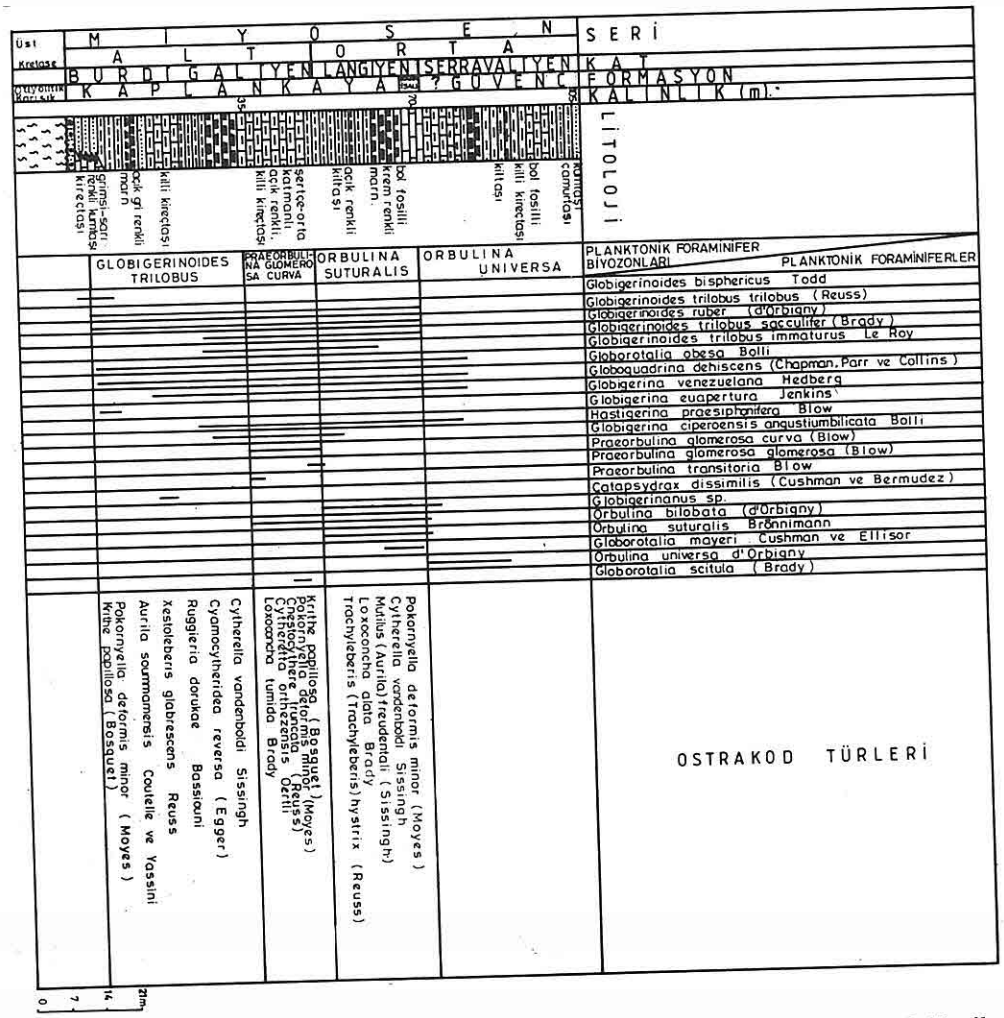
Tanım : Globigerinoides trilobus trilobus (Reuss) 'un ilk görünümü ile tanımlanır. Ayrıca biyozonun üst sınırı **Praeorbulina glomerosa curva** Blow 'un ilk görünümü ile karakterize olur.

Zonu tanımlayan : Jenkins (1960) ve Jenkins (1967) de düzenleme

Yaş : Erken Miyosen (Erken Burdigaliyen)

Lokalite : Bu zon, inceleme alanında Dalakdere Ölçülü Stratigrafi Kesiti'nde 3-16 no'lu örneklerde, 32-78 m. ler arasında; Işıktepe Ölçülü Stratigrafi Kesiti'nde 3-11no'lu örneklerde, 15-36 m. ler arasında tanımlanmıştır.

Karşılaştırma ve Yorum : **Globigerinoides trilobus** Zonu'nu Jenkins (1971, 1975) Yeni Zelanda ve GB Pasifik'te **Globigerina woodi connecta** ve **Globigerinoides trilobus** Zonu olarak, Ludbrook ve Lindsay (1969) Güney Avustralya'da **Globigerina woodi** ve **Globigerinoides trilobus trilobus** Zonu olarak kullanmışlardır. Wopfner ve Douglas (1971) GB Avustralya'da Otway Baseni'nde bu zona karşılık **Globigerinoides trilobus-Globigerinoides sicanus** Zonu'nu tanımlamışlardır. Iaccarino ve Salvatorini (1982) tarafından Akdeniz yöresi için bu zon **Catapsydrax ciperoensis-Globoquadrina dehiscens** Zonu olarak kullanılmıştır. Ayrıca Türkiye'de Antalya yöresinde Toker (1985) ve Mut Baseni'nde Şafak ve Gökçen (1991) yaptıkları çalışmalarda **Globigerinoides trilobus** Zonu'nu Burdigaliyen alt düzeylerinde, Toker ve Yıldız (1991), Şafak (1993) Antakya Baseni'nde Burdigaliyen'de tanımlamışlardır.



Şekil 2. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesitinde planktonik foraminifer ile ostrakod türleri ve stratigrafik yayılımları.

Yaygın türler : Globigerinoides bisphericus Todd, **Globigerinoides trilobus trilobus** (Reuss), **Globigerinoides trilobus immaturus** Le Roy, **Globigerinoides trilobus sacculifer** (Brady), **Globigerinoides ruber** (d'Orbigny), **Globigerina euapertura** Jenkins.

Ayrıca **Pokornyella deformis minor** (Moyes), **Aurila soummamensis** Coutelle ve Yassini, **Ruggieria dorukae** Bassiouni, **Cyamocytheridea reversa** (Egger),

Cytherella vandenboldi Sissingh, **Krithe papillosa** (Bosquet) kesitte bu zon içerisinde gözlenen ostrakod topluluğudur.

Ortam : Açık gri renkli marn , kumtaşı ve killi kireçtaşlarının egemen litolojiyi oluşturduğu , planktonik foramifer ile çoğunlukla neritik ortamlarda yoğunlaşan ostrakod türlerinin aynı oranlarda birarada bulunduğu , neritik ortam-batiyal ortam geçişi.

Praeorbulina glomerosa curva Zonu (**NP-8**)

Tanım : Praeorbulina glomerosa curva (Blow)'un ilk görünümü ile tanımlanır. Biyozonun üst sınırı **Orbulina suturalis** Brönnimann'ın ilk görünümü ile karakterize olur.

Zonu tanımlayan : Jenkins (1960) ve Jenkins (1967) de düzenleme

Yaş : Erken Miyosen (Geç Burdigaliyen)

Lokalite : Bu zon, inceleme alanında Dalakdere Ölçülü Stratigrafi Kesiti'nde 16-18 no'lu örneklerde, 78-90 m. ler arasında, **Orbulina suturalis** Brönnimann türünün bulunmayışı nedeni ile üst sınırı çizilememiş olarak; Işıktepe Ölçülü Stratigrafi Kesiti'nde ise 11-16 no'lu örneklerde, 36-50 m. ler arasında tanımlanmıştır.

Karşılaştırma ve Yorum : Bu zonu, Jenkins (1971, 1975) yeni Zelanda ve GB Pasifik'te, Ludbrook ve Lindsay (1969) Güney Avustralya'da, Wopfner ve Douglas (1971) GB Avustralya Otway Baseni'nde yaptıkları çalışmalarda kullanmışlardır.Iaccarino ve Salvatorini (1982) bu zonu Akdeniz yöresi için **Praeorbulina glomerosa** Zonu olarak Langiyen alt düzeyinde tanımlamışlardır. Türkiye'de Toker (1985) Antalya yöresinde, Şafak ve Gökçen (1991) Mut Baseni'nde, Toker ve Yıldız (1991) Hatay yöresinde, Nazik ve Gürbüz (1992)KB Adana'da, Şafak (1993) Antakya Baseni'nde bu zonu Geç Burdigaliyen-Langiyen zaman aralığında tanımlamışlardır.

Yaygın türler : Globigerinoides trilobus trilobus (Reuss), **Globigerinoides trilobus immaturus** Le Roy, **Globigerinoides ruber** (d'Orbigny), **Globoquadrina dehiscens** (Chapman, Parr ve Collins), **Globigerina venezuelana** Hedberg, **Hastigerina praesiphonifera** Blow, **Praeorbulina glomerosa curva** (Blow), **Praeorbulina transitoria** Blow, **Catapsydrax dissimilis** (Cushman ve Bermudez), **Orbulina bilobata** (d'Orbigny) (Çizelge I, Lev. I-II).

Ayrıca **Pokornyella deformis minor** (Moyes), **Bairdia subdeltoidea** (Muenster), **Aurila soummamensis** Coutelle ve Yassini, **Cytherella vandenboldi** Sissingh , **Loxoxoncha tumida** Brady, **Cnestocythere truncata** (Reuss), bu zon

içerisinde gözlenen ostrakod topluluğudur (Lev. III)

Ortam: Neritik ortam-batiyal ortam geçişi.

Orbulina suturalis alt Zonu **(NP-9)**

Tanım : **Orbulina suturalis** Brönnimann'ın ilk görünümü ile tanımlanır. Ayrıca biyozonun üst sınırı **Orbulina universa** d'Orbigny'nin ilk görümü ile karakterize olur.

Zonu tanımlayan : Cita ve Premoli Silva, 1971-1973 (Cita, 1976'dan)

Yaş : Orta Miyosen (Langiyen)

Lokalite : Bu zon inceleme alanında, Işıktepe Ölçülü Stratigrafi Kesiti'nde 16-21 no'lu örneklerde, 50-76 m.ler arasında tanımlanmıştır.

Karşılaştırma va Yorum : **Orbulina suturalis** alt Zonu'na karşılık Jenkins (1971, 1975) Yeni Zelanda ve GB Pasifik'te, Ludbrook ve Lindsay (1969) Güney Avustralya'da, Wopfner ve Douglas (1971) GB Avustralya-Otway Baseni'de **Orbulina suturalis** Zonu'nu kullanmışlardır. Iaccarino ve Salvatorini (1982) Akdeniz'de yaptıkları çalışmada bu zonu **Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda** Zonu içerisinde bir alt zon olarak tanımlamışlardır.Ayrıca Türkiye'de Toker (1985) Antalya yöresinde, Şafak ve Gökçen (1991) Mut Baseni'nde, Nazik ve Gürbüz (1992) KB Adana yöresinde bu zonu **Orbulina suturalis** Zonu olarak kullanmışlardır.Toker ve Yıldız (1991) Hatay yöresinde, Şafak (1993)yine Antakya Baseni'nde yaptıkları çalışmalarda, bu zonu bu çalışmada olduğu gibi **Orbulina suturalis** alt Zonu olarak tanımlamışlardır.

Yaygın türler : **Globigerinoides trilobus trilobus** (Reuss), **Globigerinoides ruber** (d'Orbigny), **Globoquadrina dehiscens** (Chapman, Parr ve Collins), **Globorotalia obesa** Bolli, **Orbulina bilobata** (d'Orbigny), **Orbulina suturalis** Brönnimann, **Globorotalia mayeri** Cushman ve Ellisor, **Globigerinanus** sp.

Ayrıca **Pokornyella deformis minor** (Moyes), **Mutilus (Aurila) freudentali** (Sissingh), **Trachyleberis (Trachyleberis) hystrix** (Reuss), **Loxoconcha alata** Brady, bu zon içerisinde gözlenen ostrakod topluluğudur (Şekil 2).

Ortam : Planktonik foraminifer türleri ile çoğunlukla neritik ortamlar içerisinde gözlenen ostrakod türlerinin birarada ,aynı oranlarda bulunduğu neritik ortam-batiyal ortam geçişi.

Orbulina universa alt Zonu **(NP-9)**

Tanım : **Orbulina universa** d'Orbigny 'nin ilk görünümü ile başlamaktadır. **Globoratalia praemenardii** Cushman ve Stainfort 'un ilk görünümüne dek sürer. Zonun üst sınırı, **Globorotalia praemenardii** Cushman ve Ellisor 'un bulunmaması ile çizilememiştir.

Zonu tanımlayan : Iaccarino ve Salvatorini (1982)

Yaş : Orta Miyosen (Serravaliyen)

Lokalite : Bu zon inceleme alanında Işıktepe Ölçülü Stratigrafi Kesiti'nde 21 ve 22 no'lu örneklerde, 76-100 m. ler arasında tanımlanmıştır.

Karşılaştırma ve Yorum : **Orbulina universa** alt Zonu'nu Jenkins (1971, 1975)

SERİ	KAT	STANDART ZONU	JENKINS 1971, 1975 YENİZELAND ve GB PASİFİK	LUDBROOK ve LİNDSAY, 1969 GÜNEY AVUSTRALYA	WOPFNER ve DOUGLAS, 1971. GB AVUSTRALYA OTWAY BASENİ	IACCARINO ve SALVATORINI, 1982 AKDENİZ	TOKER 1985 TÜRKİYE ANTALYA	ŞAFAK ve GÖKÇEN 1991 TÜRKİYE MUT BASENİ	TOKER ve YILDIZ 1991 TÜRKİYE HATAY	NAZİK ve GÜRBÜZ 1992 TÜRKİYE KB ADANA	ŞAFAK 1993 TÜRKİYE ANTAKYA BASENİ	ŞAFAK BU ÇALIŞMA
MİYOSEN / ORTA	SERRAVALİYEN	NP 11-14	G. mayeri	O. universa	O. universa	Globorotalia siakensis; G. siakensis/G. obl.; G. subquadra.; G. altsp. altsp.; G. praemenardii; G. peripor.	G. mayeri	G. mayeri		G. mayeri		
		NP 10				Orbulina suturalis; O. universa			O. universa		O. universa	O. universa
	LANGİYEN	NP 9	O. suturalis	O. suturalis	O. suturalis	Globorotalia periphero-ronda; Orbulina suturalis; P. glomerosa	O. suturalis	O. suturalis	O. suturalis; P. glomerosa curva	O. suturalis	O. suturalis; P. glomerosa curva	O. suturalis
MİYOSEN / ALT	BURDİGALİYEN	NP 8	P. glomerosa curva	P. glomerosa curva	P. glomerosa curva	Globigerinoides trilobus	P. glomerosa curva	P. glomerosa curva	G. trilobus	P. glomerosa curva	G. trilobus	P. glomerosa curva
		NP 7	Globigerinoides trilobus	G. bisphericus; G. trilobus trilobus	G. sicanus; G. trilobus	Globoquadrina dehiscens; Catapsydrax ciperoensis	Globigerinoides trilobus	G. trilobus				G. trilobus
			G. woodi connecta	G. woodi								

Çizelge 1 : Alt - Orta Miyosen Planktonik Foraminifer Biyozonlarının Karşılaştırılması

Yeni Zelanda ve GB Pasifik'te **Globorotalia mayeri** Zonu, Ludbrook ve Lindsay (1969) Güney Avustralya'da, Wopfner ve Douglas (1971) GB Avustralya-Otway Baseni'nde Orbulina universa Zonu olarak kullanmışlardır. Iaccarino ve Salvatorini (1982) tarafından Akdeniz yöresinde yapılan çalışmada bu zon **Orbulina suturalis-Globorotalia peripheroronda** Zonu içerisinde bir alt zon olarak, Serravaliyen zaman aralığında tanımlanmıştır. Türkiye'de Toker (1985) Antalya yöresinde, Şafak ve Gökçen (1991) Mut Baseni'nde, Nazik ve Gürbüz (1992) KB Adana'da yaptıkları çalışmalarda **Orbulina universa** Zonu'na karşılık **Globorotalia mayeri** Zonu'nu kullanmışlardır.Bu zon Toker ve Yıldız (1991) tarafından Hatay yöresinde, Şafak (1993) tarafından Antakya Baseni'de yine **Orbulina universa** alt Zonu olarak kullanılmıştır.

Yaygın türler: Globorotalia obesa Bolli, **Globoquadrina dehiscens** (Chapman, Parr ve Collins), **Hastigerina praesiphonifera** Blow, **Orbulina universa** d'Orbigny, **Globigerina venezuelana** Hedberg, **Globigerinanus** sp.

Ortam : Sadece planktonik foraminiferlerin yer aldığı,diğer kesimlere göre daha derin olan batiyal ortam.

2.3 Ölçülü Stratigrafi Kesitleri

2.3.1 Dalakdere Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Bu kesit, Dalakdere Köyü'nün KB'sında , Çamlıburun sırtından Kerimler Köyü'ne doğru ölçülmüştür (Şekil 1). Dalakdere Ölçülü Stratigrafi Kesiti, 1/25000 ölçekli topoğrafik haritada, Mersin O 33-a1 paftasında X_1: 37800, Y_1: 87800 başlangıç ve X_2: 37800, Y_2: 87800 bitiş koordinatlarında yer almaktadır. Kesitin taban kesiminde "Ofiyolitik Karışık" bulunmaktadır.Bu birim üzerinde 110 m. toplam kalınlıkla Kaplankaya ve Karaisalı formasyonları ölçülmüştür. Kesitte Kaplankaya formasyonu 10-105 m. ler , Karaisalı formasyonu 105-110 m. ler arasında yer alır. Kaplankaya formasyonu "Ofiyolitik Karışık" üzerinde uyumsuz konumda bulunmakta olup, taban kesimlerinde çakıltaşları, grimsi yeşil renkli kumtaşları içerir . Kesitin 30-35 m. lerinde açık renkli, dağılgan kiltaşı tabakaları ile yeşilimsi gri renkli killi kumtaşları gözlenmektedir.İstifin orta kesimlerinde sertçe ve orta katmanlı, açık renkli killi kireçtaşları yer almakta olup, bu kireçtaşlarının konumu K 55 B, 11 KD dur. Kesit 75-80 m. lerde krem renkli, yumuşak marnlı düzeylere geçiş göstermekte ve bu kesimler zengin planktonik foraminifer ve ostrakod içermektedir. Kesitte üst kesimlere doğru yine fosilli, killi kireçtaşları bulunmaktadır. En üstte Karaisalı formasyonu, Kaplankaya formasyonu üzerinde uyumlu olarak yer alır. Karaisalı formasyonunu oluşturan kireçtaşı tabakalarının konumu K 67 D, 9 GD'dur.

Kesitte 32-78 m. ler arası **Globigerinoides trilobus** Zonu ile temsil edilir. Bu zon **Globigerinoides trilobus trilobus** (Reuss)'un ilk görünümü ile başlar, **Praeorbulina glomerosa curva** (Blow)'un ilk görünümüne dek sürer.

Globigerinoides trilobus trilobus (Reuss), **Globigerina euapertura** Jenkins, **Globigerinoides ruber** (d'Orbigny), **Globigerinoides trilobus sacculifer** (Brady), **Hastigerina praesiphonifera** Blow , kesitte bu zonda yer alan planktonik foraminiferlerdir.

Kesitin 78-90 m. ler arası **Praeorbulina glomerosa curva** Zonu ile temsil olunur. Bu zon **Praeorbulina glomerosa curva** (Blow)'un ilk görünümü ile başlar, **Orbulina suturalis** Brönnimann'ın ilk görünümüne dek sürer. **Globigerinoides trilobus trilobus** (Reuss), **Globigerinoides trilobus immaturus** Le Roy, **Catapsydrax dissimilis** Cushman ve Bermudez bu zonda yer alan planktonik foraminiferlerdir (Şekil 3).

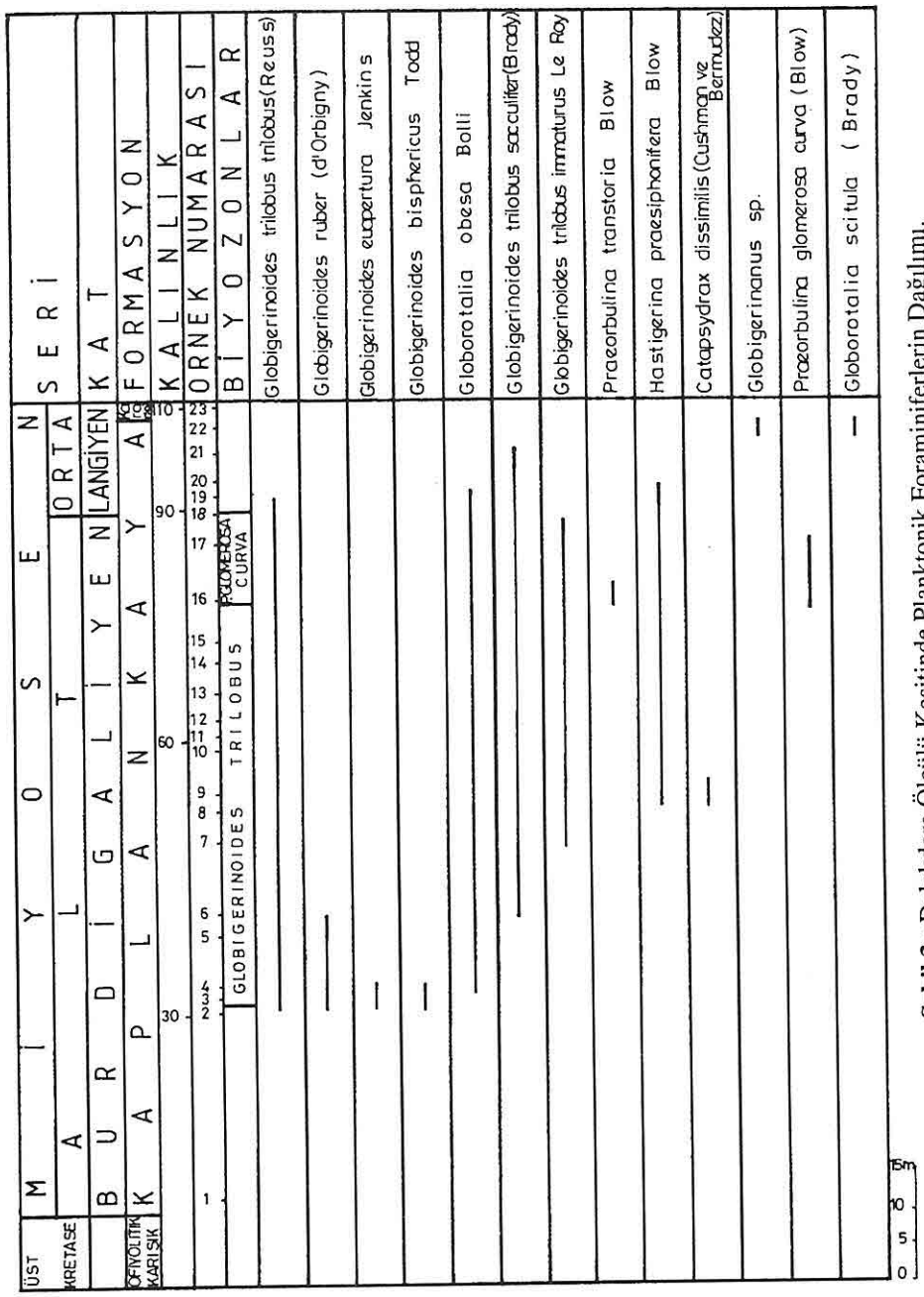
Aynı kesitte başlıca **Aurila soummamensis** Coutelle ve Yassini, **Henryhowella asperrima** (Reuss), **Falunia (Falunia) sphaerulolineata** (Jones), **Loxocorniculum quadricornis (Ruggieri)** ve daha birçok ostrakod türü de yer almaktadır (Şekil 4) .

2.3.2 Işıktepe Ölçülü Stratigrafi Kesiti

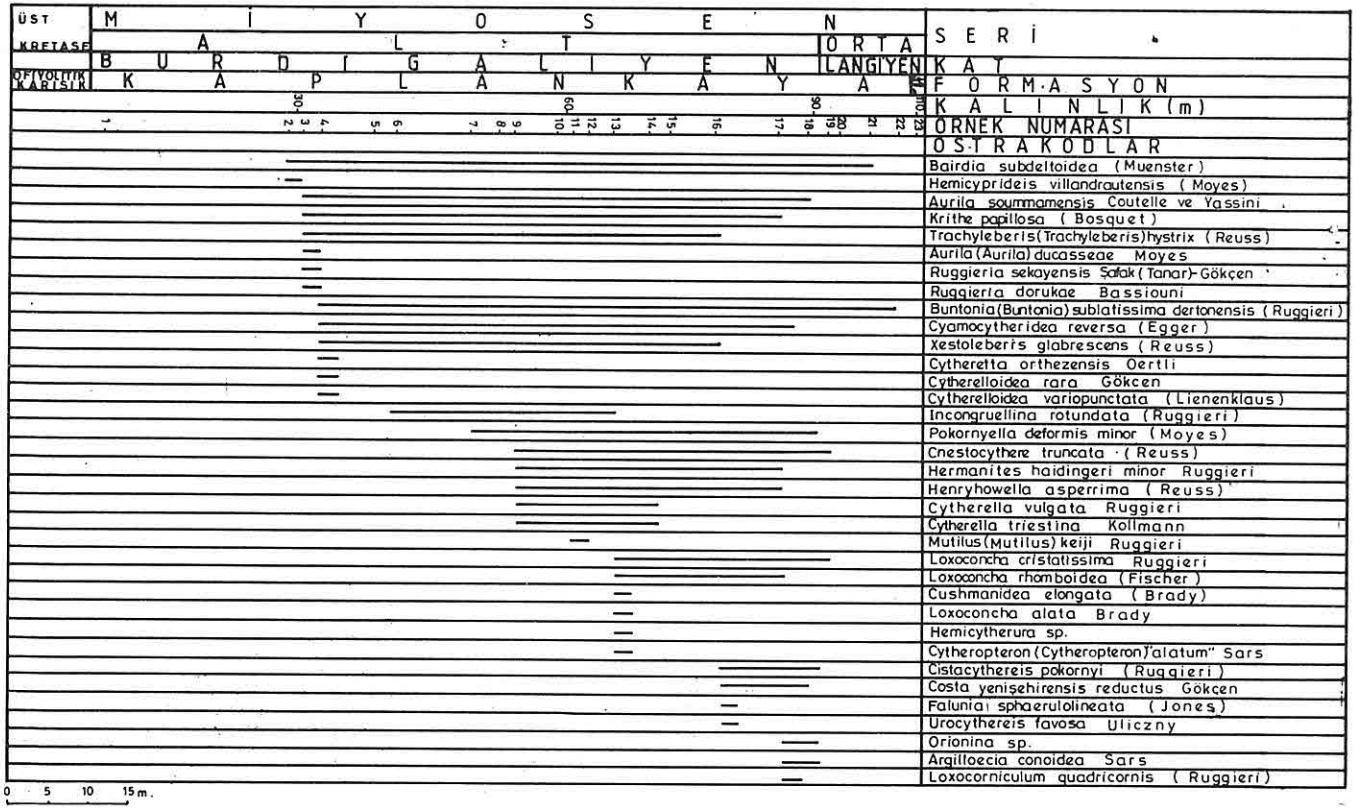
Bu kesit Işıktepe Köyü, Kırmızıdere civarında ölçülmüştür. Işıktepe Ölçülü Stratigrafi Kesiti, 1/25000 ölçekli topoğrafik haritada, başlangıç noktası Mersin O 33- a1 paftasında X_1:38750, Y_1: 82150 ve bitiş noktası Mersin O 33-a4 paftasında X_2 :38800, Y_2 : 82000 koordinatlarında ölçülmüştür. 100m .toplam kalınlıklı olarak ölçülen kesitin tabanında "Ofiyolitik Karışık" yer almaktadır. Bu birim üzerinde uyumsuz olarak bulunan Kaplankaya formasyonu tabanda kireçtaşları ile başlamakta , çakıllı, kumlu bir düzey ile devam etmektedir. 15-30 m.ler arası bol fosilli, sert killi kireçtaşı ve marn içermekte olup, killi kireçtaşı tabakalarının konumu K 10 D, 8 GD'dur. 35-60 m. ler arasında ise dağılgan, açık renkli killi kireçtaşları gözlenmektedir. Kesitin 65-100 m.leri arasında ?Güvenç formasyonu yer almakta olup, bu kesim bol planktonik foraminifer içeren kiltaşları, çamurtaşları ile belirgindir.

Kesitin 15-36 m. leri arası **Globigerinoides trilobus** Zonu ile temsil edilir. Bu zon **Globigerinoides trilobus trilobus** (Reuss)'un ilk görünümü ile başlar, **Praeorbulina glomerosa curva** (Blow)'un ilk görünümüne dek sürer. **Globigerinoides bisphericus** Todd, **Globigerinoides trilobus trilobus** (Reuss), **Globoquadrina dehiscens** (Chapman, Parr ve Collins), **Globorotalia obesa** Bolli, **Globigerina venezuelana** Hedberg, **Hastigerina praesiphonifera** Blow, kesitte bu zonda yer alan planktonik foraminiferlerdir.

Kesitin 36-50 m. ler arası **Praeorbulina glomerosa curva** Zonu ile temsil edilir. Bu zon **Praeorbulina glomerosa curva** Blow'un ilk görünümü ile başlar, **Orbulina suturalis** Brönnimann'ın ilk görünümüne dek sürer. **Praeorbulina glomerosa curva** (Blow), **Orbulina bilobata** (d'Orbigny), **Globigerina ciperoensis angustiumbilicata** Bolli, **Globigerinoides trilobus sacculifer** (Brady),



Şekil 3 : Dalakdere Ölçülü Kesitinde Planktonik Foraminiferlerin Dağılımı.



Şekil 4 : Dalakdere Ölçülü Kesitinde Ostrakod Dağılımı

Globigerinoides ruber (d'Orbigny), kesitte bu zonda yer alan planktonik foraminiferlerdir.

Kesitin 50-76 m. ler arası **Orbulina suturalis** alt Zonu ile temsil edilir. Bu zon, **Orbulina suturalis** Brönnimann'ın ilk görünümü ile başlar, **Orbulina universa** d'Orbigny'nin ilk görünümüne dek sürer. **Orbulina suturalis** Brönnimann, **Globorotalia mayeri** Cushman ve Ellisor, **Globigerinoides trilobus trilobus** (Reuss), **Globoquadrina dehiscens** (Chapman, Parr ve Collins), kesitte bu zonda yer alan planktonik foraminiferlerdir.

Kesitin 76-100 m.leri arası **Orbulina universa** alt Zonu ile temsil edilir. Zon , **Orbulina universa** d'Orbigny'nin ilk görünümü ile başlar. Kesitte bu zonun bitimini temsil eden **Globorotalia praemenardii** Cushman ve Stainforth gözlenememiştir. **Globoquadrina dehiscens** (Chapman, Parr ve Collins), **Hastigerina praesiphonifera** Blow, **Orbulina universa** d'Orbigny, kesitte bu zonda yer alan planktonik foraminiferlerdir (Şekil 5).

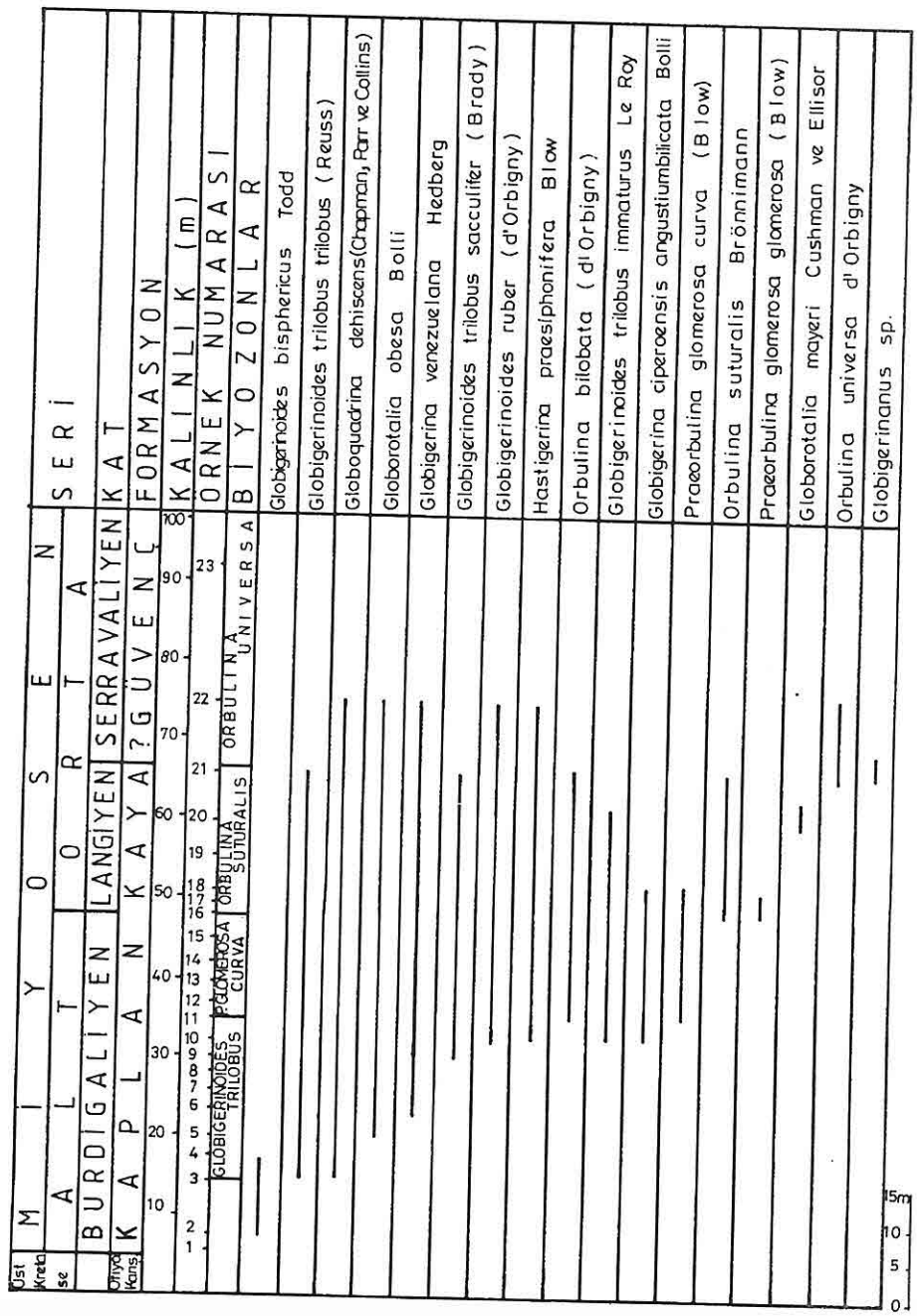
Aynı kesitte başlıca **Pokornyella deformis minor** (Moyes), **Hermanites haidingeri minor** Ruggieri, **Cytherella vandenboldi** Sissingh, **Costa yenişehirensis reductus** Gökçen, **Mutilus (Aurila) freudentali** (Sissingh) gibi ostrakod türleri de yer almaktadır (Şekil 6).

Kat sınırları

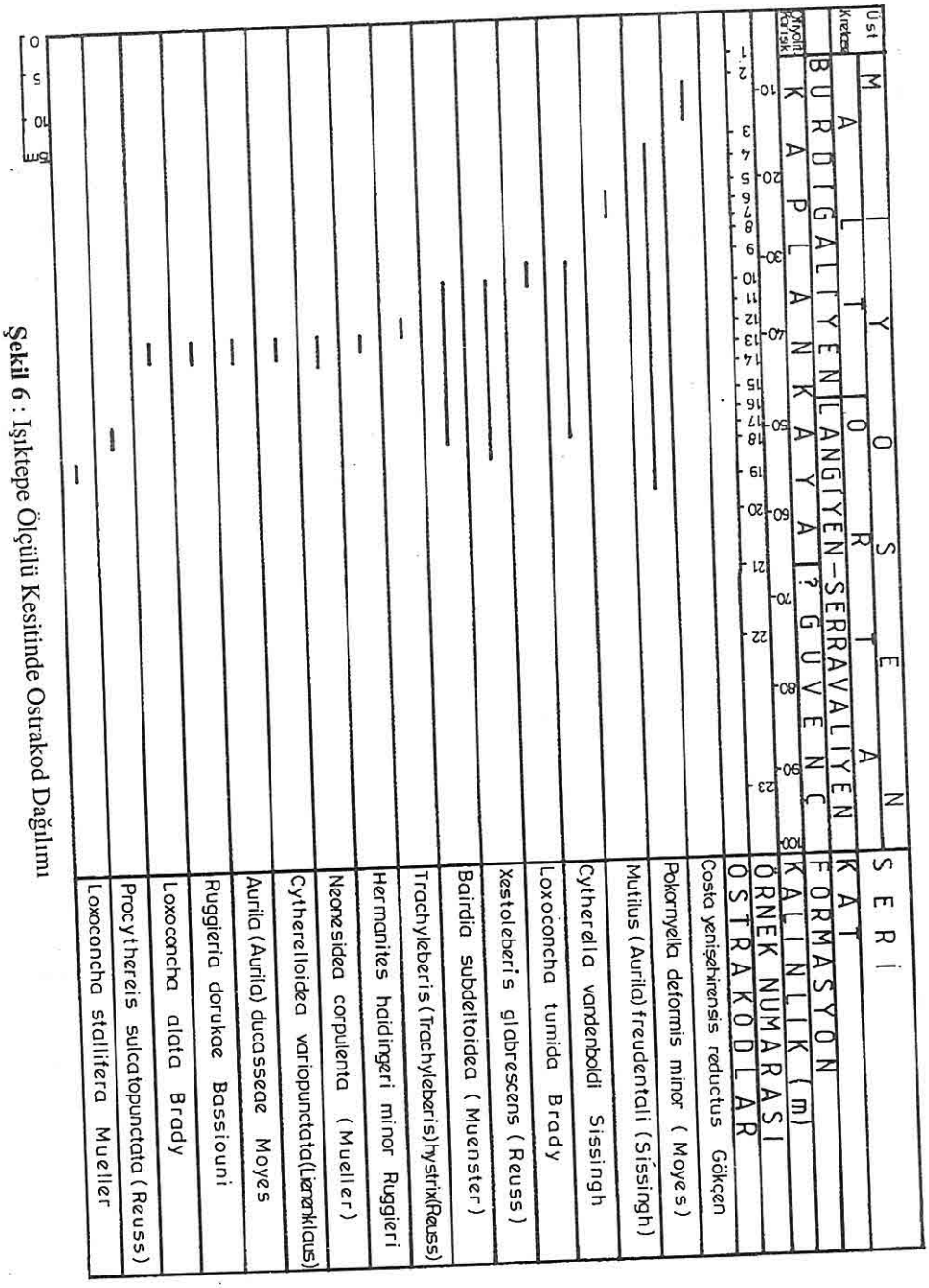
Burdigaliyen : Bu sınır **Globigerinoides trilobus** Zonu ile başlatılmıştır. Ayrıca ostrakod faunasından **Aurila soummamensis** Coutelle ve Yassini'nin Cezayir'de, Soummam Vadisi'nde (Coutelle ve Yassini. 1974) ve Türkiye'de (Gökçen,1985; Bassiouni,1979) Burdigaliyen'de bulunması bu sınırın çizilmesine yardımcı olmuştur.

Burdigaliyen / Langiyen : Planktonik foraminiferlerden **Praeorbulina glomerosa curva** (Blow)'un son görünümü ile **Orbulina suturalis** Brönnimann'ın ilk görünümü kat sınırı olmaktadır. Ayrıca ostrakod faunasından **Aurila (Aurila) ducasseae** Moyes'un Akiten Baseni Orta Miyosen alt düzeylerinde (Bassiouni, 1979), **Pokornyella deformis minor** (Moyes)'ün Türkiye'de Alt-Orta Miyosen'de (Bassiouni, 1979; Tanar, 1989) bulunması bu sınırın çizilmesine yardımcı olmuştur.

Langiyen / Serravaliyen : Bu sınır, planktonik foraminiferlerden **Orbulina universa** d'Orbigny'nin ilk görünümü ile ayırtlanır.İstif çalışmada bu zaman aralığında ostrakod faunası içermemektedir.



Şekil 5 : Işıktepe Ölçülü Kesitinde Planktonik Foraminifer Dağılımı



Şekil 6 : Işıktepe Ölçülü Kesitinde Ostrakod Dağılımı

3. SONUÇLAR

Dalakdere-Işıktepe (KB Mersin) yöresinde yüzeylenen kırıntılı istifte yapılan mikropaleontolojik incelemede aşağıdaki sonuçlar çıkarılmıştır.

-Kaplankaya , Karaisalı ve ? Güvenç formasyonlarında 20 planktonik foraminifer ve 43 ostrakod türü saptanmış ve stratigrafik yayılımları belirlenmiştir.

-Plaktonik foraminifer standart biyozonları kullanılarak 4 biyozon ayırtlanmıştır. Bu biyozonlara ve ayrıca birimlerin ostrakod içeriğine göre Kaplankaya-Karaisalı ve ?Güvenç formasyonları Burdigaliyen-Serravaliyen zaman aralığında yaşlandırılmışlardır.

-Çalışma alanında tanımlanan biyozonlar önceki araştırmacıların yaptıkları planktonik foramifer biyozonları ile deneştirilmiştir.

4. KATKI BELİRLEME

Araştırmada yardımlarını esirgemeyen Prof. Dr. Nuran Gökçen'e (D.E. Ü), Yrd. Doç. Dr. Atike Nazik'e (Ç. Ü) , arazi çalışmasına yardımcı olan Tamer Yiğit Duman'a (M.T.A), çizimleri hazırlayan Mine Yıldır'a içten teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

Bassiouni,M.A., 1979. Brackische und marine Ostrakoden (Cytheridеinae, Hemicytheri nae, Trachyleberidinae) aus dem Oligozän und Neogen der Türkei. Geol. Jb., Reihe B, Heft 31: 1-200, Hannover.

Bolli,H.M., Saunders,J.B. and Perch Nielsen,K., 1985. Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press, p.155-262.

Cita,S.B., 1976. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Mediterranean Neogene, Progress in Micropaleontology, pp. 47-68, Special Publication, Micropaleontology Press, The American Museum of Natural History, New York.

Coutelle,A. ve Yassini,I., 1974. Ostracodes du Miocéne de vallée de la Soum mam. Algérie nord-orientale. Rev. Esp. micropal., 6 (1): 85-99.

Gedik,A., Birgili,Ş., Yılmaz,H. ve Yoldaş,R., 1979. Mut-Ermenek -Silifke yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları, T.J.K. Bülteni, 22: 7-26, Ankara.

Gökçen,N., 1984. Neomonoceratina helvetica Superzone and Carinocythereis Datumplane in Neogene sequences of Turkey , Newsl. Stratigr.13 (2), 94-103, 2 Tab, Berlin-Stuttgart.

Gökçen,N., 1985. Les ostracodes Burdigaliens de la region de Kale-Yenişehir (Denizli), Sud-Quest de l'Anatolie (Turquie), Revue de Micropaléontologie, 28 (1): 41-57.

Gökten,E., 1976. Silifke yöresinin temel kaya birimleri ve Miyosen stratigrafisi, T.J.K.Bülteni, 19 (2) : 117-126, Ankara.

Iaccarino,S. ve Salvatorini,G., 1982. A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for Early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area. Paleontol. Stratigr., 2, 115-25.

Jenkins,D.G., 1960. Planktonic foraminifera from the lakes entrance oil shaft, Victoria,

Australia, Micropaleontology, 6, 345-71.

Jenkins,D.G., 1967. Planktonic foraminiferal zones and new taxa from the Lower Miocene to the Pleistocene of New Zeland, N.Z.J.Geol., Geophys., 10, 1064-78.

Jenkins,D.G., 1971. New Zeland Cenozoic planktonic foraminifera, Paleontol. Bull. N. Z., Geol., Surv., 42, 1-278.

Jenkins,D.G., 1975. Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of the southwestern Pacific and Tashman Sea. DSDP Leg 29, Initial Rep. Deep Sea Drill. Prog. 29, 449-67.

Ludbrook,N.H.and Lindsay,J.M., 1969. Tertiary foraminiferal zones in south Australia, Proceedings First International Conference on planktonic Microfossils, Geneva, 2, 366-75.

Nazik,A., Gözne (Mersin) yöresi kırıntılı istifinin ostrakod biyostratigrafisi ve ortamsal yorumu, Doğa Türk Yerbilimleri Dergisi (Baskıda).

Nazik,A. ve Gürbüz,K., 1992. Karaisalı-Çatalan-Eğner yöresi (KB Adana) Alt-Orta Miyosen yaşlı denizaltı yelpazelerinin planktonik foraminifer biyostratigrafisi, T.J.K. Bülteni, 35 : 1, s. 67-81, Ankara.

Pampal,S., 1983. Arslanköy-Tepeköy (Mersin) yöresinin jeolojisi, Selçuk Üniv. Fen Ed. Fak. Derg., 3, 247-258.

Pampal,S., 1987. Güzeloluk-Sorgun (Mersin) yöresinin jeolojisi, Gazi Üniv. Müh. Fak. Dergisi, Cilt 2, sayı 1, s. 143-174.

Schmidt,G.C., 1961. Stratigraphic nomenclature for the Adana region petroleum district VII, Petroleum Administration Bull., 6, 47-63, Ankara.

Şafak,Ü. ve Gökçen,N., 1991. Planktonik foraminifer zonlamasına Doğu Akdeniz Provensinden bir örnek : Mut Havzası Tersiyer İstifi, T.J.K.Bülteni, Cilt 34, Sayı 1, s. 27-37, Ankara.

Şafak,Ü., 1993. Antakya Havzası planktonik foraminifer biyostratigrafisi, Suat Erk Jeoloji Sempozyumu Bildirileri (Baskıda).

Tanar,Ü., 1989. Mut Havzası Tersiyer İstifinin stratigrafik ve mikropaleontolojik (ostrakod ve foraminifer) incelemesi, Doktora Tezi, Ç. Ü. Fen Bilimleri Enst., 199 s., 3 Ek, 12 Lev., Adana .

Ternek.,Z., 1953. Mersin-Tarsus kuzey bölgesinin jeolojisi, M.T.A.Dergisi, No 44/45, Ankara.

Toker,V., 1985. Korkuteli yöresi Miyosen Nannoplankton biyostratigrafisi, K.T.Ü. Derg., Jeoloji 4 (1-2): 9-21.

Toker,V.ve Yıldız,A., 1991. Hatay Yöresi Nannoplankton Biyostratigrafisi, Ahmet Acar Jeoloji Sempozyumu Bildirileri, 199-211, Adana.

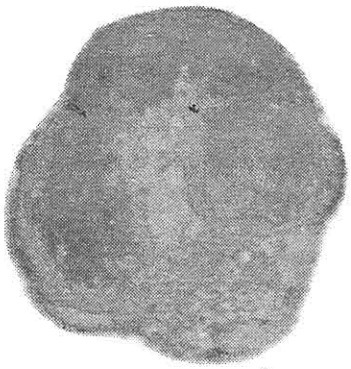
Wopfner,H. ve Douglas,J.G., 1971. The Otway Basin of Southeastern Australia. South Australia and Victoria Geol. Surveys Spec. Bull., 1-464.

Yaman,S.ve Keniş,Ü.N., 1990. Sarıkavak (Tarsus) Manyezit Yatakları, Ç. Ü. Müh. Mim Fak Dergisi, Cilt :5, Sayı 2, s. 5-19.

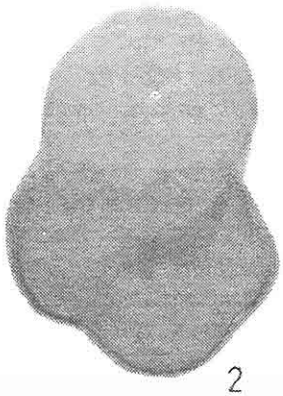
Yaman,S., 1991. Mersin ofiyolitinin jeolojisi ve metallojenisi, Ahmet Acar Jeoloji Sempozyumu Bildirileri, s. 255-267, Adana.

Yetiş,C. ve Demirkol,C., 1986. Adana Baseni batı kesiminin detay jeoloji etüdü, M T A. Rapor No: 8037, 187 s., Ankara.

LEVHA I

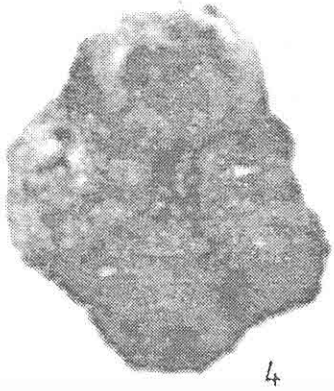


1

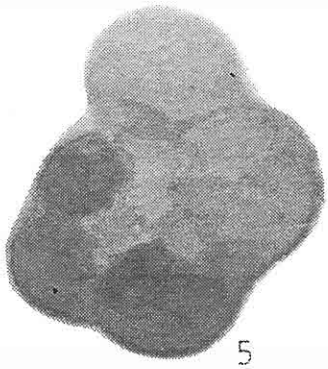


2

3



4



5

6

LEVHA I

Şekil 1 : **Globigerina venezuelana** Hedberg
Ombilikal taraf, Ü Iş 92 3, X 96

Şekil 2 : **Globorotalia obesa** Bolli
Ombilikal taraf, Ü Iş 92 5, X 70

Şekil 3 : **Globorotalia obesa** Bolli
Spiral taraf, Ü D 92 9, X 65

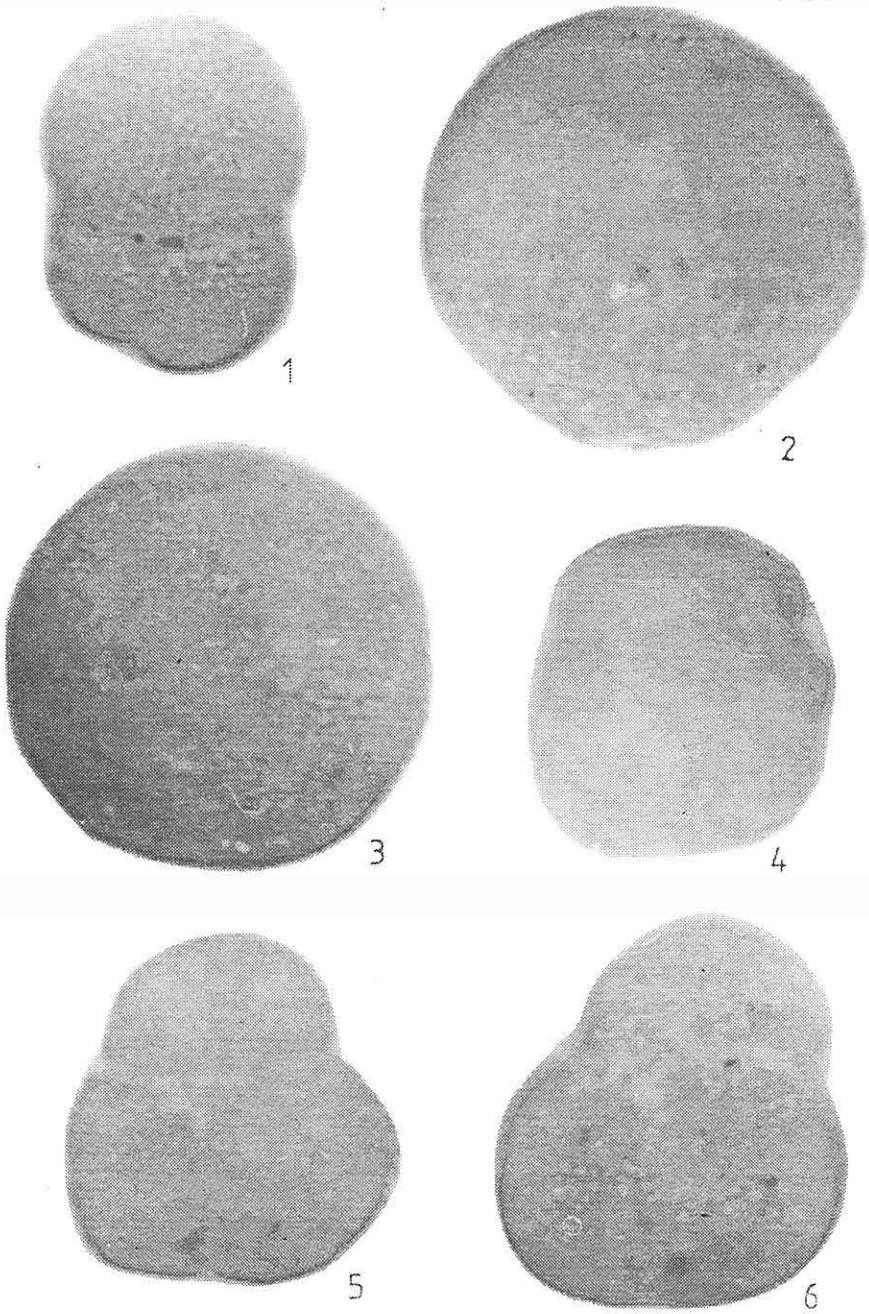
Şekil 4 : **Globorotalia mayeri** Cushman ve Ellisor
Ombilikal taraf, Ü Iş 92 20, X 80

Şekil 5 : **Hastigerina praesiphonifera** Blow
Ombilikal taraf, Ü D 92 9, X 60

Şekil 6 : **Hastigerina praesiphonifera** Blow
Spiral taraf, Ü D 92 9, X 60

Iş : Işıktepe Ölçülü Stratigrafi Kesiti
D : Dalakdere Ölçülü Stratigrafi Kesiti

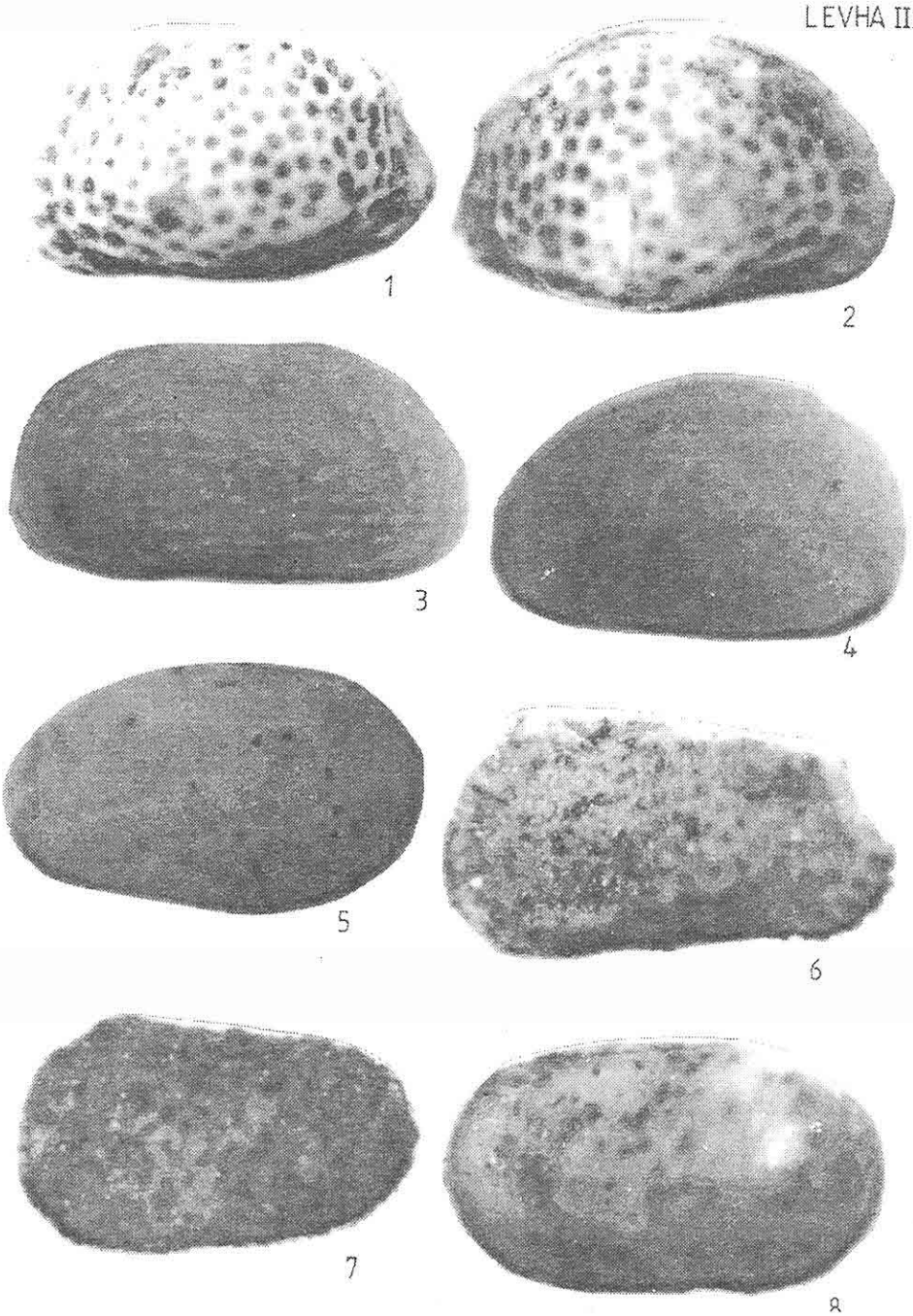
LEVHA II



LEVHA II

Şekil 1 : **Globigerinoides trilobus trilobus** (Reuss)
Spiral taraf, Ü Iş 92 14, X 68
Şekil 2 : **Orbulina suturalis** Brönnimann
Ü Iş 92 21, X 63
Şekil 3 : **Orbulina universa** d'Orbigny
Ü Iş 92 22, X 60
Şekil 4 : **Globoquadrina dehiscens** (Chapman, Parr ve Collins)
Spiral taraf, Ü Iş 92 3, X 55
Şekil 5 : **Globigerinoides ruber** (d'Orbigny)
Periferi, Ü D 92 16, X 60
Şekil 6 : **Globigerinoides trilobus sacculifer** (Brady)
Ombilikal taraf, Ü Iş 92 14, X 61

LEVHA III



LEVHA III

Şekil 1 : **Pokornyella deformis minor** (Moyes)
Kabuk, sol yandan görünüm, Ü D 92 7, X 60

Şekil 2 : **Pokornyella deformis minor** (Moyes)
Kabuk, sağ yandan görünüm, Ü D 92 7, X 63

Şekil 3 : **Urocytheris favosa** Uliczny
Sağ kapak, dıştan görünüm, Ü D 92 16, X 50

Şekil 4 : **Xestoleberis glabrescens** (Reuss)
Kabuk, sol yandan görünüm, Ü D 92 13, X 64

Şekil 5 : **Cyamocytheridea reversa** (Egger)
Kabuk, sol yandan görünüm, Ü D 92 18, X 65

Şekil 6 : **Hermanites haidingeri minor** Ruggieri
Kabuk, sol yandan görünüm, Ü D 92 9, X 65

Şekil 7 : **Henryhowella asperrima** (Reuss)
Kabuk, sol yandan görünüm, Ü D 92 16, X 58

Şekil 8 : **Cytherella vulgata** Ruggieri
Kabuk, sol yandan görünüm, Ü D 92 9, X 51

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 yazılarını da yer verilebilir.

Makalelerin Türkçe olanlarına İngilizce, yabancı dillerde olanlarına da Türkçe özetler konulmalıdır. Makaleler şekil, çizelge veya tablo, fotoğraflı levhalar dahil 10 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 proğram dilinde hazırlanarak makale ekinde yazı disketi de 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 aydinger üzerine çini mürekkep kullanılarak, koyu bir şekilde çizilmeli, fotoğraf 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 orijinal olmak üzere 3 nüsha halinde aşağıdaki adrese disketiyle birlikte gönderilmelidir.

Yerbilimleri/Geosound Editörlüğü
Ç.Ü.Müh.Mim.Fakültesi
Jeoloji ve Maden Mühendisliği Bölümleri
01330 - Balcalı / ADANA/TÜRKİYE
Tel (Fax) : 338 67 11 veya 338 63 57 (Tel) 338 61 26 (Fax)

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.

Türkish articles English, English, French and German articles should have a Turkish summary. Papers to be submitted should not exceed 10 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 section 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. Copyright is not paid for the published papers.

Figures, maps, graphics should be drawn 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
Ç.Ü.Müh.Mim.Fakültesi
Jeoloji ve Maden Mühendisliği Bölümleri
01330 - Balcalı / ADANA/TÜRKİYE
Tel (Fax) : 338 67 11 veya 338 63 57 (Tel) 338 61 26 (Fax)